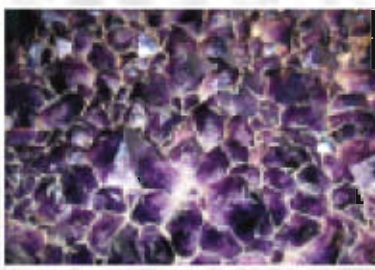
ESTUDO DE PRODUTOS HIDROVULCÂNICOS NO SUDOESTE DO PARANÁ

SEIM

MINEROPAR

SERVIÇO GEOLÓGICO DO PARANÁ



MINEROPAR®
SERVIÇO GEOLÓGICO DO PARANÁ

PARANÁ
GOVERNO DO ESTADO

ESTUDO DE PRODUTOS HIDROVULCÂNICOS NO SUDOESTE DO PARANÁ

PROJETO MAPEAMENTO DA FORMAÇÃO SERRA GERAL

CURITIBA - PARANÁ

2012

MINEROPAR. Serviço Geológico do Paraná

Estudo de produtos hidrovulcânicos no sudoeste do Paraná.

Curitiba : Mineropar, 2012.

192 p. , anexos

1. Formação Serra Geral – Mapeamento – Sudoeste do Paraná. 2. Hidrovulcanismo – Sudoeste do Paraná. 3. LIP – Paraná. I. Licht, Otavio Augusto Boni. II. Título.

1

CDU 556.33 (816.2)

Direitos desta edição reservados:

MINEROPAR – Serviço Geológico do Paraná
Rua Máximo João Kopp, 274 – Bloco 3 – Piso M
CEP 82630-900
Curitiba – Paraná – Brasil
Telefone: (55) 41 3351-6900 – Fax: (55) 41 3351-6950
site: http://www.pr.gov.br.mineropar

MINEROPAR®
SERVIÇO GEOLÓGICO DO PARANÁ

PARANÁ
GOVERNO DO ESTADO

GOVERNO DO ESTADO DO PARANÁ

Carlos Alberto Richa
Governador

SECRETARIA DE ESTADO DA INDÚSTRIA, DO COMÉRCIO E ASSUNTOS DO MERCOSUL

Ricardo Barros
Secretário

MINEROPAR - SERVIÇO GEOLÓGICO DO PARANÁ

José Antonio Zem
Diretor Presidente

Marcos Vitor Fabro Dias
Diretor Técnico

Sérgio Roberto Pegoraro
Diretor Administrativo-Financeiro

MINEROPAR®
SERVIÇO GEOLÓGICO DO PARANÁ

PARANÁ
GOVERNO DO ESTADO

GERÊNCIA DE MAPEAMENTO BÁSICO E TEMÁTICO

PROJETO MAPEAMENTO DA FORMAÇÃO SERRA GERAL

EQUIPE EXECUTORA

Otavio Augusto Boni Licht
Geólogo

Clóvis Roberto da Fonseca
Técnico em Mineração

Miguel Angelo Moretti
Técnico em Mineração

Daianne Francis Silveira
Estagiária, estudante de Geologia

MINEROPAR®
SERVIÇO GEOLÓGICO DO PARANÁ

PARANÁ
GOVERNO DO ESTADO

APRESENTAÇÃO

A Diretoria Executiva da MINEROPAR tem a satisfação de apresentar o resultado da pesquisa que trata dos processos vulcânicos que deram origem às rochas da Formação Serra Geral. O pesquisador da MINEROPAR, Geólogo, MSc, Dr. Otavio Augusto Boni Licht, nos apresenta um novo enfoque, qual seja, a ocorrência de eventos vulcânicos explosivos a partir da interação dos condutos de magma básico com sistemas aquíferos em profundidade. Esses processos são conhecidos e descritos na literatura científica em outras grandes províncias ígneas do mundo, como o Platô do Deccan, na India, a Província da Sibéria e a Província do Atlântico Norte.

Para dar consistência ao modelo de hidrovulcanismo, o autor apresenta uma revisão do conhecimento sobre os princípios físicos que regem o vulcanismo e o hidrovulcanismo e também sobre a evolução da Bacia do Paraná.

Mesmo que esses eventos tenham ocorrido na Formação Serra Geral há praticamente 135 milhões de anos, pode-se observar que houve a preservação de grande quantidade de evidências desses fenômenos, as quais, após terem sido identificadas em campo, foram examinadas com técnicas de laboratório bastante refinadas.

Apesar dos trabalhos de campo terem sido realizados no território paranaense, muitos conceitos e o próprio modelo eruptivo podem encontrar aplicação no restante da Formação Serra Geral que abrange cerca de 50% do território paranaense e estende-se por 1,0 milhão de quilômetros quadrados, cobrindo parcialmente diversos estados do Brasil e também Uruguai, Argentina e Paraguai.

Em vista do ineditismo da abordagem e por apontar pontos polêmicos, o pesquisador solicitou a colaboração de quatro revisores externos a quem deixamos consignados nossos agradecimentos: Profª Drª Eleonora Gouvea Vasconcellos, da Universidade Federal do Paraná, Prof. Dr. Gilson Guimarães Búrigo, da Universidade Estadual de Ponta Grossa, Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul e Dr. Pedro Vitor Zalán, consultor independente.

É nossa expectativa que o conteúdo desse relatório seja utilizado pela comunidade geológica no exame e na comparação de feições encontradas em outras localidades, como as que foram estudadas no Estado do Paraná, e com isto possibilitem o aprofundamento das pesquisas que podem levar a importantes descobertas de caráter econômico.

José Antonio Zem
Diretor Presidente

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO 16
2. DADOS DE PRODUÇÃO 18
2.1. Físicos 18
2.2. Financeiros 19
3. OBJETIVOS 19
3.1. Gerais 19
3.2. Específicos 19
4. JUSTIFICATIVA 20
5. ÁREA DE TRABALHO 20
6. MATERIAIS E MÉTODOS 24
6.1. Interpretação de imagens de sensores remotos: 24
6.2. Dados de posicionamento: 24
6.3. Coleta de dados geológicos 24
6.4. Laboratório: 25
6.5. Arquivamento dos dados: 25
6.6. Padrões utilizados para a descrição das rochas hidrovulcanoclásticas 25
6.7. Relatórios e artigos produzidos 28
7. O MODELO GERAL DAS ERUPÇÕES VULCÂNICAS 30
8. HIDROMAGMATISMO E HIDROVULCANISMO 33
9. DEPÓSITOS VULCANOCLÁSTICOS MÁFICOS EM GRANDES PROVÍNCIAS ÍGNEAS (*Mafic Volcaniclastic Deposits - MVDs* in *Large Igneous Provinces - LIPs*) 44
10. A BACIA DO PARANÁ 53
10.1. A sequência sedimentar 54
10.2. O magmatismo básico 57
10.3. O modelo eruptivo vigente para o magmatismo básico 58
10.4. Compartimentação geoquímica 60
10.5. Quadro estrutural e tectônico 62
10.6. Estruturas circulares fotointerpretadas 69
10.7. Geocronologia isotópica 75
10.7.1. Derrames de basalto e de basalto-andesítico 75
10.7.2. Diques básicos 76
10.8. Paleomagnetismo 79
10.9. Discussão dos resultados geocronológicos 81

10.10. Composição dos fluidos bacinais atuais 83
10.11. A interação magma básico-sedimentos-geofluidos 86
10.12. Depósitos piroclásticos da Formação Serra Geral 91
11. EVIDÊNCIAS DE HIDROVULCANISMO NA FORMAÇÃO SERRA GERAL 93
12. OS DEPÓSITOS HIDROVULCANOCLÁSTICOS DA FORMAÇÃO SERRA GERAL 94
12.1. Continuidade lateral e recorrência temporal 94
12.2. Formas de relevo 97
12.3. Estrutura geral dos depósitos 98
12.4. Contato entre clastos juvenis e a matriz 103
12.5. Rugas de fluxo nas camadas de hidrotufo 105
12.6. Condutos de degaseificação e de elutriação 106
12.7. Estruturas de contração por desidratação das camadas de hidrotufo 107
12.8. Marcas de impacto balístico nas camadas de hidrotufo 109
12.9. Lapilli acrecionário 110
12.10. A matriz dos depósitos hidrovulcanoclásticos 111
12.10.1. Componentes de grão médio a grosso 111
12.10.2. Fração fina da matriz 115
12.10.3. Estrutura interna 115
13. O CONDUTO HIDROVULCÂNICO DA SERRA DO PAREDÃO 118
14. O DEPÓSITO HIDROVULCANOCLÁSTICO DA JACUTINGA 125
15. O TUFO VITROCLÁSTICO DE CORONEL VIVIDA 132
15.1. Observação em escala de afloramento 132
15.2. Petrografia de lâmina delgada 135
15.3. Microscopia eletrônica de varredura (MEV) 136
15.4. Composição química pontual (EDS–MEV) 139
16. O DEPÓSITO HIDROVULCÂNICO DE CASCAVEL 142
16.1. Observação em escala de afloramento 142
16.2. Observação com lupa digital 146
16.3. Microscopia eletrônica de varredura (MEV) 147
16.4. Composição química pontual (EDS–MEV) 148
16.5. Testes de queima de material cerâmico 149
17. OS VEIOS DE HIDROTUFO INJETADOS NOS DERRAMES 151
18. A ESTRUTURA DOS DEPÓSITOS HIDROVULCANOCLÁSTICOS 157
19. OUTRAS EVIDÊNCIAS DA INTERAÇÃO DO MAGMA COM OS GEOFLUIDOS 163

20. O MODELO HIDROVULCÂNICO PARA A FORMAÇÃO SERRA GERAL 166
21. IMPLICAÇÕES DO MODELO HIDROVULCÂNICO PARA A FORMAÇÃO SERRA GERAL 176
21.1. A necessidade de revisão dos modelos exploratórios 182
22. CONSIDERAÇÕES FINAIS 184
23. AGRADECIMENTOS E CRÉDITOS 186
24. REFERÊNCIAS 188

ANEXO I - FICHAS DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA 193
ANEXO II - LOCALIZAÇÃO E DESCRIÇÃO DOS PONTOS DE CONTROLE DE GEOLOGIA 304

É absolutamente necessário estudar os fatos e observar os fenômenos.

Claude Henry Gorceix (1842-1919), geólogo, pesquisador e fundador da Escola de Minas de Ouro Preto (1874).

1. INTRODUÇÃO

Desde que os trabalhos de mapeamento geológico da Formação Serra Geral no Estado do Paraná foram iniciados em 2000, a equipe da MINEROPAR composta pelos geólogos Edir Edemir Arioli e Otavio Augusto Boni Licht, questionou e criticou a maneira simplista como depósitos denominados de *brechas de topo e de base de derrames, camadas de arenitos inter-trapp e diques de arenito*, eram tratados pelos mais diversos autores e relegados a uma posição totalmente inexpressiva no quadro da faciologia do vulcanismo básico da Bacia do Paraná. As explicações e hipóteses vigentes para a origem desses depósitos não eram consideradas satisfatórias ou convincentes, pois baseavam-se na ideia de que durante os períodos de interrupção dos eventos eruptivos, ocorria a deposição de areia transportada pelo vento do ambiente desértico predominante na época dos eventos eruptivos básicos da Formação Serra Geral. Segundo esses modelos, essa areia, ao se depositar, teria penetrado nos interstícios e se misturado às porções fragmentadas e escoriáceas do topo dos derrames do tipo *A'a*, formando brechas com clastos de basalto envolvidos por matriz arenosa. Ao fluir sobre uma camada de areia inconsolidada, a base de um derrame *pahoehoe* poderia se resfriar e fragmentar, englobando esse material sedimentar formando as brechas de base de derrame. Camadas mais espessas de areia com ausência de clastos juvenis teriam sido preservadas como arenitos *inter-trapp*. A aspiração das areias inconsolidadas para o interior das fraturas, formadas por contração durante o resfriamento de um derrame de basalto sobreposto, seria o processo responsável pela formação dos diques de arenito. O endurecimento extremo, quase uma sinterização, seria devido ao forte gradiente termal relativamente aos derrames de basalto, o qual seria capaz de recristalizar as camadas de areia, as brechas com matriz arenosa e os diques de areia.

Apesar de terem sido citados pela primeira vez por Reinhard Maack em 1947, esses depósitos nunca foram examinados com uma abordagem adequada, pois os trabalhos realizados na Formação Serra Geral restringiram-se à compartimentação e estratigrafia geoquímicas e paleomagnetismo, e para isso, foram sempre buscadas as ocorrências de rochas ígneas com o mínimo de alteração possível, sendo descartados os afloramentos de brechas ou de "arenitos *inter-trapp*".

Com o desenvolvimento dos trabalhos e com a coleta de dados de campo e de laboratório pela equipe da MINEROPAR, esses produtos foram mostrando sua real importância, dadas a sua grande distribuição em área e sua forte recorrência temporal. Foram então ensaiadas algumas hipóteses genéticas para esses depósitos que envolviam a formação de depósitos químicos de sílica em lagos vulcânicos e fluxos piroclásticos originados no colapso de caldeiras vulcânicas.

Com a proposição de Waichel (2006) de que esses depósitos seriam peperitos fluidais, formados pela interação entre derrames de basaltos e sedimentos úmidos no interior de pequenos lagos interdunas, os pesquisadores passaram a generalizar o uso desse modelo, aplicando-o sem questionamento ou exame mais aprofundado das condições ou características locais.

Foi em novembro de 2010, com a participação no XVII Curso Internacional de Vulcanología en los Andes Centrales, ministrado por professores da Universidade Nacional de Salta e da Universidade Nacional do México, que tivemos maior clareza do problema e da solução. Foi então possível entender os fatos vistos em campo, estabelecer um roteiro para coleta de novos dados e evidências para sua comprovação e propor um modelo de hidrovulcanismo para a Formação Serra Geral.

Para a execução dos trabalhos programados para o Estudo dos Produtos de Hidrovulcanismo no Sudoeste do Estado do Paraná, foram utilizados dados e informações produzidas pelo Projeto de Mapeamento Regional da Formação Serra Geral no Estado do Paraná, em fase de execução sob a coordenação do geólogo Edir Edemir Arioli e com a participação do autor do presente relatório, e em novos dados coletados em campo e laboratório, especialmente no segundo semestre de 2011. Mesmo que os resultados desse mapeamento conduzam à elevação da Formação Serra Geral a Grupo, com 4 formações e 13 membros, essa proposta ainda não foi formalizada e por isso, nesse relatório, ainda foi mantido o status de Formação Serra Geral indivisa.

O leitor irá observar um desequilíbrio no aprofundamento da investigação nos diversos pontos de controle de geologia que foram visitados. Em algumas localidades foram aplicadas técnicas analíticas que permitiram uma descrição aprofundada em diversas escalas e a interpretação dos processos; em outros locais foi possível apresentar somente uma descrição da situação observada em campo na forma de secções geológicas resumidas e, finalmente, para outros locais é apresentada apenas uma breve descrição dos materiais de interesse. Isso aconteceu devido ao período reduzido para estudar área com diversidade geológica tão grande, a limitação dos recursos financeiros da MINEROPAR - único agente financiador do projeto, e a dificuldade de aplicar técnicas de laboratório mais sofisticadas em tantas localidades e amostras coletadas quanto seria desejável.

Em virtude da novidade dos conceitos e do modelo eruptivo aqui apresentados, a MINEROPAR considerou conveniente expor os resultados obtidos pelo projeto à discussão com a comunidade científica, antes da divulgação do presente relatório. Para isso, solicitamos a colaboração de quatro revisores externos à MINEROPAR: Profª Drª Eleonora Maria Gouvêia Vasconcellos (Universidade Federal do Paraná), Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer (Universidade Federal do Rio Grande do Sul), Prof. Dr Gilson Búrigo Guimarães

(Universidade Estadual de Ponta Grossa), e Dr. Pedro Vitor Zalán (Petróleo Brasileiro S.A. - PETROBRAS), para que fizessem uma leitura crítica, apontassem suas discordâncias e apresentassem sugestões para o aperfeiçoamento do texto. Grande parte das sugestões apresentadas pelos revisores foi acatada e o texto ajustado. Porém, as ideias que não foram acatadas ou as questões que não puderam ser respondidas por falta de dados, foram transcritas ao final do capítulo correspondente. A partir do contraditório, cabe ao leitor elaborar sua opinião, formar o seu ponto de vista ou propor pesquisas que visem o aprofundamento dos temas apresentados.

Esperamos que esse relatório seja útil nas discussões sobre a diversidade de ambientes geológicos e processos eruptivos que deram origem às rochas da Formação Serra Geral.

2. DADOS DE PRODUÇÃO

2.1. Físicos

Durante a execução desse Projeto em 2011, houve 8 campanhas com um total de 47 dias, compreendendo dias de deslocamento e de trabalho efetivo de campo. Foram visitados e descritos 204 pontos de controle de geologia, e coletadas 90 amostras de rocha sã e intemperizada para análises.

Foi realizada a descrição macroscópica de 321 amostras de mão, no escritório da MINEROPAR.

Foram enviadas 16 amostras para confecção de lâminas delgadas na UFPR e na CPRM-POA.

Foram realizadas descrições petrográficas de 75 lâminas delgadas no laboratório da MINEROPAR, sendo 38 de hidrobrechas, hidrotufo-brechas e hidrotufos e 37 de derrames de basalto ou basalto-andesítico. Foram realizadas 3 análises em microscopia eletrônica de varredura no Departamento de Engenharia de Materiais da Universidade Estadual de Ponta Grossa sendo um corpo de prova bruto e duas lâminas delgadas de hidrotufo. As fichas de descrição petrográfica estão em anexo.

Foi adquirida uma câmera digital para captura de imagens no microscópio petrográfico da MINEROPAR, o que possibilitou o registro fotográfico minucioso das lâminas delgadas. As lâminas foram também digitalizadas em *scanner* de alta resolução para negativos fotográficos do Setor de Recursos Humanos da MINEROPAR, o que permitiu a observação de feições decisivas para a proposição do modelo de hidrovulcanismo.

2.2. Financeiros

O resumo dos dispêndios financeiros operacionais do Projeto em 2011, é o seguinte:

Item de despesa	Sub-total (R$)
Alimentação em campo	4.199,62
Hospedagem	6.196,05
Combustíveis e lubrificantes	4.232,08
Manutenção de veículos	395,90
Estacionamento e pedágio	897,20
Material de geologia	405,74
TOTAL	16.326,59

3. OBJETIVOS

3.1. Gerais

a) Promover uma revisão do conhecimento sobre hidrovulcanismo, da complexidade da constituição da Bacia do Paraná e no que esse conjunto poderia viabilizar a aplicação desse modelo eruptivo se aplicaria à Formação Serra Geral;
b) Sintetizar os achados de campo e de laboratório que dão suporte à aplicação do modelo de hidrovulcanismo na Formação Serra Geral.

3.2. Específicos

Os objetivos específicos do projeto foram:

a) Delimitar a área de ocorrência de eventos explosivos de magmatismo básico;
b) Coletar observações e dados de campo de feições características e diagnósticas desses eventos;
c) Localizar e identificar centros eruptivos de vulcanismo explosivo básico;
d) Utilizar metodologia de laboratório capaz de auxiliar nessa caracterização;
e) Apresentar relatório com documentação fotográfica.

4. JUSTIFICATIVA

As brechas, tufo-brechas e tufos são aqui entendidas como produtos de processos de hidrovulcanismo. A redefinição dos até então denominados arenitos *inter-trapp e brechas de topo e de base de derrames* como produtos hidrovulcânicos é importante por três motivos principais:

a) estimula outras revisões das interpretações tradicionais sobre a origem e o significado geológico de várias litologias da Formação Serra Geral, tais como o riolito do Membro Palmas, o riodacito do Membro Guarapuava e o basalto hipohialino do Membro Três Pinheiros, todas compondo o Grupo Serra Geral que será formalizado em 2012;
b) cria oportunidade para o aproveitamento dos depósitos hidrovulcânicos como insumos para agricultura, indústria cerâmica e outros ramos da indústria de transformação;
c) gera o interesse pela busca de insumos industriais que são aproveitados em outras províncias basálticas e ainda não foram descobertos na Província Magmática Paraná-Etendeka, basicamente pela classificação insuficiente ou desatualizada de várias litologias e seus produtos de alteração.

Os estudos que realizamos nesses materiais, até então pouco conhecidos, foram feitos com petrografia de lâmina delgada, difratometria de raios X e microscopia eletrônica de varredura visando à caracterização da mineralogia, estrutura interna e, se possível, a composição química.

5. ÁREA DE TRABALHO

A área de atuação do projeto restringiu-se à região situada a sul do paralelo 24°S, que é a porção da Formação Serra Geral que está sendo mapeada em escala regional pela equipe da MINEROPAR (Figura 1).

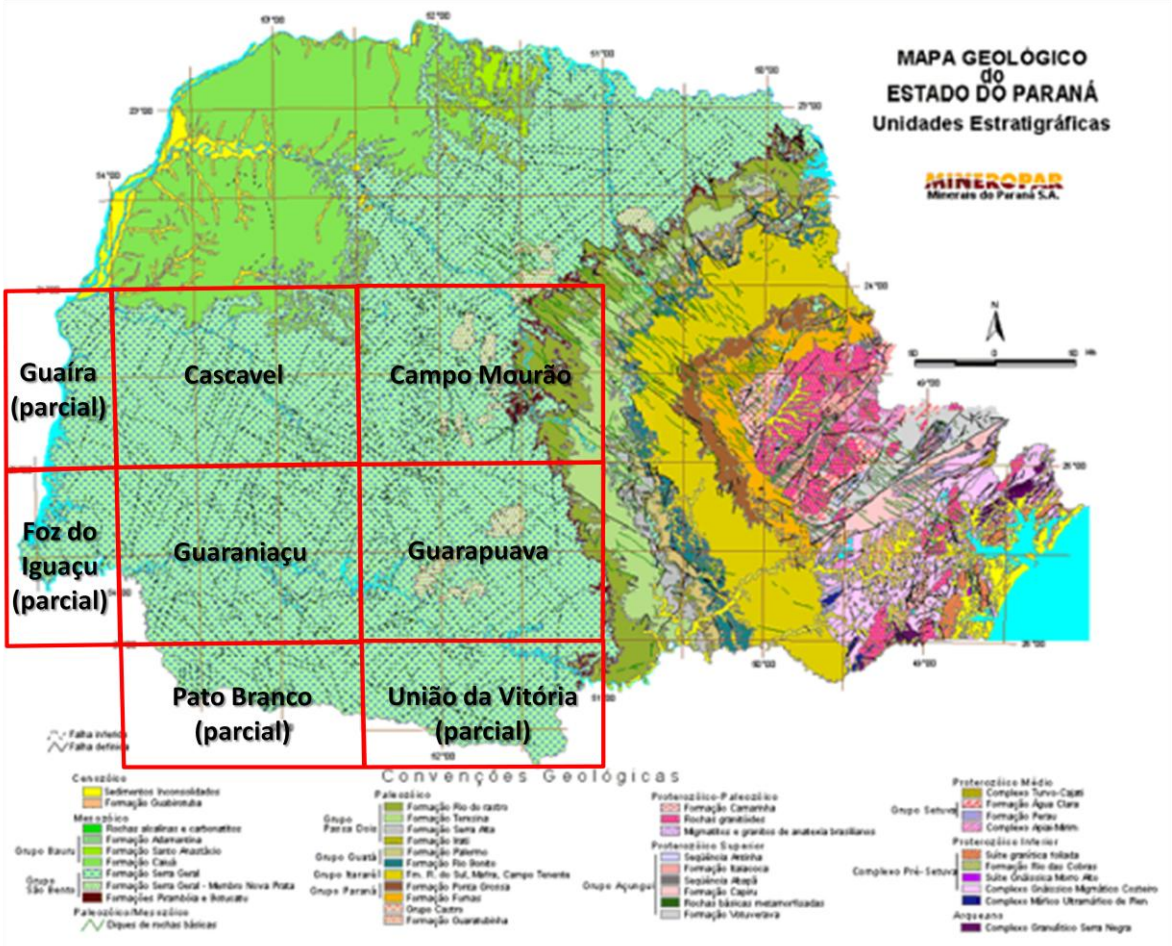


Figura 1 – Os limites da área da primeira fase do Projeto Mapeamento da Formação Serra Geral e as respectivas cartas plani-altimétricas em escala 1:250.000.

Durante a execução do Projeto de Mapeamento Geológico da Formação Serra Geral no Estado do Paraná, a equipe da MINEROPAR já visitou e descreveu os 2.478 pontos de controle de geologia que estão apresentados na Figura 2.

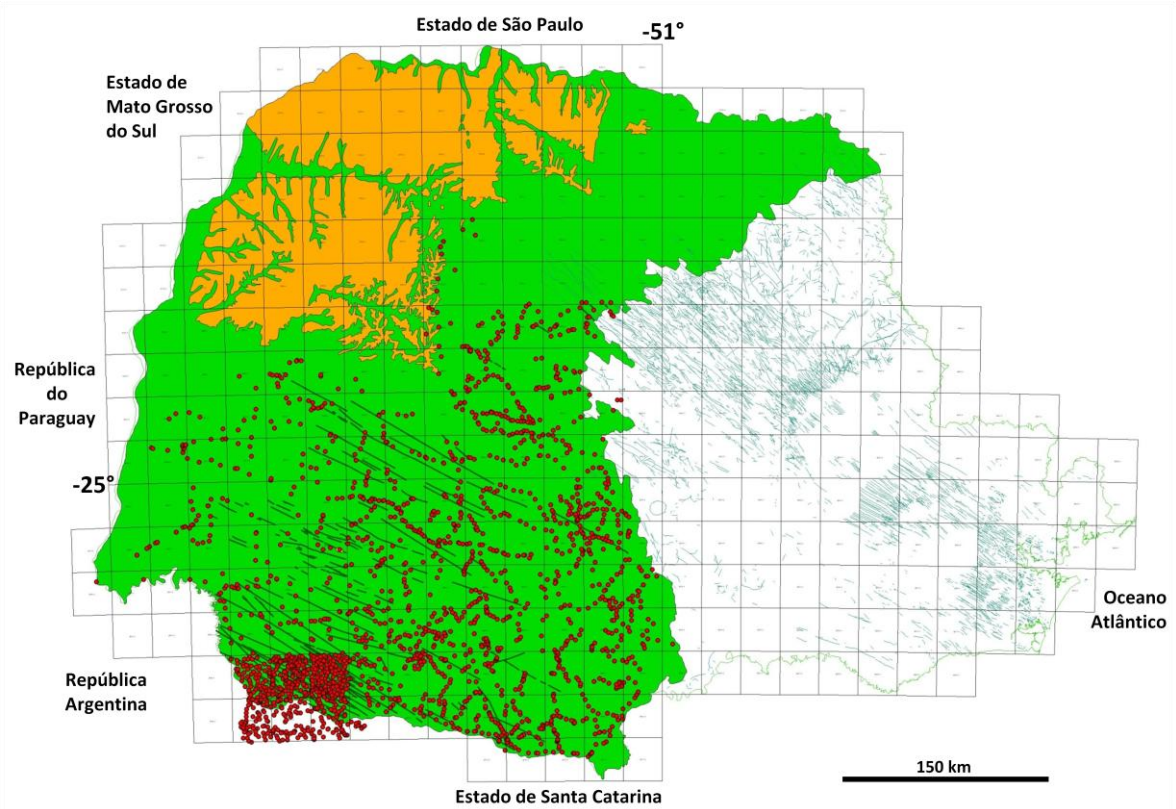


Figura 2 – Os 2.478 pontos de controle de geologia do Projeto de Mapeamento Geológico da Formação Serra Geral, desde o início do projeto até novembro de 2011.

Nessa densa nuvem de pontos de controle de geologia, foram encontradas evidências de eventos hidrovulcânicos e hidrovulcanoclásticos nos 445 pontos que estão apresentados na Figura 3.

Esses pontos serviram de base para a seleção dos locais a serem revisitados e das áreas a serem observadas com maior detalhe durante o presente projeto.

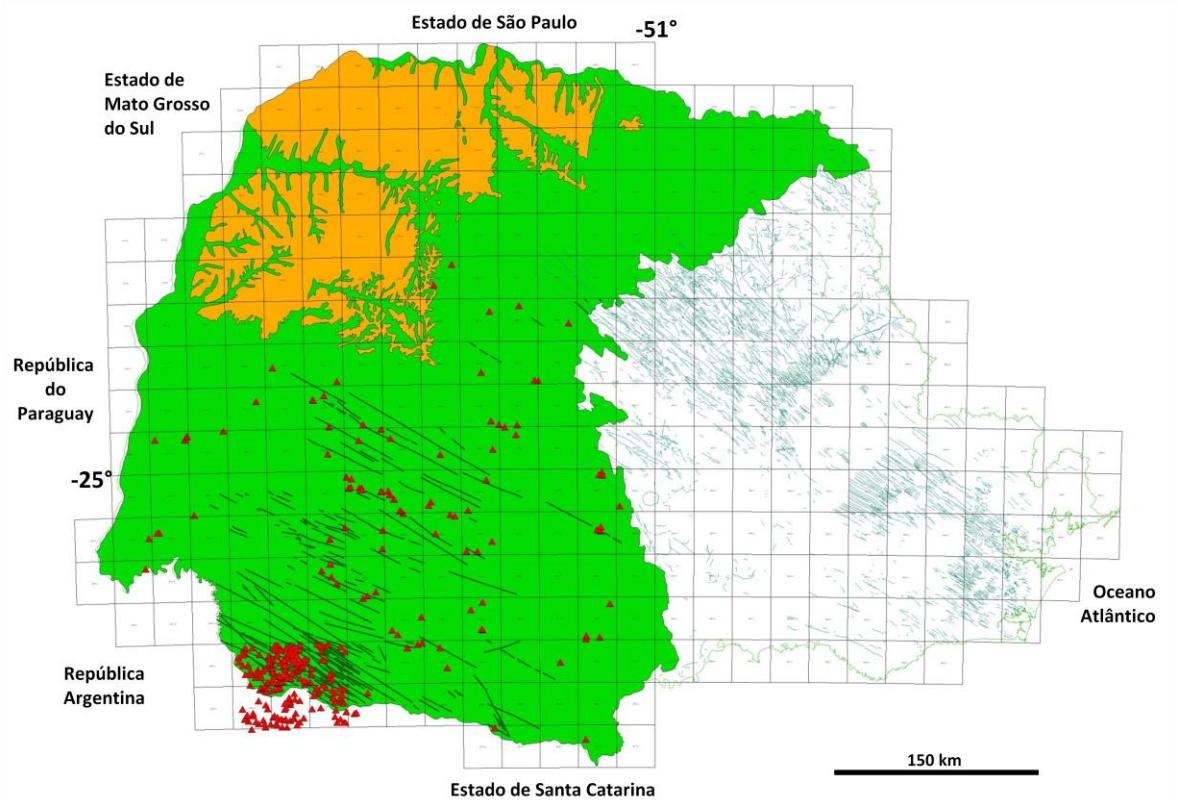


Figura 3 – Os 445 pontos de controle de geologia onde foram encontradas evidências de depósitos hidrovulcânicos e hidrovulcanoclásticos.

No Anexo 2 estão listados os 204 pontos de controle de geologia descritos no decorrer de 2011 pelo Projeto Estudo de Produtos Hidrovulcânicos no Sudoeste do Paraná. São pontos de controle de geologia descritos na fase de mapeamento regional e revisitados pelo presente projeto, ou novos pontos de controle de geologia descritos pelo presente projeto.

6. MATERIAIS E MÉTODOS

No decorrer dos trabalhos, foram utilizadas as seguintes técnicas de campo e de laboratório, consideradas como adequadas aos propósitos do projeto:

6.1. Interpretação de imagens de sensores remotos:

a) fotografias aéreas em escala 1:25.000;
b) mosaicos fotográficos de radar SLAR (*Side-looking airborne radar*) do Projeto RADAMBrasil;
c) imagens do satélite ASTER;
d) imagens de satélite LANDSAT;
e) modelo digital do terreno baseado em dados de radar SRTM com 90 metros de resolução espacial.

6.2. Dados de posicionamento:

a) unidades de GPS com resolução espacial de até 3 metros e altímetro barométrico;
b) coleta de dados de posicionamento em coordenadas geográficas no datum WGS84;
c) padronização das altitudes segundo o modelo SRTM, calculadas pelo sítio www.gpsvisualizer.com

6.3. Coleta de dados geológicos

A coleta de dados em afloramentos foi feita em caderneta de campo convencional, procurando seguir uma lista de ítens como espessura do depósito, estrutura interna, relações de contato, espessura das camadas, diâmetro e composição dos clastos e da matriz, forma e preenchimento e zonalidade das vesículas e dos veios, e medidas de atitude de planos e fraturas.
Foi testada uma caderneta de campo padronizada que deve ser mais elaborada com a experiência adquirida, para que seja aplicável a todas as situações com a sistematização de coleta dos dados de campo.
Foi utilizada a técnica de secções locais ou ao longo de estradas com a descrição dos perfis da base para o topo.

6.4. Laboratório:

a) as amostras de rocha foram etiquetadas com uma pequena faixa de esmalte branco, com a sigla do ponto escrita com caneta tinta indelével de ponta fina;
b) as amostras foram descritas com lupa de mão de 10 aumentos, lupa binocular de até 90 aumentos e lupa digital com até 240 aumentos;
c) quando necessário as amostras foram cortadas com serra diamantada no Laboratório da MINEROPAR;
d) foram feitas lâminas delgadas nos laboratórios de laminação da Universidade Federal do Paraná e da Superintendência de Porto Alegre do Serviço Geológico do Brasil;
e) foram realizadas análises de microscopia eletrônica de varredura (MEV) no Departamento de Engenharia de Materiais, da Universidade Estadual de Ponta Grossa;
f) foram feitas análises químicas pontuais por EDS (*energy dispersive x-ray detector*) acoplado ao MEV no mesmo laboratório;
g) as lâminas foram digitalizadas com resolução de 600 dpi no escâner para negativos fotográficos do Setor de Recursos Humanos da MINEROPAR (petroscopia);
h) as análises petrográficas de secção delgada foram feitas no microscópio binocular Leitz da MINEROPAR, com câmera digital para captura de imagens.

6.5. Arquivamento dos dados:

a) os dados coletados em campo foram compilados em planilha .xls;
b) os dados gerados na interpretação de imagens foram arquivados em formato *shapefile*;
c) as descrições petrográficas em lâmina delgada e microscopia eletrônica de varredura (MEV) foram arquivadas em formato .doc;
d) as imagens, ilustrações e fotografias foram arquivadas em formato .jpg ou .tif, dependendo do caso.

6.6. Padrões utilizados para a descrição das rochas hidrovulcanoclásticas

Os padrões e critérios utilizados para a descrição dos pontos de controle de geologia estão expostos nas Figuras 4, 5, 6, 7 e 8.

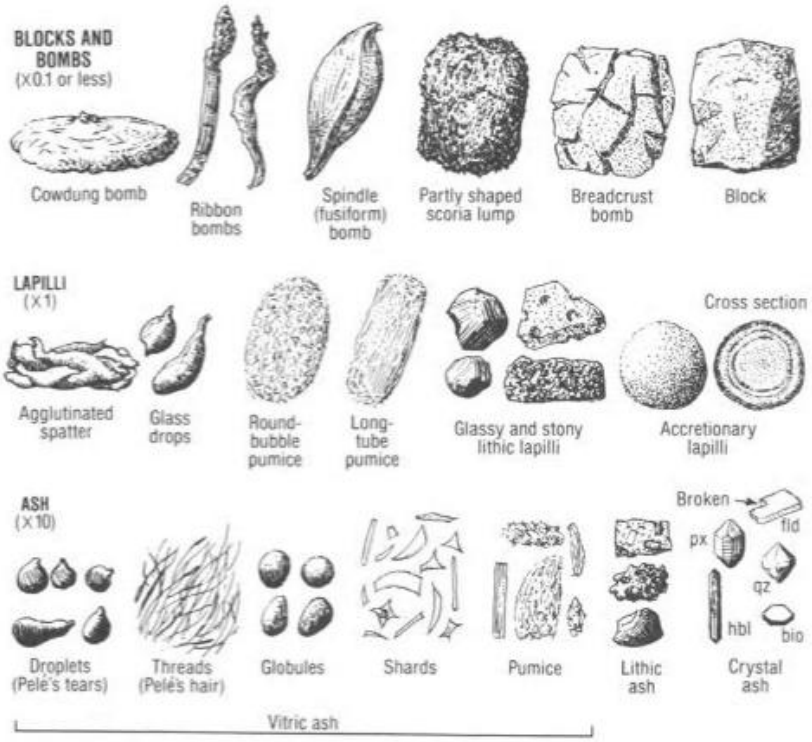


Figura 4 - Tipos de piroclastos classificados por sua granulometria. Em cada linha a viscosidade cresce da esquerda para a direita (Compton, 1985.)

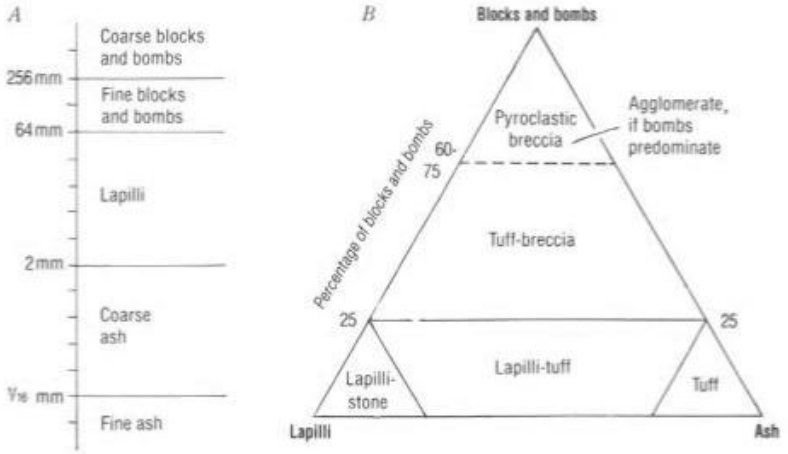


Figura 5 - A) classificação granulométrica dos piroclastos (modificado a partir de Fisher, 1961 e Schmid, 1981); B) classificação granulométrica para depósitos piroclásticos primários polimodais (modificado de Fisher, 1966 b) (Compton, 1985).

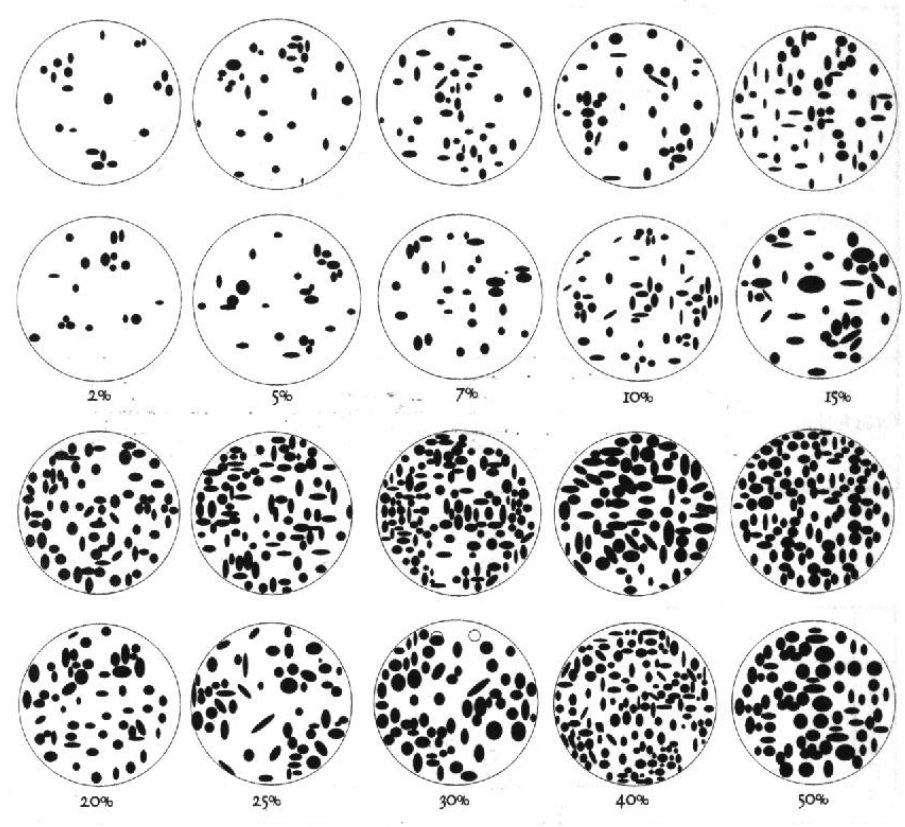


Figura 6 - Estimativa visual de proporções (%)

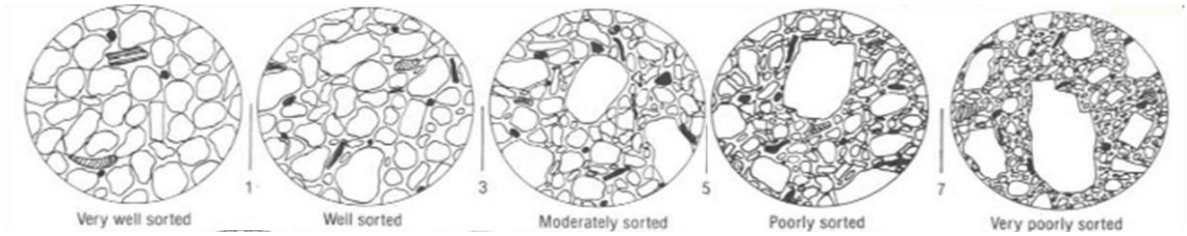


Figura 7 - Escala de classificação (Compton (1985).

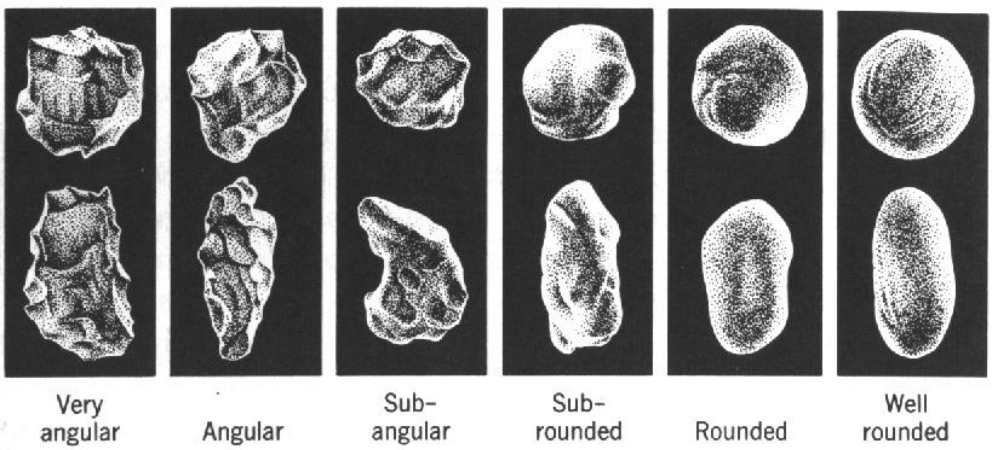


Figura 8 - Escala de arredondamento (Compton, 1985).

O formato das vesículas pode ser esférico, oblato (esferoide achatado nos polos) (Figura a), prolato (esferoide fusiforme) (Figura b) e ameboide (contornos irregulares e sem forma definida).

(b)

(a)

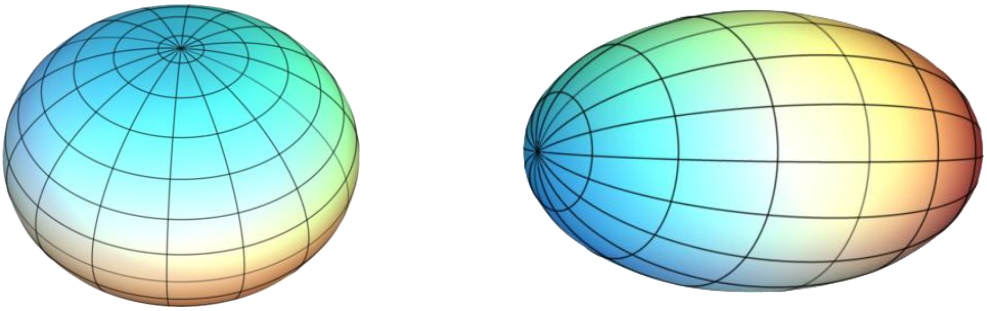


Figura 9 – Formato de esferoides (a) oblato e (b) prolato (http://pt.wikipedia.org/wiki/Esferoide).

6.7. Relatórios e artigos produzidos

A seguir estão as referências de relatórios internos e trabalhos em elaboração ou apresentados em eventos científicos com os resultados obtidos no exame dos eventos hidrovulcânicos na Formação Serra Geral no Estado do Paraná.

- **Relatório interno em preparação**

Arioli,E.E.,Licht,O.A.B. O Grupo Serra Geral no Estado do Paraná – Mapeamento geológico na escala de 1:250.000. Relatório interno. Curitiba (em preparação).

- **Artigo em preparação**

Licht,O.A.B.,Arioli, E.E. Hydrovolcanism - evidences and eruptive model - Serra Geral Formation, Paraná Basin, State of Paraná, Brazil (em preparação).

- **Artigo aceito para publicação pela *Pesquisas em Geociências* da UFRGS - junho/2011**

Licht,O.A.B.,Arioli,E.E. Statistical behavior of major and minor elements in basic, intermediate and acidic rocks of the Serra Geral Formation, Paraná LIP.

- **Painéis apresentados no V Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Goiás, GO - agosto/2011**

Licht,O.A.B.,Arioli,E.E. Evidências de eventos explosivos - hidrovulcanismo - na Formação Serra Geral, Estado do Paraná, Brasil.

Licht,O.A.B.,Arioli, E.E. Hidrovulcanismo, um modelo eruptivo para a Formação Serra Geral.

Licht,O.A.B.,Arioli,E.E. O conduto hidrovulcânico da Serra do Paredão, Cruz Machado, Paraná.

Silveira,D.F.,Licht,O.A.B.,Vasconcellos,E.M.G.,Arioli,E.E.,Chinelatto,A.L.Caracterização petrográfica de hidrotufo vitroclástico da região de Pato Branco, Paraná.

Licht,O.A.B.,Arioli, E.E. Definição do Grupo Serra Geral no Estado do Paraná.

- **Participação em mesa-redonda sobre a Formação Serra Geral no XIII Congresso Brasileiro de Geoquímica, Gramado, RS - outubro/2011**

Licht,O.A.B. The Serra Geral Formation (*yet*), the Serra Geral Group (*soon*) in the State of Paraná - *new concepts lead to new models.*

7. O MODELO GERAL DAS ERUPÇÕES VULCÂNICAS

O modelo geral proposto por Wilson et al (1980) (Figura 10), considera um conduto com uma secção aproximadamente constante, que se estende desde o reservatório de magma até a superfície. Ainda dentro do reservatório de magma, já existe um fluxo saturado em gás, mas em virtude da alta pressão confinante não ocorre a formação de bolhas. No topo do reservatório graças a uma pequena redução da pressão confinante, os gases e fluidos juvenis dissolvidos no magma começarão a exsolver na forma de bolhas microscópicas caracterizando a *superfície de exsolução*. Durante a ascensão do magma pelo conduto, o que ocorre em velocidade subsônica, a gradual redução da pressão confinante facilitará a formação e o crescimento das bolhas, o que caracterizará o *nível de nucleação* ou *nível de primeira ebulição*.

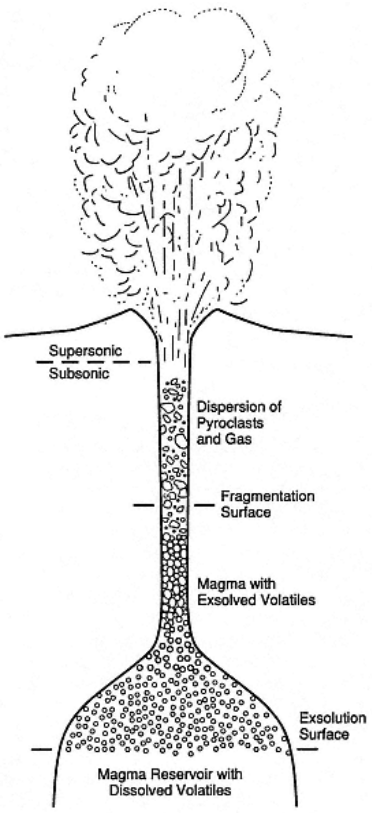


Figura 10 – Secção esquemática de um sistema eruptivo ideal (modif. Wilson et al, 1980 segundo Wohletz e Heiken, 1992).

Continuando a ascender pelo conduto, o magma alcançará uma profundidade tal que a pressão interna das bolhas superará a pressão confinante. Sob essas novas condições, o crescimento das bolhas será acelerado, acontecendo a fragmentação do magma ainda em estado fluido.

Quando os voláteis ocuparem 70-80% do volume disponível o magma, que era um líquido com bolhas em suspensão, se transformará em um gás com fragmentos de líquido em suspensão (Cashmann et al, 2000). Esta situação é conhecida como *nível de fragmentação* ou *superfície de fragmentação*.

A partir do nível de fragmentação, tem início uma região de fluxo misto que é composto por partículas e fragmentos de magma e bolhas de gás e que se estende até a superfície.

Nos magmas não hidratados, podem se formar partículas micrométricas ou mesmo menores. No caso de magmas basálticos, uma bolha com raio de 1 cm pode crescer a uma taxa de 0,5 mm/s, mais que suficiente para acomodar a expansão do gás sob baixa pressão. Desse modo, a viscosidade impõe um freio no processo de expansão das bolhas e de seu crescimento (Viramonte, 2010).

A classificação da potência e do impacto dos eventos vulcânicos é medido pelo Índice de Erupções Vulcânicas (VEI - Volcanic Eruption Index), proposto por Chris Newhall (U.S.G.S.) e Steve Self (Open University) (SDSU-Dep.Geol.Sci., 2012**)**, em uma escala logarítmica com 8 classes que considera diversos critérios objetivos e subjetivos como:

a) Volume de material ejetado;
b) Altura da coluna eruptiva;
c) Descrições qualitativas *(suave, efusiva, explosiva, cataclísmica, …);*
d) Estilo da atividade passada;
e) Altitude da cabeça da pluma eruptiva *(troposfera ou estratosfera).*

A escala VEI e os critérios de avaliação dos eventos estão sintetizados nas Figuras 11 e 12.

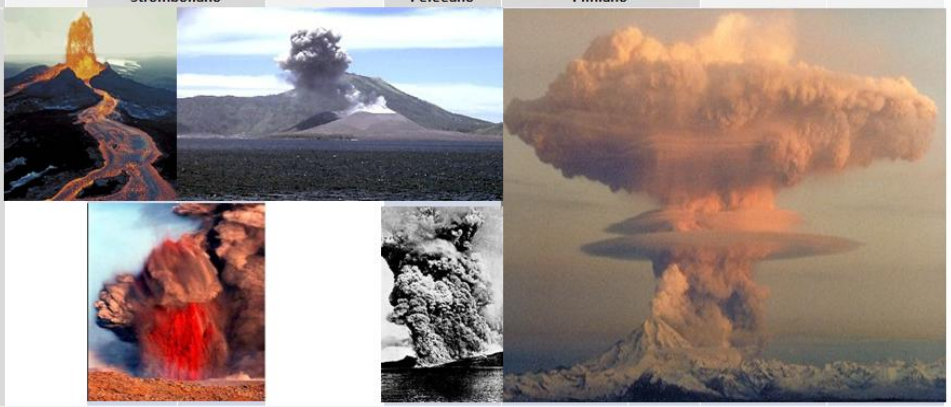
VEI	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Altura da pluma	< 100 m	100 – 1.000 m	1 – 5 km	3 – 15 km	10 – 25 km	> 25 km	> 25 km	> 25 km	> 25 km
Volume expelido (mínimo)	1.000 m^3	10.000 m^3	1.000.000 m^3	10.000.000 m^3	100.000.000 m^3	1 km^3	10 km^3	100 km^3	1.000 km^3
Tipo de erupção	Hawaiiano	Stromboliano	Vulcaniano		Peleéano	Pliniano	Ultra Pliniano		
Estilo									
Frequência (estimada)	Contínua	Mensal	Mensal	Anual	Alguns anos	5 – 10 anos	1.000 anos	10.000 anos	100.000 anos
Exemplo	Kilauea	Stromboli	Galeras, Colômbia (1992)	Nevado del Ruíz, Colômbia (1985)	Eyjafjallajökull, Islândia (2010)	St Hellens, EUA (1980)	Krakatau Indonésia (1883)	Tambora, Indon. (1815) Santorini, Grécia (1610 AC)	Lake Toba, Indonésia (±74.000 anos)

Figura 11 - A escala VEI e os critérios considerados para o estabelecimento das 8 classes de eventos eruptivos (Modif http://www.geology.sdsu.edu/how_volcanoes_work/Variability.html).

VEI	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Magma	Básico					Ácido			
				Intermediário					
Tipo de erupção	Hawaiiano		Vulcaniano			Pliniano			
		Stromboliano			Peléeano		Ultra Pliniano		
Gases e fluidos	Baixo		Médio			Alto			
Fluidez	Alta		Média			Baixa			
Feições	Lagos e fontes de lava; spatters, A'a e pahoehoe				Abundância de fluxos ignimbríticos e depósitos piroclásticos finos Formação de domo ressurgente				
		Depósitos piroclásticos médios a grossos							
Estilos									

Figura 12 - Algumas características dos eventos eruptivos enquadrados nas oito classes da escala VEI.

8. HIDROMAGMATISMO E HIDROVULCANISMO

A maior diferença entre as explosões magmáticas convencionais e as hidrovulcânicas é que as primeiras são causadas por gases magmáticos juvenis em magmas viscosos de composição intermediária à ácida, e as explosões hidrovulcânicas ocorrem quando magmas de composição básica interagem com geofluidos externos, não magmáticos.

Os eventos hidrovulcânicos são controlados e movidos pelo conceito termodinâmico de equilíbrio de fases e pelo processo industrial conhecido como FCI, que significa "*fuel-coolant interaction*" ou interação combustível-refrigerante .

É preciso ter em mente que em ambientes geológicos profundos como o que está sendo aqui abordado, a água não está apenas superaquecida, mas sob alta temperatura e elevada pressão confinante e, sob essas condições, comporta-se como um fluido supercrítico. Isso significa que a água transforma-se em um fluido incompressível, de alta densidade e com grande energia interna. A Figura 13 mostra o gráfico da curva geral de ebulição da água com seus três pontos principais: triplo, de ebulição e crítico. No ponto triplo (TP), que é caracterizado pelos valores de 0,01°C e 0,00603 atmosferas coexistem as três fases: sólida, líquida e gasosa. No ponto de ebulição (PE) localizado em 100°C e 1 atmosfera, coexistem apenas as fases líquida e vapor. Já no extremo da curva de ebulição está o ponto crítico (CP), que ocorre em 374ºC e 218 atmosferas, onde também apenas as fases líquida e vapor coexistem.

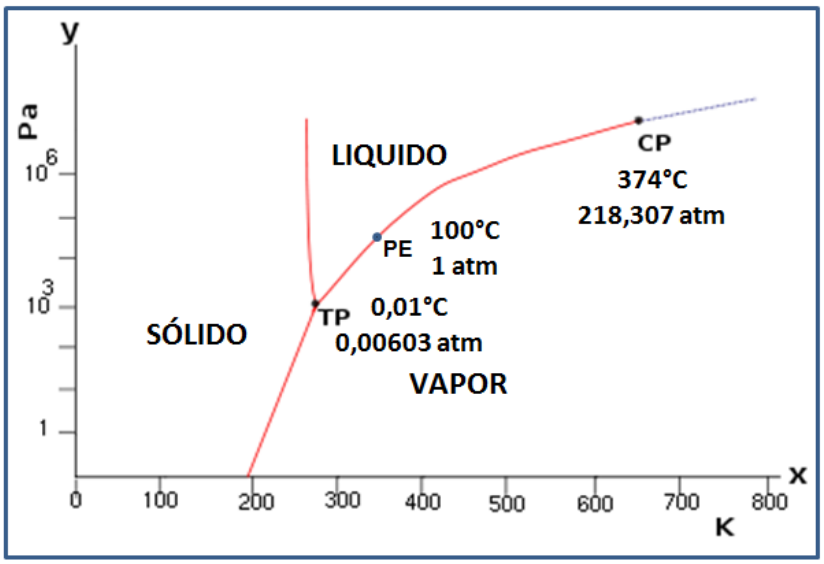


Figura 13 – A curva de ebulição da água com a identificação dos três pontos fundamentais ponto triplo (TP), ponto de ebulição (PE) e ponto crítico (CP).

Em função da alta temperatura e da elevada pressão e diferentemente do ponto de ebulição (PE), a partir do ponto crítico (CP) a água transforma-se em um fluido supercrítico, o que vale dizer, uma mistura indistinguível de liquido e vapor. Nessa situação perfeitamente compatível com as condições onde ocorre o contato entre um magma com um geofluido, a água adquire a capacidade de difundir através de sólidos como um gás e dissolver sólidos como um líquido. Além do mais, nesse estado, a sua densidade e seu poder corrosivo também aumentam.

Diversos segmentos da indústria como farmacêutica, alimentícia, eletrônica, têxtil e de limpeza se valem dessas propriedades na construção de sistemas baseados em fluidos supercríticos direcionados para a extração, fracionamento, purificação, reação, revestimento e limpeza. Esses processos se baseiam nas propriedades dos fluidos supercríticos, pois ao contrário dos processos tradicionais com uso de solventes e produtos químicos, os sistemas baseados em fluidos supercríticos não usam produtos tóxicos ou perigosos e atingem resultados finais idênticos, já que o poder corrosivo de fluidos supercríticos - mesmo que seja apenas água - é muito aumentado (Globalspec, 2012).

Já a interação combustível-refrigerante (*fuel-coolant-interaction* - FCI) (Wohletz, 1986, Kokelaar, 1986; Wohletz e Heiken, 1992; White, 1996) pode ser explosiva ou não, dependendo da taxa de transferência de calor do combustível (*fuel*) para o refrigerante (*coolant*) e a intensidade de pressurização do refrigerante (Morrissey, 2000). Como foi enfatizado por White (1996), o refrigerante geológico não é água pura e sim um fluido impuro e invariavelmente carregado de partículas. Refrigerantes carregados de partículas diferem da água pura em vários aspectos como densidade, viscosidade, disponibilidade de posições para nucleação de bolhas, disponibilidade de vapor para as bolhas e outras propriedades dos fluidos.

Enfim, em ambientes geológicos, os refrigerantes como água impura+sedimentos têm maior capacidade de misturar-se com o magma, de provocar e de sustentar a explosividade (White, 1996) e ao serem levados a seu estado supercrítico têm suas capacidades corrosivas potencializadas.

O modelo eruptivo hidrovulcânico começou a despertar atenção em 1883, com o evento do Krakatau, Indonésia, que teve dimensões e impactos globais (Verbeek, 1885 apud Wohletz, 1993), mas começou a ser estudado cientificamente apenas nas décadas de 1950-60 em Surtsey, (Thorarinsson, 1964 apud Wohletz, 1993) e Taal (Moore et al, 1966 apud Wohletz, 1993) ambos na Islândia, e em Capelinhos, Arquipélago de Açores (Tazief, 1958 apud Wohletz, 1993; Wohletz e Heiken, 1992; Zimanowski e Wohletz, 2000). Deve-se a Wohletz (1993), o desenvolvimento dos conceitos das erupções freatomagmáticas (hidrovulcanismo) que se caracterizam por colunas eruptivas ricas em vapor, desenvolvimento de fluxos

piroclásticos basais (*base surges)* e a formação de geomorfologia típica incluindo *maare*, anéis de tufos (*tuff rings*) e cones de tufos (*tuff cones*). Atualmente, autores como Fischer e Schmincke (1984), Wohletz e Heiken (1992), Wohletz (1993), Viramonte (2010) e Arnosio (2010), preferem o termo hidrovulcanismo por ser genérico, já que o termo freatomagmático (Gary et al, 1974, apud Fischer e Schmincke, 1984; Wohletz et al, 2010) pressupõe a presença de água em situação freática ou à superfície. Assim, o termo hidrovulcanismo engloba todos os estilos eruptivos que envolvam água subterrânea ou superficial (Gill, 2009). As semelhanças entre algumas erupções hidrovulcânicas com testes nucleares superficiais, subterrâneos e submarinos permitiram o desenvolvimento de pesquisas que levaram ao reconhecimento de processos e produtos similares (Wohletz, 2000) (Figura 14)

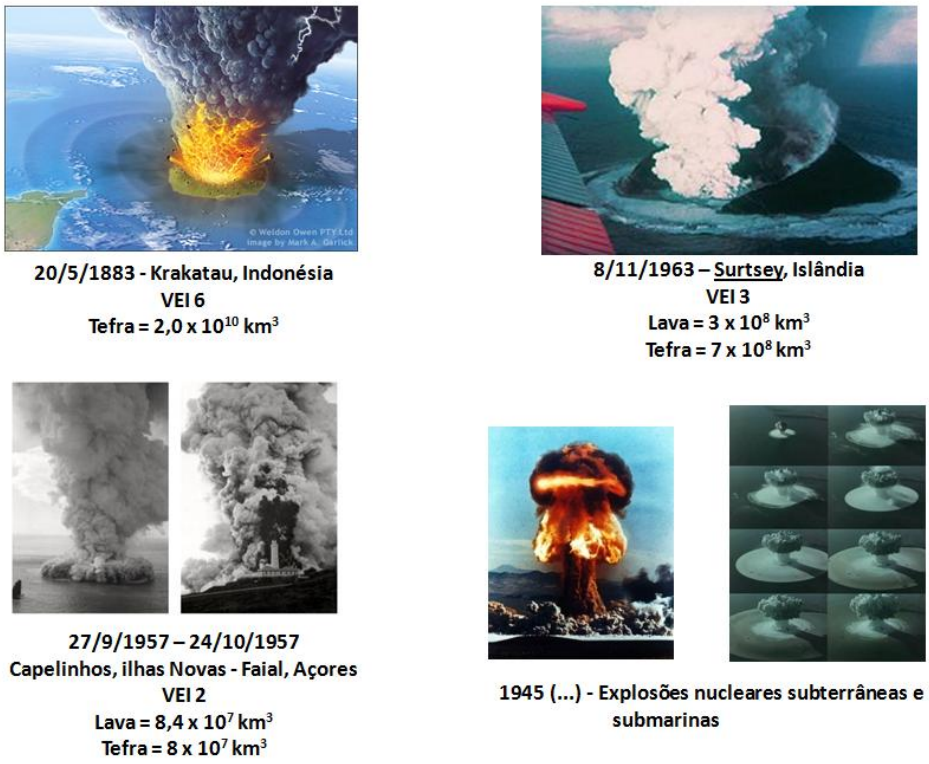


Figura 14 - Alguns eventos explosivos naturais ou criados pelo homem que serviram de referência para as pesquisas do hidrovulcanismo e a proporção entre lava e tefra.

Então, os processos hidrovulcânicos são baseados na física da ascensão do magma segundo o modelo geral de Wilson et al (1980) e de sua interação com sistemas hidrológicos, o que favorece a conversão da energia térmica em energia mecânica, um fenômeno que é governado pelo ambiente dessa interação. Esse sistema eruptivo é controlado pela abundância de água com relação ao magma, a taxa de suprimento de ambos no conduto, a composição do magma, a combinação e balanço entre pressão litostática e hidrostática e o comportamento dos materiais quando submetidos a pressão confinante (Zimanowski e Wohletz, 2000) (Figura 15). Em geral, quanto mais água estiver

disponível durante a interação, mais úmida (rica em fluidos) será a erupção, o que se refletirá no grau de fragmentação e na taxa de transferência de calor (Morrissey, et al, 2000).

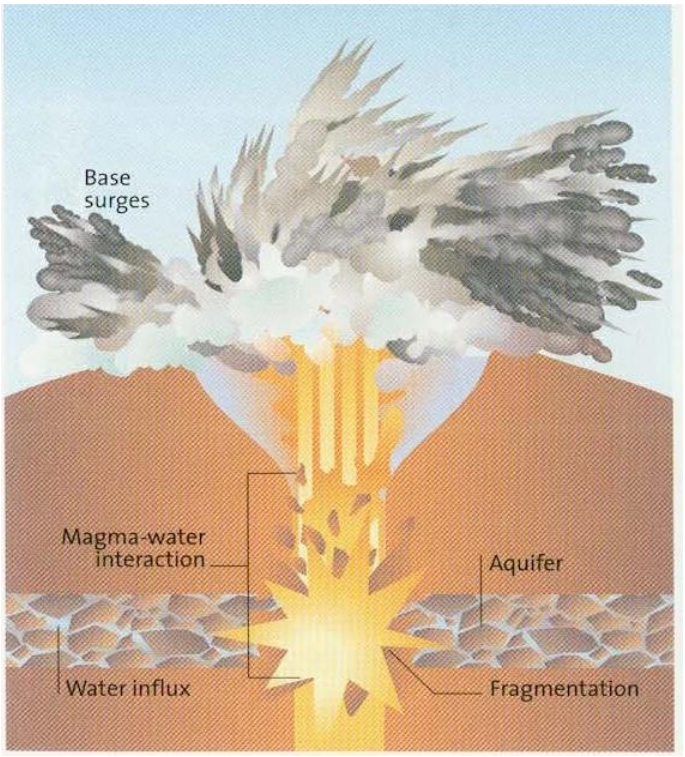


Figura 15 - Esquema da interação do magma em ascensão em uma fissura, na intersecção de um sistema aquífero (Schmincke, 2004).

Se a fragmentação do magma ocorrer nas vizinhanças ou em contato com um sistema hidrológico, a interação do magma fragmentado - e por isso com a superfície de contato potencializada – com fluidos externos, provocará um aumento desmesurado na pressão. A profundidade do nível de fragmentação pode ser fortemente influenciada pela profundidade do aquífero. No entanto, durante a erupção, a presença de um aquífero pode rebaixar o nível de fragmentação, mesmo que a pressão hidrostática permaneça constante. As explosões propagando-se para baixo, fragmentarão e arrastarão as rochas encaixantes de profundidades cada vez maiores, alargando o conduto na região do aquífero (Morrissey et al, 2000). Esses processos que ocorrem relativamente próximos da superfície, em velocidade supersônica, produzirão erupções explosivas, independentemente do quimismo do magma, isto é, mesmo que ele tenha composição básica (Wohletz, 1993; Schmincke, 2004).

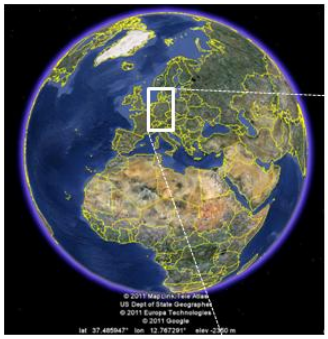
As tefras dos vulcões Ruhapehu e Ngauruhoe na Nova Zelândia foram incialmente produzidas por explosões hidrovulcânicas que migraram para fases de magmas anidros (Moebis, 2010).

No gráfico de fases da água (Figura 13), a linha que separa o líquido do vapor, denominada de curva de ebulição da água, tem uma importância fundamental na compreensão das erupções hidrovulcânicas. Se a água for aquecida a 1.000°C sob pressão de 1 atmosfera, ela sofrerá um aumento de volume de aproximadamente 6.000 vezes, enquanto que sob uma pressão confinante de 1 Katm (como a região no interior de um conduto) a expansão será de apenas 6 vezes (Viramonte, 2011). Assim, se um conduto for obstruído por material fragmentado e selado por uma fase mineral hidrotermal, a pressão do vapor pode superar a pressão litostática em até 30%.

Na medida em que erupções hidrovulcânicas continentais são fortemente controladas pela quantidade e composição do geofluido externo, seus estilos variam desde simples jatos de vapor até eventos vulcanianos, strombolianos e mesmo freato-plinianos (Morrisey et al, 2000). Os produtos dessas erupções são vapor, lama, grande quantidade de clastos angulosos, formando-se crateras com mais de 1 km de diâmetro (Muffler et al 1971; Lloyd, 1971; Nairn e Wiradiradja, 1980 apud Fisher e Schmincke, 1984).

Eventos hidrovulcânicos relacionados com água subterrânea produzem *maare* e anéis de tufos que são crateras com pequena expressão topográfica, formadas por eventos explosivos causados pelo superaquecimento da água quando o magma entra em contato com um sistema aquífero profundo.

Maare são crateras hidrovulcânicas com cerca de 100 a 3.000 m de diâmetro e de 10 a mais que 500 m de profundidade (com relação à topografia pré-evento) (Figuras 16 e 17) e circundadas por um anel de pequena altitude e composto por tefra de granulometria variada (de fina a grossa), hospedada por rochas regionais. Como são estruturas circulares cortadas em superfícies pré-erupção, elas geralmente expõem rochas regionais nas paredes da cratera.



O Geoparque Vulcânico
de Eifel

e os *maar*

Figura 16 - Localização do Geoparque Vulcânico de Eifel, Alemanha, local de referência para o estudos dos maare e os produtos hidrovulcânicos e hidrovulcanoclásticos.

Figura 17 - O Pulvermaar, no Geoparque Vulcânico de Eifel, Alemanha.

A partir dos *maare*, as explosões hidrovulcânicas podem gerar uma grande variedade de produtos, tais como, tefra e fluxos piroclásticos compostos por fluxos basais (*base surges*), fluxos de blocos e cinza (*ash and blocks flows*), queda de blocos (*falling blocks*) e depósitos de queda de cinza (*ashfallout*) (Viramonte, 2010; Arnosio, 2010; Arnosio et al, 2010; Kokelaar e Branney, 2002). Um anel composto por um fluxo hidroclástico circunda a cratera

e é composto por poucas dezenas até mais que 1.000 camadas de tefra, tendo a maioria poucos mm, cm ou mesmo 1-2 dm de espessura. Os produtos ejetados pelos *maare* consistem de uma mistura de clastos juvenis e grande quantidade de clastos da rocha regional (Fisher e Schmincke, 1984; Lorenz, 1985; Gençalioğlu-Kuşcu et al, 2007) (Figura 18).

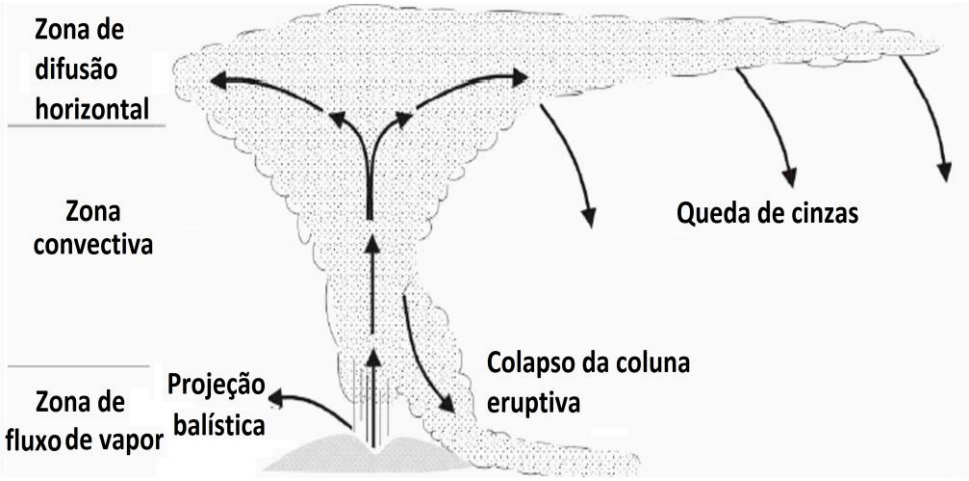


Figura 18 – Tipos principais de depósitos derivados da coluna eruptiva gerada por um evento hidrovulcânico (Viramonte, 2010).

Os anéis de tufo circundam crateras amplas e são construídos por camadas de detritos piroclásticos (tufos ou lapilli) e com expressão topográfica notável, cuja crista pode atingir 300 m (Figura 19). Têm uma associação frequente com centros eruptivos do tipo *maar*.

Figura 19 - Anel de tufos de Fort Ring, Oregon, EUA (http://geology.about.com/od/structureslandforms/ig/volcanotypes/tuffringfortrock.htm).

Geralmente os condutos e a base dos *maare* e dos anéis de tufo são preenchidos com brecha composta por blocos juvenis, lapilli e cinza e material retrabalhado das paredes e do anel, escondidos sob um lago vulcânico. A composição do material juvenil ejetado por um *maar* ou anel de tufo é muito variada, mas ele é principalmente composto por fragmentos de magmas básicos como basaltos toleííticos e alcalinos. Woods (pers. com. apud Fischer e Schmincke, 1984) e Wohletz (1993) asseguram que depois dos cones de escória (*cinder cones*), os centros eruptivos hidrovulcânicos (freatomagmáticos) como *maare*, anéis e cones de tufos, são as geoformas vulcânicas mais frequentes (Figura 20).

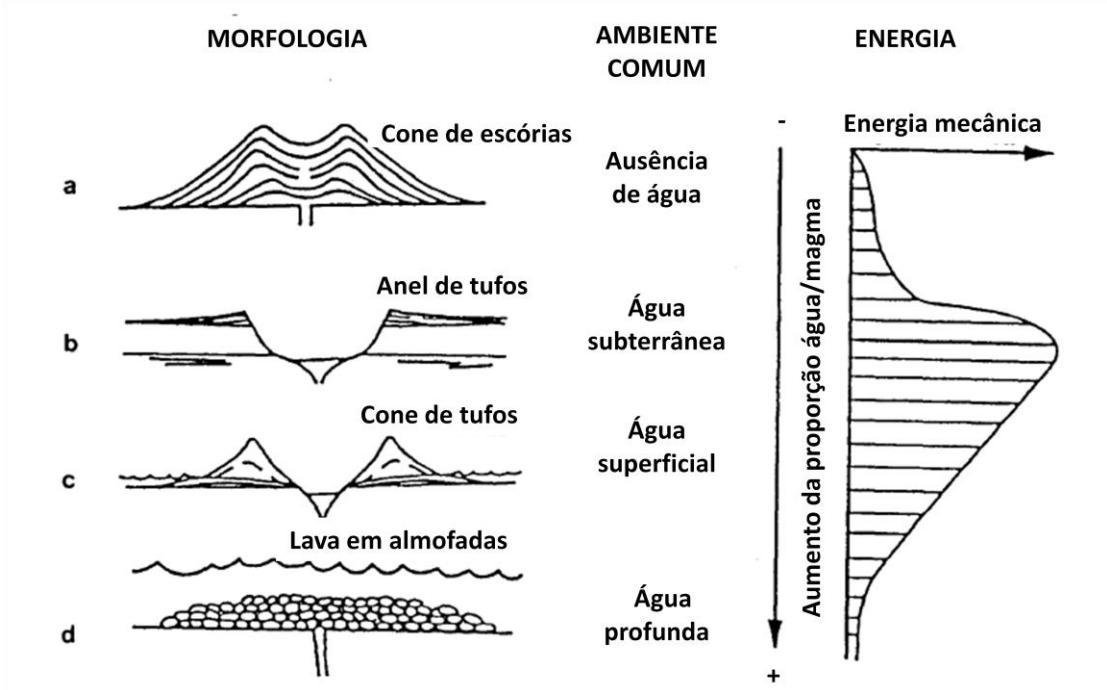


Figura 20 – Morfologias vulcânicas com respeito ao ambiente hidrológico (Wohletz e Sheridan, 1983 apud Wohletz, 1993). Em ambientes subsaturados, o vulcanismo basáltico em geral produz cones de escória em erupções de energia relativamente baixa. Ao aumentar a abundância de água, as erupções vaporizam-na, dando lugar a uma energia explosiva maior com a formação de anéis e cones de tufos. Em águas profundas, a extrusão do basalto é acompanhada por um esfriamento rápido (*quenching*) para formar lavas em almofada (*pillow lavas*) (Wohletz, 1993).

É comum que as camadas de hidrotufo e outros produtos hidroclásticos como os fluxos basais mostrem acunhamento, lenticularização, estruturas de corte-e-preenchimento, estruturas maciças, estratificações cruzadas e gradação granulométrica direta e inversa (Fischer e Schmincke, 1984; Wohletz e Heiken, 1992; Gill, 2009; Viramonte, 2010; Arnosio, 2010) (Figura 21).

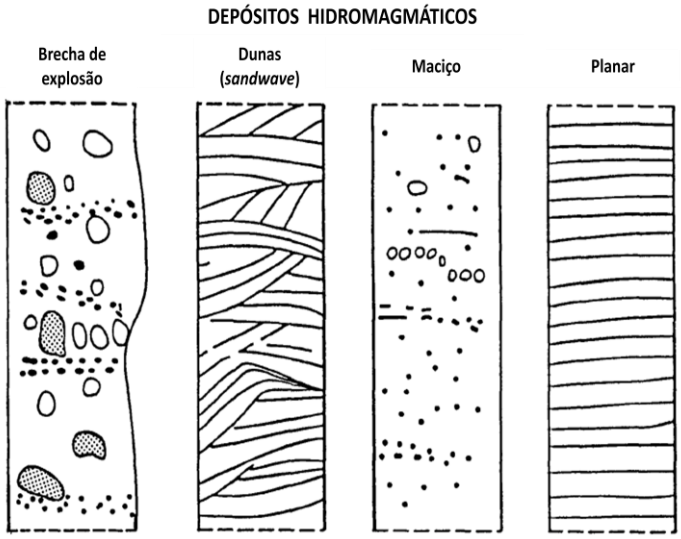


Figura 21 – Tipos principais de depósitos hidroclásticos produzidos por erupções hidrovulcânicas explosivas. A brecha de explosão é típica dos depósitos de tefra próximos do centro de emissão, enquanto os depósitos com dunas, camadas maciças e planares, são frequentes nos depósitos de fluxo piroclástico (Wohletz e Sheridan, 1979). Além desses quatro tipos texturais, existem as brechas laháricas que se formam por liquefação desses depósitos quando há abundância de vapor condensado ou de água de chuva (Wohletz, 1993).

Algumas dessas rochas fragmentárias não são estritamente piroclásticas porque são produzidas por resfriamento rápido e por brechação intensa, quando o magma interage com geofluidos. Para uma melhor delimitação dos ambientes, tipos e intensidades da interação, Rittman (1963) sugeriu o termo brechas hidroclásticas para aquelas rochas produzidas por eventos explosivos com grande participação de água (Figura 22).

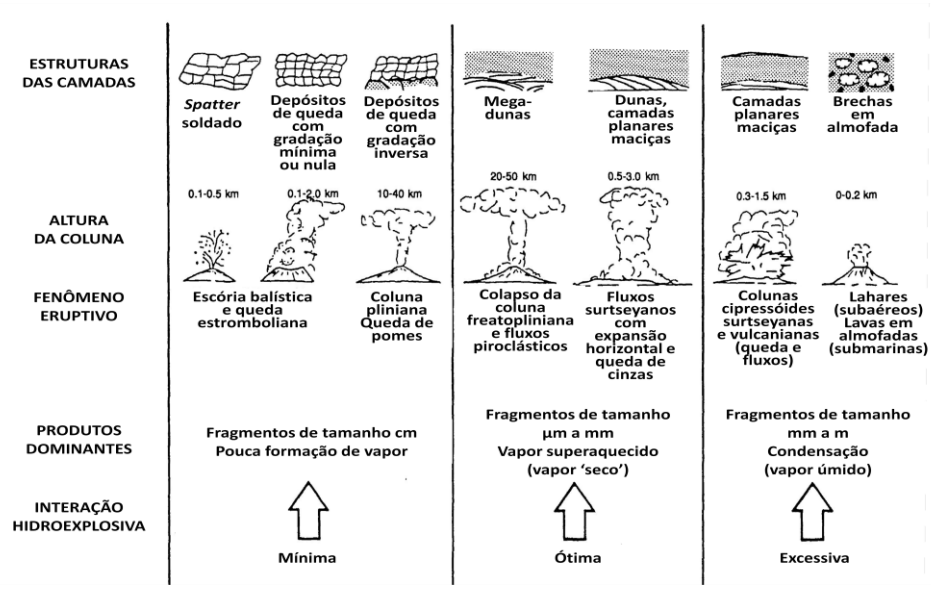


Figura 22 – Relação entre os fenômenos eruptivos, tipos de depósitos e geoformas resultantes, com a relação de interação água/ magma (Sheridan e Wohletz, 1983, apud Wohletz, 1993).

Em paralelo ao termo piroclástico, Fischer e Schmincke (1984) adotaram hidroclástico, como proposto por Fitch, F.J. (Walker e Blake, 1966), que inclui os produtos de hidroexplosões definidas como *"explosões de vapor devidas a qualquer tipo de água"* (Wentworth, 1938, p 22, apud Fischer e Schmincke, 1984). A despeito de ser piroclástico *latu sensu*, Fischer e Schmincke (1984) consideram o termo hidroclástico muito mais adequado para aquelas situações em que é possível determinar se a erupção foi derivada de explosões de vapor (Tabela 1, Tabela 2).

A formação de piroclastos envolve basicamente dois processos: resfriamento e fragmentação. A maior parte do resfriamento a baixa temperatura dos piroclastos produzidos magmaticamente, ocorre após a fragmentação do material fundido acima da abertura do aparelho vulcânico. Pelo contrário, quando há o encontro do magma com água externa, um importante resfriamento do magma é acompanhado ou seguido por fragmentação (Fisher e Schmincke, 1984).

Tabela 1 – Fácies comuns da tefra hidrovulcânica (Fisher e Schmincke, 1984).

Fácies	Características
Centro de emissão	Brecha de explosão formada por grandes blocos e bombas que podem estar em contato e/ou apresentar matriz intersticial, matriz de cinza grossa, intercalações de lapilli de queda e camadas de fluxo.
Dunas (*sandwave*)	Predomínio de transições de camadas com dunas a maciças, basculamentos primários suaves, pouca alteração, granulometrias finas.
Maciça	Estruturas do tipo duna, maciça, planar todas elas presentes, predomínio de camadas maciças com alteração incipiente, mergulhos de mais que 25° do centro de emissão.
Planar	Predomínio de camadas planas, algumas camadas maciças, granulometria grossa, podem apresentar fortes mergulhos desde o centro de emissão.
Fluxos úmidos	Evidências claras de uma deposição úmida, incluindo abundante lapilli acrecionário, mergulhos primários importantes com deformações plásticas dos sedimentos, estratificação pouco desenvolvida, palagonitização, litificação, aparência de tufo brechóide, e vesiculação intergranular. A estratificação está formada principalmente por texturas maciças, planares e laháricas.
Fluxos secos	Depósitos frescos, pouco litificados com pouca palagonitização, camadas delgadas com fácies de dunas que mudam para maciças e depois a fácies planares com a distância ao centro emissor; mergulhos primários suaves.
Cones de tufos	Brecha de explosão proximal na base, seguida de uns poucos fluxos secos e uma importante espessura de fluxos úmidos e lahars.
Anel de tufos	Principalmente formado por camadas de fluxos secos que cobrem uma brecha de explosão e camadas de queda próximo do centro de emissão.
Cones compostos	Alternância de fácies secos e úmidos, os fluxos secos mostram uma gradação de fácies planares a maciças e a dunas com a distância do centro de emissão, os fluxos úmidos mudam para lahars com a distância do centro de emissão.
Caldeira	Fluxos secos na base dos depósitos de queda, transformando-se em úmidas para o topo da sequência piroclástica formadora da caldeira, os fluxos piroclásticos podem ser maciços, ou com aparência fuidal se as erupções da caldeira permanecerem hidrovulcânicas com o passar do tempo.

Por extensão, o termo hidroclástico é também usado para os depósitos de brechas produzidas por erupções causadas pela interação magma-água, independentemente da água ser superficial ou subterrânea.

Tabela 2 – Características dos depósitos de tefra hidrovulcânica seca e úmida (Fisher e Schmincke, 1984).

Tefra seca	Tefra úmida
Estruturas de dunas abundantes	Abundância de camadas maciças de brecha tufácea
Estratificação fina (1 a 5 cm de espessura) bem desenvolvida	Estratificação pouco desenvolvida, espessura dos estratos de 10 cm a possanças importantes
Mergulhos iniciais suaves (< 12°)	Mergulhos iniciais superiores aos 25°são comuns
Depósitos jovens pouco litificados	Os depósitos jovens já estão fortemente litificados
Pouca palagonitização	Elevado grau de palagonitização
Pouco lapilli acrecionário	Abundante lapilli acrecionário
Pequena espessura relativamente a extensão superficial	Espessuras importantes com relação à extensão superficial
	Deformações dos sedimentos úmidos

Nos produtos hidrovulcânicos e hidrovulcanoclásticos é frequente a presença de **sideromelano**, que é uma variedade transparente (*em luz transmitida*) de vidro basáltico. A sua presença e abundância é um critério fundamental para o reconhecimento do resfriamento de magma basáltico por água externa. Caso a fase vítrea basáltica for opaca (*em luz transmitida*) e composta parcial ou totalmente por micrólitos de óxidos de Fe ou Ti, o material recebe o nome de taquilito.

O tufo vítreo denominado de **hialoclastito** pode ser gerado em diversos ambientes, mas é sempre um produto do contato entre lava e água externa, seja superficial seja subterrânea. Nos derrames basálticos submarinos, recebe o nome de hialoclastito a rocha composta por sideromelano, que é encontrada nos interstícios e superfícies das almofadas (*pillow-lava*) (Rittmann, 1958; 1962). Processo semelhante foi descrito por Tazieff (1972) e por Fisher (1968) para os tufos vítreos ou sideromelânicos produzidos por eventos vulcânicos explosivos em água rasa. Já Fisher e Waters (1970), Heiken (1971; 1972; 1974) e Schmincke (1974) caracterizam a presença de hialoclastitos - tufos vítreos - em vulcões do tipo *maar*, tipicamente litorâneos ou continentais.

A alteração do material vulcânico basáltico, sob ação de águas subterrâneas, principalmente se aquecidas, percolando as rochas ou por reação de lavas com a água do mar, dá origem à **palagonita** que é um mineralóide, hialoclastítico, metaestável de cores amareladas ou amarronzadas (IG-UnB, 2012).

9. DEPÓSITOS VULCANOCLÁSTICOS MÁFICOS EM GRANDES PROVÍNCIAS ÍGNEAS (*Mafic Volcaniclastic Deposits - MVDs* in *Large Igneous Provinces - LIPs*)

Depósitos vulcanoclásticos primários foram definidos por White e Houghton (2006), como "*toda a gama de produtos fragmentários depositados diretamente por erupções explosivas ou efusivas*" e são o termo central da família de partículas e depósitos formados por erupções vulcânicas, substituindo o termo "piroclástico" de Fisher e Schmincke (1984).

Mesmo considerando a existência de uma grande quantidade de depósitos, tais como peperitos, brechas autoclásticas que são incluídos na categoria de "*depósitos vulcanoclásticos máficos*", a abordagem desse capítulo será centrada nos depóstos produzidos por erupções explosivas de magma básico decorrentes de processos hidrovulcânicos.

Como enfatizado por White et al (2009), nem todas as erupções nas LIPs foram predominantemente efusivas. Tem sido encontrada uma ampla gama de depósitos vulcanoclásticos junto com depósitos de queda de tefra, relativamente pequenos, porém importantes, produzidos por erupções sub-Plinianas.

Muitos vulcões basálticos são produzidos parcial ou totalmente pela interação explosiva do magma com a água (hidrovulcanismo), originando feições tais como anéis de tufo, *maare* e cones de tufos com seus diatremas alimentadores. (Valentine e Gregg, 2008).

Em muitas províncias basálticas são conhecidas camadas de materiais areno-siltosos avermelhados, intercalados nos derrames. Em algumas delas, como nas ilhas Faroe, situadas a norte da Escócia, mas pertencentes à Dinamarca, esses níveis avermelhados, com espessura que varia entre poucos centímetros até algumas dezenas de metros são encontrados intercalados na sucessão de derrames basálticos (Figuras 23 e 24). As camadas são tipicamente de granulação muito fina, argilosas, físseis e com cores vivas. Podem ter sido originados por queda de cinza vulcânica ou por intemperismo *in situ* dos derrames basálticos (Hald e Waagstein, 1984 e Waagstein, 1999 apud Chalmers e Waagstein, 2006).

Como descrito por Emeleus et al (1996), depósitos vermelhos finos e bem definidos intercalados na sucessão de lavas do Paleoceno das Ilhas Hébridas, são interpretados como tufos. Eles comumente contêm plagioclásio e augita, ou em alguns locais, sanidina, egirina-augita, anfibólio, biotita e titanita; fragmentos líticos incluem basalto e, menos frequentemente, traquito e *pumice* e raramente vidro. Eles contrastam com os topos dos derrames que recentemente foram intemperizados, profundamente decompostos e laterizados que gradam para lava escura. Os tufos fornecem marcadores estratigráficos,

pelo menos em escala local, e em alguns locais sua petrografia e mineralogia registram o magmatismo não preservado nas lavas vizinhas.

Figura 23 – Camadas de tufos avermelhados intercalados aos derrames de basalto nos penhascos de Famara, Suðuroy, ilhas Faroe, Dinamarca (http://commons.wikimedia.org/wiki/Su% C3%B0uroy).

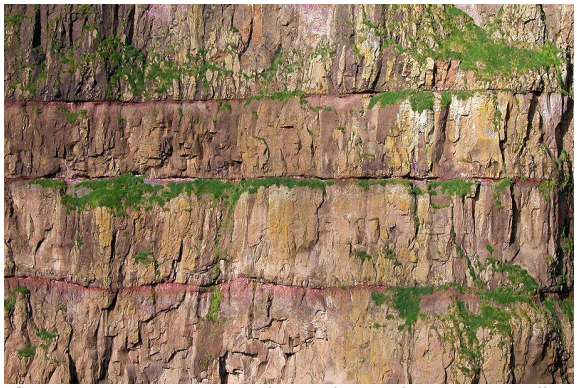


Figura 24 – Camadas de tufos avermelhados intercalados aos derrames de basalto nos penhascos de Famara, Suðuroy, ilhas Faroe, Dinamarca (http://commons.wikimedia.org/ wiki/File: Famara,_suduroy,_faroe_islands,_geologic_ structure.JPG).

O reconhecimento de que algumas camadas vermelhas interderrames são tufos e não lateritas, implica numa redução do tempo necessário para a formação da sucessão de derrames de lava.

Figura 25 – Um horizonte vermelho, piroclástico intercalado em derrames de basalto no platô do Deccan. Corte de estrada no distrito de Kolhapur, Maharashtra, India.

No platô do Deccan, India, esses níveis são conhecidos como *red boles* ou *green boles* (Figuras 25, 26 e 27), e também são motivo de discussão, pois alguns autores consideram que a maioria dessas camadas seriam paleossolos e teriam sido formadas há menos que 1.000 anos (Gérard, et al 2006).

Outros autores consideram que muitos desses *red boles* seriam depósitos piroclásticos, em vista dos resultados de análises petrográficas, quando foi identificada a presença de *shards* angulosos e cuspados de basalto, feições consideradas diagnósticos de eventos vulcânicos explosivos (Sumner e Widdowson, 2011).

Camadas vermelhas ou *red-boles*, estão ocasionalmente presentes, porém eles não representam paleossolos, mas horizontes piroclásticos intemperizados ou fluxos de taquilito alterado (Wilkins et al 1994; N. Bondre, pers. com., 2006, apud Sethe, s.d.)

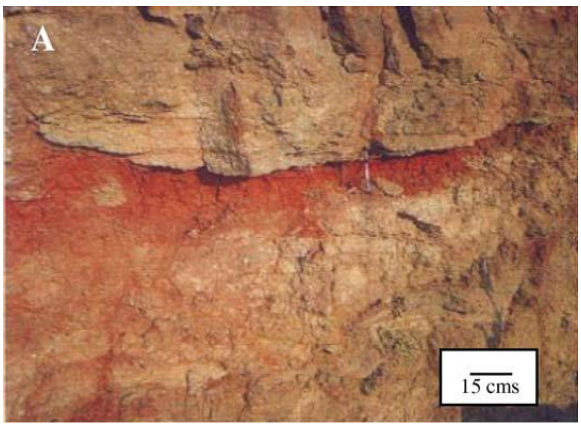


Figura 26 – Camada de *red bole* intercalada aos derrames de basalto do platô do Deccan, próximo de Katraj, India (Ghosh et al, 2006).

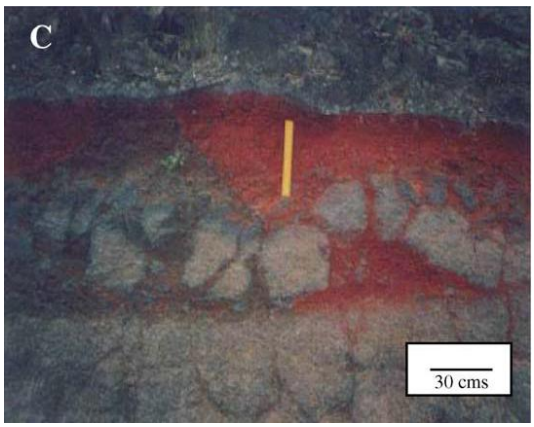


Figura 27 – Camada de *red bole* com materiais preenchendo os interstícios de uma autobrecha de derrame de basalto, platô do Deccan, próximo de Pisoli, India (Ghosh et al, 2006).

Uma grande quantidade de depósitos vulcanoclásticos tem sido relacionada com significativas espessuras e volumes em diversas províncias ígneas máficas (p.ex. Sibéria), esparsamente presente em outras (p.ex. Deccan e Columbia River), interpretada erroneamente (p.ex. depósitos de leques aluviais na província basáltica de Emeish, China) ou inexistente em outras (Bacia do Paraná) (White et al, 2009). Como enfatizado por Ross et al (2005), depósitos vulcanoclásticos máficos (MVDs) são conhecidos em diversas proporções em muitas províncias basálticas continentais. Em casos extremos como a província da Sibéria, estima-se que os MVDs representem cerca de um quarto do volume total da província, pelo menos na plataforma siberiana (Viswanathan e Chandrasekharam, 1981, apud Ross et al, 2005). O caso da província siberiana é importante, pois contém mineralizações de Ni-Cu e MGP (Metais do Grupo da Platina) em Noril'sk-Talnakh, cujo modelo tem sido aplicado na Bacia do Paraná como referência para a exploração de jazimentos dos mesmos metais. Apesar de os eventos vulcânicos da Sibéria serem cerca de 252 Ma mais antigos, os processos e o ambiente geológico são bastante semelhantes aos da Bacia do Paraná, pois para que o magma básico toleiítico com variações de alto titânio e alto potássio chegasse à superfície, teve que atravessar espessa coluna de rochas sedimentares da Bacia de Tunguska. A coluna sedimentar dessa bacia é composta por 200-

300 m de siltitos, arenitos e camadas de carvão que estão sobre cerca de 4 km de evaporitos, calcáreos, dolomitos e mármores com idades que vão do Proterozóico até o Carbonífero inferior. A interação entre o magma, com temperatura próxima dos 1600°C (Arndt et al 1995, Elkins-Tanton et al 2007, Ryabchikov et al 2009, apud LIP Comission, 2011), com a coluna sedimentar, gerou erupções explosivas responsáveis por uma espessa pilha de brechas, tufo-brechas e tufos com cerca de 700 metros de espessura (Figura 29), grande quantidade de soleiras de basalto na coluna sedimentar (Figura 28) e o depósito de Noril'sk-Talnakh (LIP Comission, 2011).

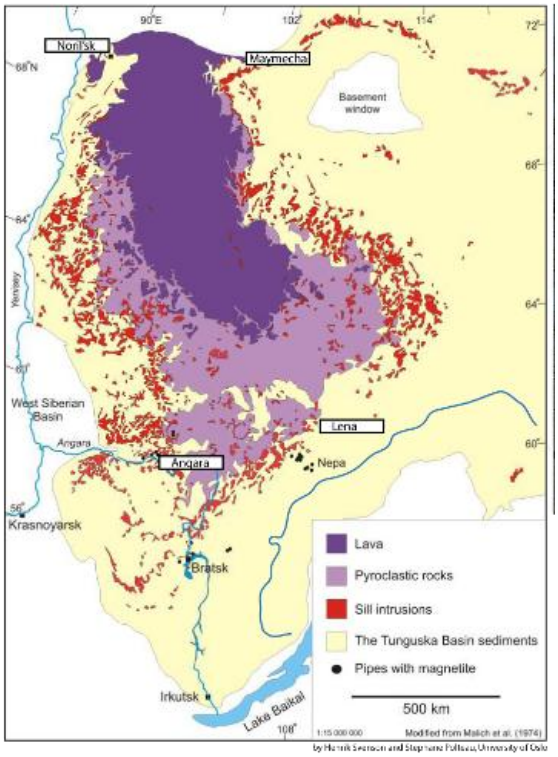


Figura 28 – Mapa geológico parcial da Sibéria mostrando os derrames basálticos (azul escuro), as rochas piroclásticas (roxo) e as intrusões (vermelho) seg. Svensen et al (2010b) (LIP Comission, 2011).

Figura 29 – Exposição de tufo com dezenas de metros de espessura no vale do rio Angara, Sibéria (Foto: Elkins-Tanton) (LIP Comission, 2011).

Os efeitos do aquecimento dos sedimentos evaporíticos e especialmente carvão, na emissão de gases tóxicos, foram catastróficos, alterando o clima do planeta e contribuindo decisivamente no evento de extinção do Permiano que aniquilou cerca de 95% da vida nos oceanos (LIP Comission, 2011).

O resumo das feições de MVDs nas províncias máficas continentais Fanerozóicas apresentado por Ross et al (2005) e White et al (2009) abrange Columbia River, Afro Arábica, Deccan, Atlântico Norte, Ontong Java, Ferrar, Karoo, Sibéria e Eimesh. Ross et al (2005) indicam que uma exceção significativa à frequente e constante presença de MVDs em províncias basálticas continentais é o caso de Paraná-Etendeka (Brasil e Namíbia), cujo

vulcanismo aconteceu no Cretáceo inferior, durante o rifteamento do Gondwana e a formação da bacia oceânica do Atlântico Sul. Segundo esses autores, a razão seria que o vulcanismo basáltico aconteceu sobre um enorme campo de dunas arenosas eólicas continentais em ambiente árido, fato que seria capaz de explicar a ausência de MVDs na província Paraná Etendeka. No entanto, Ross et al (2005) fazem uma ressalva, indicando que águas superficiais e subterrâneas eram localmente abundantes em algum período do vulcanismo Serra Geral, e que segundo White e Houghton (2000), a interação entre magma basáltico e aquífero sedimentar seria função da geometria do contato, do estado do magma, das características de armazenamento da água e da dinâmica eruptiva.

Em algumas províncias vulcânicas, os MVDs constituem horizontes intercalados às lavas, enquanto que em outras províncias os MVDs estão concentrados na base da estratigrafia (Ross et al, 2005). Muitos tipos de partículas e fragmentos produzidos por explosões são expelidos pelos centros eruptivos. Em muitas províncias, os depósitos compreendem não apenas tufos, mas também lapilli-tufos e tufo-brechas, sugerindo a proximidade dos centros eruptivos. Esses centros eruptivos parecem ser, na maioria, escavados no decorrer das erupções hidrovulcânicas de maneira semelhante à formação de diatremas (Ross et al, 2005). Os produtos de uma erupção hidrovulcânica são predominantemente compostos por uma mistura de vidro, cristais e líticos juvenis e das encaixantes (material fragmentado do conduto e do centro eruptivo). Em muitos casos, os fragmentos líticos representam a porção predominante do material ejetado, com grãos variando de cinza fina e blocos (Morrissey et al, 2000). A dimensão dos componentes (juvenis, rocha encaixante e matriz) é diretamente relacionada com a energia e a explosividade do sistema, assim como a reologia do magma e da rocha encaixante. Isso significa que, em geral, quanto mais distante do centro eruptivo, mais fino será o depósito seja quanto aos clastos ou quanto a matriz (Figura 21). A coesão, resistência e composição, ou seja, a reologia da rocha regional que hospeda o conduto também desempenha um papel importante nas características dos produtos finais: rochas com elevada resistência estarão presentes como clastos de diversas dimensões, mas claramente identificáveis; por outro lado, rochas sedimentares frágeis ou pouco consolidadas serão pulverizadas e ficarão restritas às frações lapilli fino e cinza. Sob o microscópio óptico e eletrônico, os componentes juvenis (vidro) de tefra hidrovulcânica têm formas e granulometrias muito diversificadas incluindo blocos, fusiformes, ameboides, placoides, esféricas e em forma de gota. Os constituintes vítreos podem ser mais ou menos hidrotermalizados que as tefras magmáticas de idade equivalente, especialmente nos depósitos de tefra úmida nas quais a água quente tenha sido capturada. Como o movimento dentro da pluma é principalmente turbulento e fortemente dependente da rugosidade da topografia, essa regra da granulometria será alterada não apenas numa escala regional,

mas principalmente local, e com isso, a distribuição superficial dos MVDs varia de muito restrita (pequenas acumulações próximas do centro eruptivo) a dispersa por centenas ou mesmo milhares de km². As assinaturas geoquímicas características podem ser usadas como fator de correlação lateral de camadas de tefra (Ross, et al, 2005). Nessas condições com excesso de vapor d'água, o vidro basáltico altera-se a palagonita (Morrissey et al, 2000) que é um mineraloide hialoclastítico metaestável de cores amareladas a acastanhadas, formado pela alteração de material vulcânico, geralmente basáltico sob a ação de águas subterrâneas, principalmente se forem aquecidas, percolando as rochas ou pela reação de lavas com a água do mar. A alteração produz material amorfo que tende a se empobrecer em Ca, K e Na e em parte do Si e Al; Fe, Ti, Mg e Al podem ser acrescidos ou diminuídos nas reações de palagonitização (http://ig.unb.br/glossario/verbete/palagonita.htm).

Valentine e Gregg (2008) sistematizaram as características das fácies produzidas por erupções explosivas de magma basáltico (Tabela 3) divididas em quatro tipos principais: (1) Hawaiiano, (2) Stromboliano, (3) Stromboliano violento e (4) fracas emissões de cinzas. O Hawaiiano foi definido por Vergniolle e Mangnan (2000) como erupções relativamente grossas (< 0,17% cinzas) com fluxos sustentados de <50 até 1000 m³/s. O Stromboliano é caracterizado por jatos discretos de material de granulometria grossa, mas com fluxos de ≈ 10^{-3} m³ até 100 m³ por explosão, com várias explosões por hora. O Stromboliano violento tem uma origem muito mais confusa, pois pode expressar tanto a forma de relevo quanto o estilo eruptivo. As fracas emissões de cinza são apenas emissões de gás com material relativamente fino em suspensão, com baixo fluxo de massa e de gases (Figura 30 e Tabela 3).

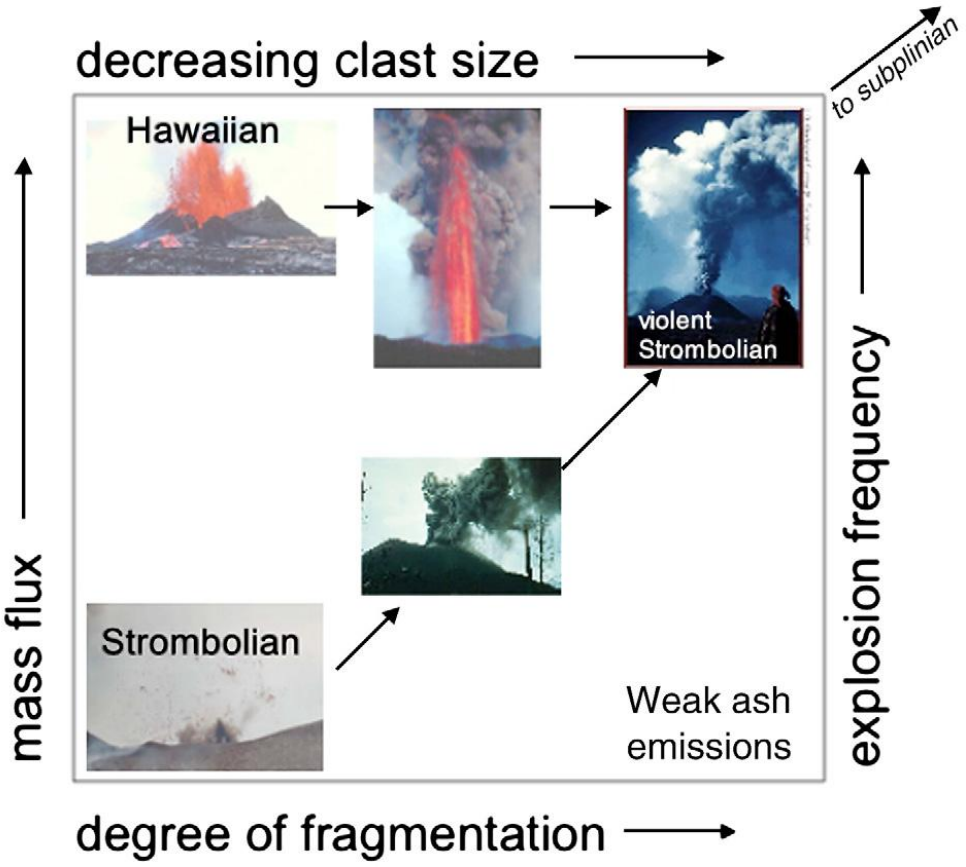


Figura 30 – Estilos de erupção explosiva basáltica em função do fluxo de massa (*mass flux*) e da frequência das explosões (*explosion frequency*), com o grau de fragmentação (*degree of fragmentation*), e com a granulometria decrescente dos clastos (*decreasing clast size*). A transição entre Stromboliano e Stromboliano violento ilustra a erupção caracterizada por jatos discretos mas com a frequência necessária para manter uma pluma íntegra e, embora os jatos sejam de material grosso, existe uma grande quantidade de tefra fina para produzir depósitos de queda. O exemplo situado entre o Hawaiiano e o Stromboliano violento é composto tanto por uma fonte incandescente de material grosso quanto por uma pluma de material fino em suspensão. Com respeito às características das fácies do termo final que foi apresentada na Tabela 3, essa erupção produzirá depósitos substanciais de queda de material fino, assim como extensas regiões soldadas proximais. As fotos central-superior e inferior-esquerda são do Monte Etna em Julho de 2011 (http://rivierc.club.fr/l' eruption_de_juillet_2001.htm); a foto do exemplo Hawaiiano é do Pu'u O'o, Hawaii em 6/09/1983 (U.S. Department of Interior, U.S. Geological Survey). A foto central e a superior direita são de K. Segerstrom. Observe que o nível de fragmentação e fluxo de massa que ultrapassa o termo final Stromboliano violento (ou micropliniano) nesse diagrama, resultará em comportamentos sub-Plinianos até Plinianos como definido por Walker (1973a). (Valentine e Gregg, 2008).

Dessa maneira, fica claro que o conceito mais importante para o entendimento da expressão e da distribuição atual das fácies, é que um vulcão pode ser formado a partir de qualquer combinação desses tipos, bem como intercalações de fases ou episódios hidrovulcânicos. Isso explica a complexidade e a interdigitação de fácies piroclásticas e hidrovulcanoclásticas com derrames básicos do tipo *A'a* ou *pahoehoe*, inflados ou não nas províncias de vulcanismo básico.

Tabela 3 – Fácies características de depósitos piroclásticos de erupções basálticas de estilo explosivo (Valentine e Gregg, 2008).

Estilo eruptivo	Acamamento	Textura e gradação	Tamanho dos clastos	Forma dos clastos	Vesicularidade dos clastos	Soldamento (*welding*)
Depósitos proximais (cones)						
Stromboliano	Principalmente lenticular até 10 m extensão, com decímetros ou 1 metro de espessura	Maciço ou gradação inversa	Lapilli grosso, blocos e bombas	Clastos maiores são aero-dinâmicos, os menores são angulosos ou sub-arredon-dados	Moderada com grande variação de formas e diâ-metros	Localmente moderado até intenso nas proximidades do centro eruptivo; não soldado nas outras regiões
Hawaiiano	Lenticular ou contínuo > 10s m	Maciço ou gradação inversa	Lapilli grosso e bombas	Aerodinâmico e fluidal (p.ex. envolvendo clastos subja-centes), bordas irregulares	Moderada	Forte a parcial na maior parte do cone
Stromboliano violento	Principalmente planar, contínuo por > 10s m, localmente lenticular. Localmente, horizontes de cinza com es-tratificação cruzada	Maciça a gradacional, estratificação interna plana, localmente lentes com gradação in-versa refletin-do avalan-ches de grãos	Cinza grossa a lapilli grosso, com blocos e bombas esparsos	Principalmente blocos, angu-losos a sub-arredondados. Formas aero-dinâmicas são raras	Moderada a forte, com pequenas vesículas abun-dantes	Não há
Depósitos medianos a distais (de queda ou *fallout*)						
Stromboliano	Planar, a cerca de 100s m do centro eruptivo	Maciço a gradação inversa ou normal	Cinza fina a grossa, lapilli fino esparso	Blocos a formato de bolha	Moderada a alta	Não há
Hawaiiano	Planar, de 100s m até poucos km desde o centro eruptivo	Maciço a gradação inversa ou normal	Cinza fina a grossa, com lapilli próximo do cone	Pequenas fitas, lapilli com formas aerodinâmicas, cinza com forma de bolha e reticulito	Moderada a extremamente forte (p.ex. reti-culito), grandes vesículas são comuns em lapilli	Possivelmente parcial nas vizinhanças do cone
Stromboliano violento	Planar, se estendendo de km a algumas 10s km do centro. Localmente há horizontes ricos em cinza com estratificação cruzada	Maciço a gradação inversa ou normal	Cinza fina a grossa e lapilli	Pequenos fragmentos de fitas, lapilli irregular a sub-arredondado, cinza em forma de gota ou irregular	Moderada a forte com pequenas vesículas abun-dantes no lapilli (é possível a textura de pumice)	Não há

Observação: 10s = dezenas, 100s = centenas

As classificações e divisões variam bastante segundo os autores, mas Viramonte (2010, modif. Cas e Wright, 1987) mostra que a presença de fluidos externos é capaz de aumentar a explosividade a ponto de ocorrerem eventos de estilo pliniano e ultrapliniano, o que traz consequências evidentes para a fragmentação do material, e na composição, forma e alcance dos depósitos hidrovulcânicos (Figura 31).

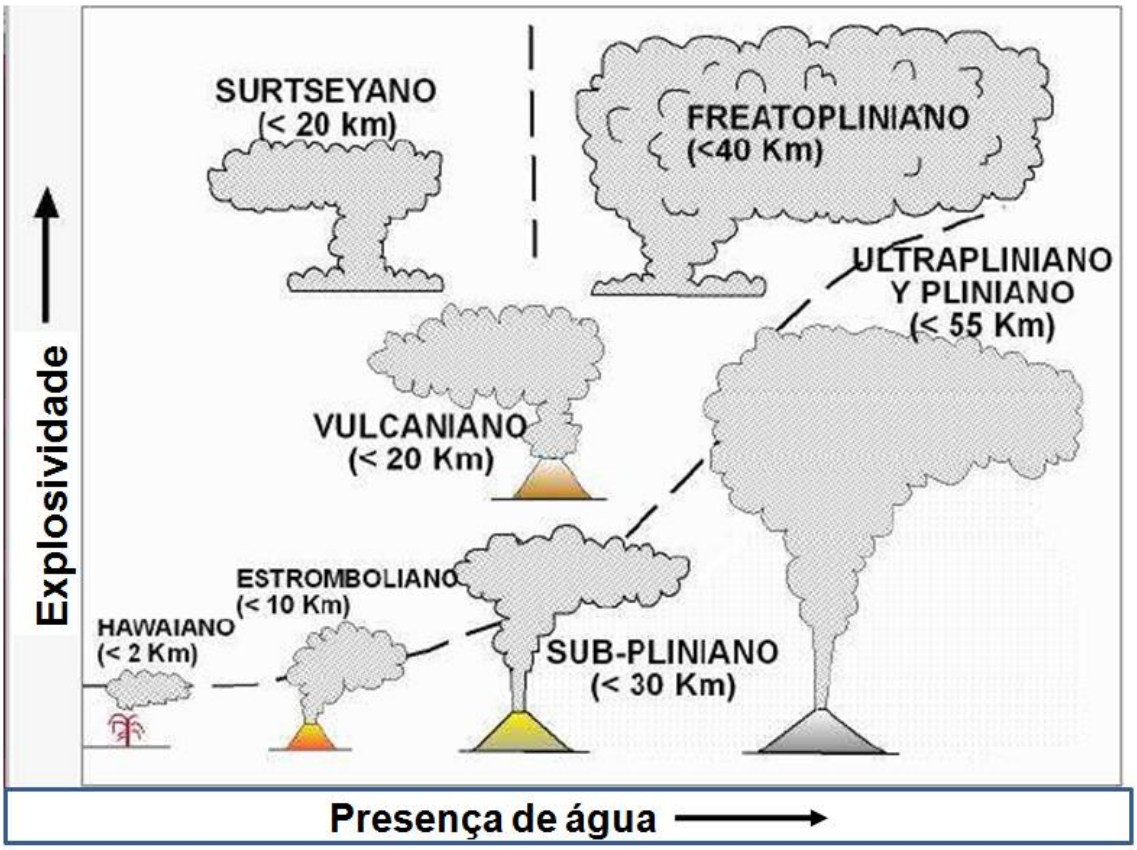


Figura 31 -A influência da presença e da abundância da água nos diversos estilos eruptivos (Viramonte, 2010, modif Cas e Wright, 1987).

10. A BACIA DO PARANÁ

A grande província ígnea continental Paraná-Etendeka (*Large Igneous Province – LIP*) tem uma relação espaço-temporal com a abertura e formação do Oceano Atlântico.

Na região centro-meridional da América do Sul, ela é conhecida como Formação Serra Geral – compreendendo rochas ígneas básicas, intermediárias e ácidas – e recobre a megaestrutura tectônica denominada Bacia do Paraná (Figura 32).

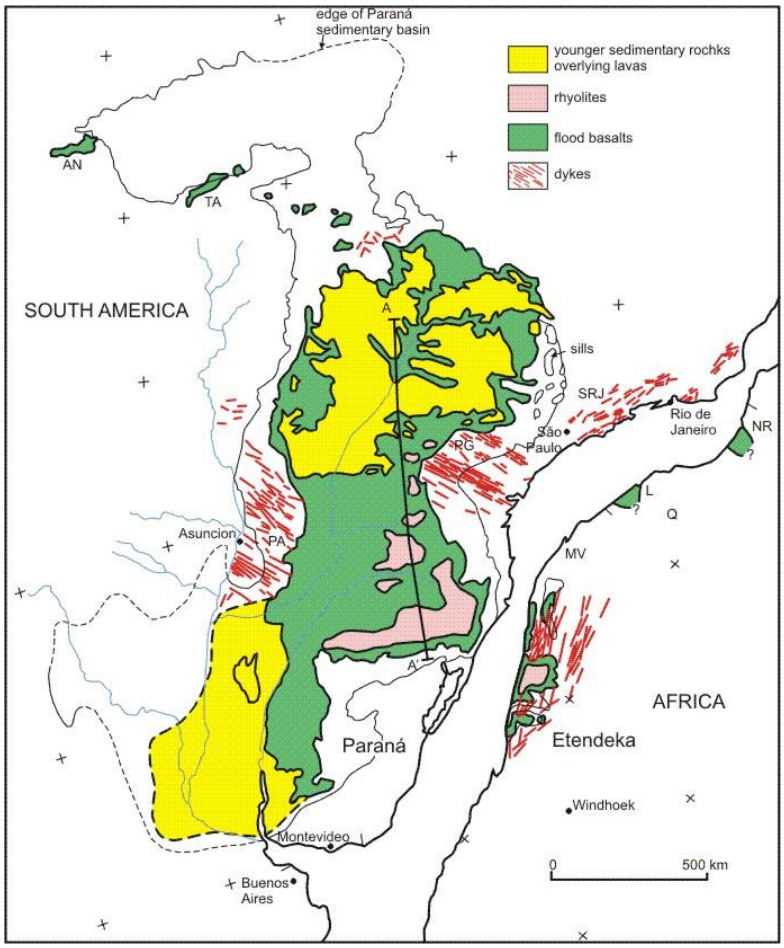


Figura 32 – A província ígnea continental Paraná Etendeka e os limites de ocorrência das rochas sedimentares da Bacia do Paraná, com a posição da América do Sul e África recomposta para a situação pré-deriva continental (Hawkesworth et al, 1992).

A interpretação corrente para o início da Bacia do Paraná é de um golfo aberto para o oceano Panthalassa que evoluiu para uma depressão intracratônica no tempo do Gondwana (Milani e Ramos, 1998). Em resposta aos esforços distensivos de abertura do rift, causados pela abertura do Oceano Atlântico, algumas falhas antigas e profundas de direção NE-SW foram reativadas, aproximadamente paralelas ao eixo bacinal e que foram responsáveis pela estruturação da Bacia do Paraná (Smith et al, 1982; Zalán et al, 1987; Rostirolla et al, 2000; Mantovani et al, 2000). Nessas áreas de fraqueza, que controlaram os rifts

aulacogênicos antigos no embasamento pré-Siluriano, provavelmente se abriram os condutos para ascensão do magma.

A Bacia do Paraná cobre aproximadamente 1,2 x 10^6 km^2 e seus limites atuais são principalmente erosivos e fortemente influenciados e dependentes da atividade tectônica – arcos e soerguimentos – como os Arcos de Assunção, Goiânia/Alto Paraíba, Ponta Grossa e Rio Grande.

10.1. A sequência sedimentar

O vulcanismo Cretácico da Bacia do Paraná (Formação Serra Geral) repousa sobre uma sequência sedimentar que atualmente alcança 6.000 metros de espessura (Figura 33).

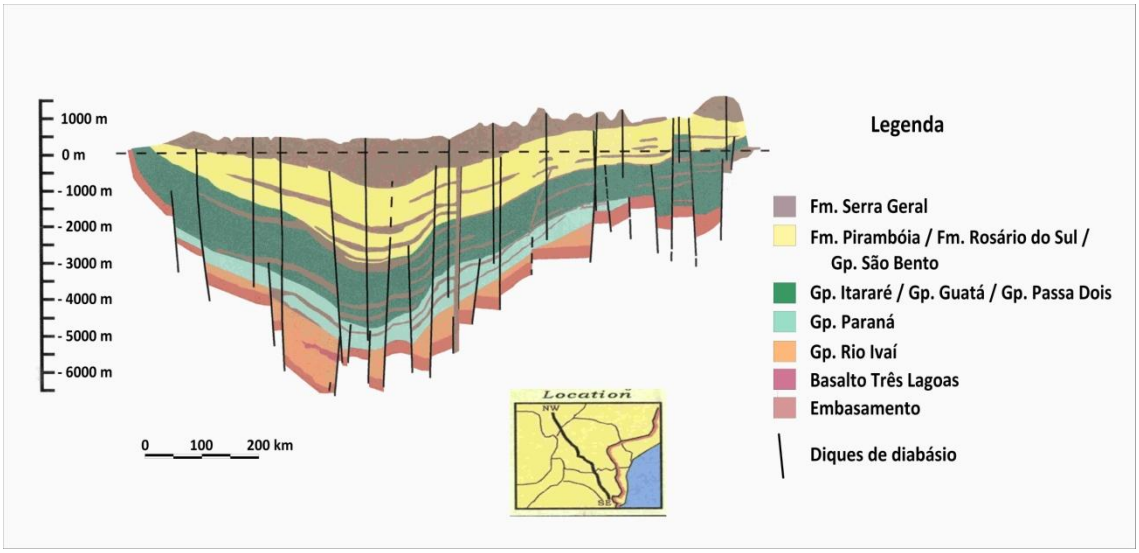


Figura 33 – Uma secção geológica esquemática SE-NW na Bacia do Paraná (modificado de Raffaelli et al, 1996, apud Zalán et al 1998).

Do Ordoviciano (Grupo Vila Maria) até o Triássico/Jurássico (Formações Botucatu e Piramboia) (Figura 34), a Bacia do Paraná foi sendo gradualmente preenchida com sedimentos das mais diversas composições e características. As áreas-fonte desses sedimentos foram terrenos Arqueanos e Proterozóicos, consituídos por rochas de vários tipos e composições como xistos, gnaisses, migmatitos e granitos. Essa ampla bacia, com mais de 1,2 x 10^6 km^2 foi preenchida por sedimentos depositados sob as mais diversas condições, que variaram desde marinhas profundas e rasas, costeiras e deltaicas, continentais fluviais e lacustrinas, desérticas e glaciais. Assim, a granulometria cobre o espectro completo entre ruditos e pelitos, e a composição química varia desde sedimentos terrígenos aos essencialmente químicos, com amplo predomínio dos primeiros. Existem

espessas camadas com presença significativa de calcáreos, margas e carvão, o qual é enriquecido na ampla suíte de elementos químicos que se concentra na matéria orgânica.

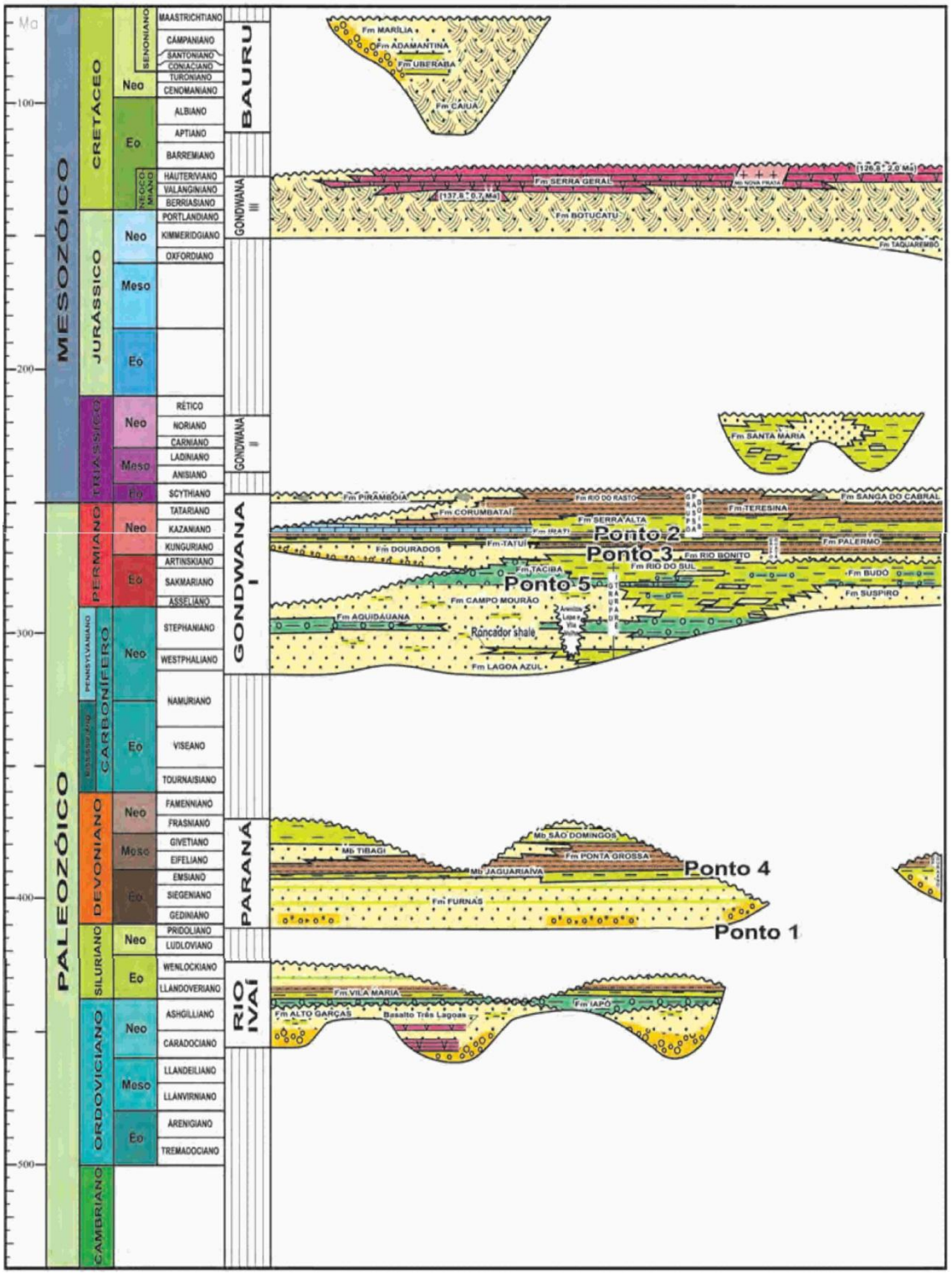


Figura 34 – Carta estratigráfica da Bacia do Paraná (Milani et al, 2007b). Os ***Pontos*** indicados na figura, são referências para outra figura de Milani et al (2007b) que não foi utilizada no presente relatório.

Os primeiros derrames de lavas da Formação Serra Geral fluíram sobre um *erg* representado pela Formação Botucatu, a qual foi descrita por Milani et al (2007a) da seguinte maneira *"(...) constitui-se quase que totalmente, em sua ampla área de ocorrência, por arenitos médios a finos de elevada esfericidade e aspecto fosco, róseos, que exibem estratificação cruzada tangencial, de médio a grande porte, numa assinatura faciológica muito característica, que possibilita um pronto reconhecimento do 'deserto Botucatu' em todos os pontos em que aflora.(...) Com mais frequência na porção norte da bacia, mas também no Rio Grande do Sul, ocorrem elementos sedimentares de origem ligada a fluxos aquosos, na forma de arenitos médios a grossos, em corpos lenticulares exibindo ciclos gradacionais, com arenitos conglomeráticos associados, interpretados como produzidos por episódios torrenciais. Esta fácies repete-se ciclicamente com gradação para a fácies eólica, significando múltiplos eventos e uma certa proximidade a paleomargem do erg. Junto ao topo da unidade, e mesmo em lentes sedimentares intercaladas aos derrames basais do Serra Geral, são relatadas ocorrências de sedimentitos lacustres com até 10 metros de espessura, na forma de ritmitos com termos argilosos, sílticos e arenosos arranjados segundo uma bem definida estratificação plano-paralela. (...) as fácies que não a eólica quebram apenas muito localmente o monótono e o amplo domínio dos campos de dunas e interdunas secas que constituem a Formação Botucatu."*

A Figura 35 pode ser tomada como um exemplo da paisagem que predominava no *erg* Botucatu, com campos de dunas e planícies interdunas arenosas, sobre as quais se depositaram as primeiras corridas de lava da Formação Serra Geral.

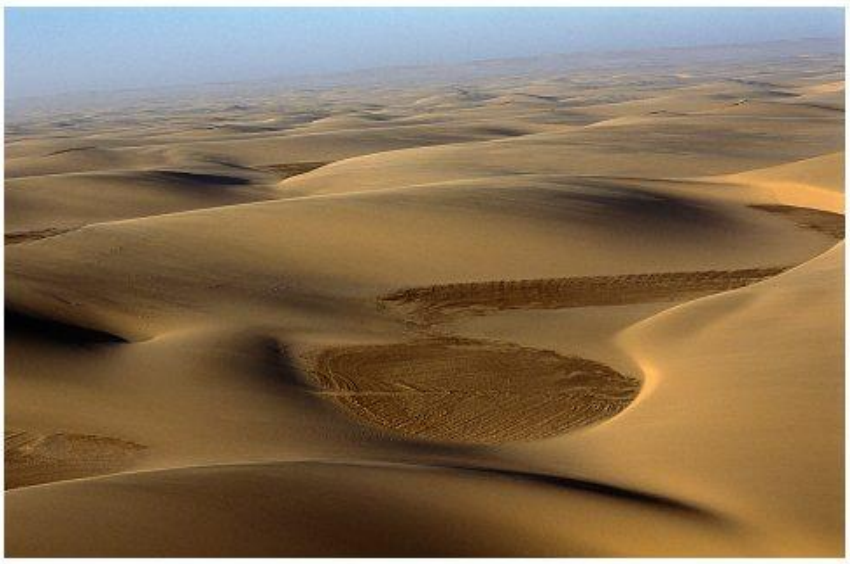


Figura 35 – *Erg* - campos de dunas eólicas, planície e lago interdunas atuais, um ambiente similar ao vigente na época da deposição dos arenitos da Formação Botucatu.

10.2. O magmatismo básico

As estimativas atuais para o volume de magma envolvido nas erupções e intrusões são de 600.000 km^3 para a Formação Serra Geral e de 1,7 x 10^6 km^3 para a província ígnea continental Paraná-Etendeka como um todo (Frank et al, 2009), o que inclui rochas extrusivas e intrusivas tanto nas áreas emersas no Brasil (Bacia do Paraná) e África (Bacia de Etendeka) quanto atualmente nas plataformas continentais. Em virtude da ação do intemperismo subtropical, uma quantidade significativa de rochas extrusivas e intrusivas foi erodida, deixando expostos os litotipos mais antigos (Figura 36). Essa ação é mais intensa e notável na região do depocentro da Bacia do Paraná, que coincide com a calha do rio Paraná.

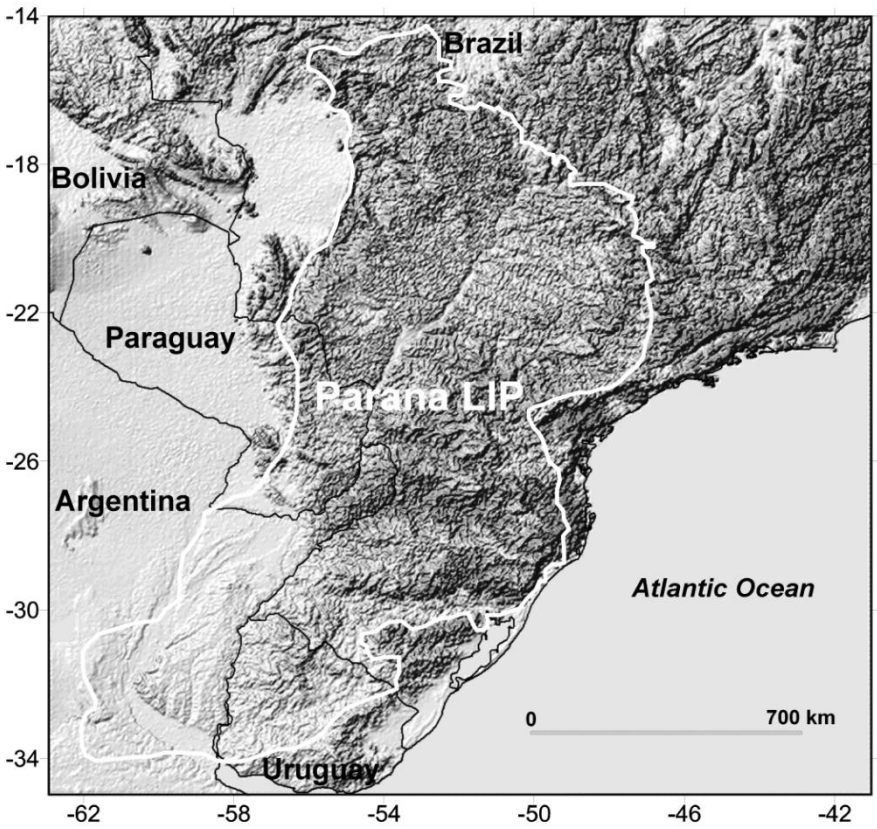


Figura 36 – Modelo digital do terreno da Bacia do Paraná, mostrando a forte influência dos processos erosivos, principalmente na região do depocentro, que coincide com a calha do rio Paraná.

10.3. O modelo eruptivo vigente para o magmatismo básico

Não existe na bibliografia uma síntese do modelo eruptivo tradicionalmente aceito para o magmatismo Serra Geral. Encontram-se apenas inúmeras referências à importância dos diques como condutos alimentadores dos derrames e soleiras.

O modelo eruptivo tradicionalmente aceito para a Formação Serra Geral, é composto por magmas basálticos e basalto-andesíticos que fluíram por falhas e fraturas NW-SE. Nesse modelo, os condutos seriam extensas zonas de fraqueza geradas por uma grande flexura devida à passagem de uma fonte de calor (pluma mantélica) pelo centro do continente, a qual estaria atualmente situada no arquipélago de Tristão da Cunha, em pleno Oceano Atlântico (Figura 37). Isso significa que o magma basáltico aproveitando essas zonas de fraqueza teria chegado à superfície na forma de erupções lineares ou de centros eruptivos alinhados segundo NW-SE. A flexura principal estaria hoje representada pelo Arco de Ponta Grossa, com cerca de 200 km de largura, onde se encontram milhares de diques básicos de dimensões extremamente variadas, alcançando até 600 metros de espessura real, situação que se repete em toda a Bacia do Paraná com menor intensidade e densidade, na forma de outros enxames de diques ou como diques isolados, mas sempre orientados segundo NW-SE.

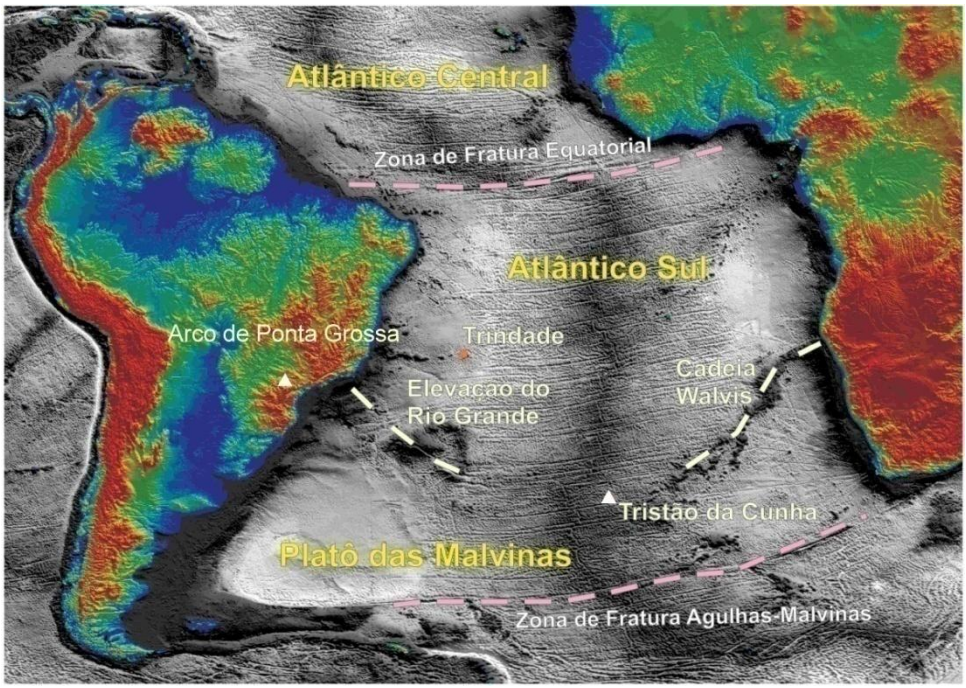


Figura 37 – Localização do Arquipélago de Tristão da Cunha e do Arco de Ponta Grossa (triângulos brancos) (Bizzi e Vidotti, 2003).

Assim, centenas ou milhares de diques básicos foram intrudidos em rochas proterozóicas e arqueanas, e junto com soleiras básicas, ocuparam espaços nas rochas da sequência sedimentar paleozóica (Figura 38), nas rochas efusivas básicas da Fm. Serra Geral e também em terrenos arqueanos e proterozóicos do embasamento da Bacia do Paraná.

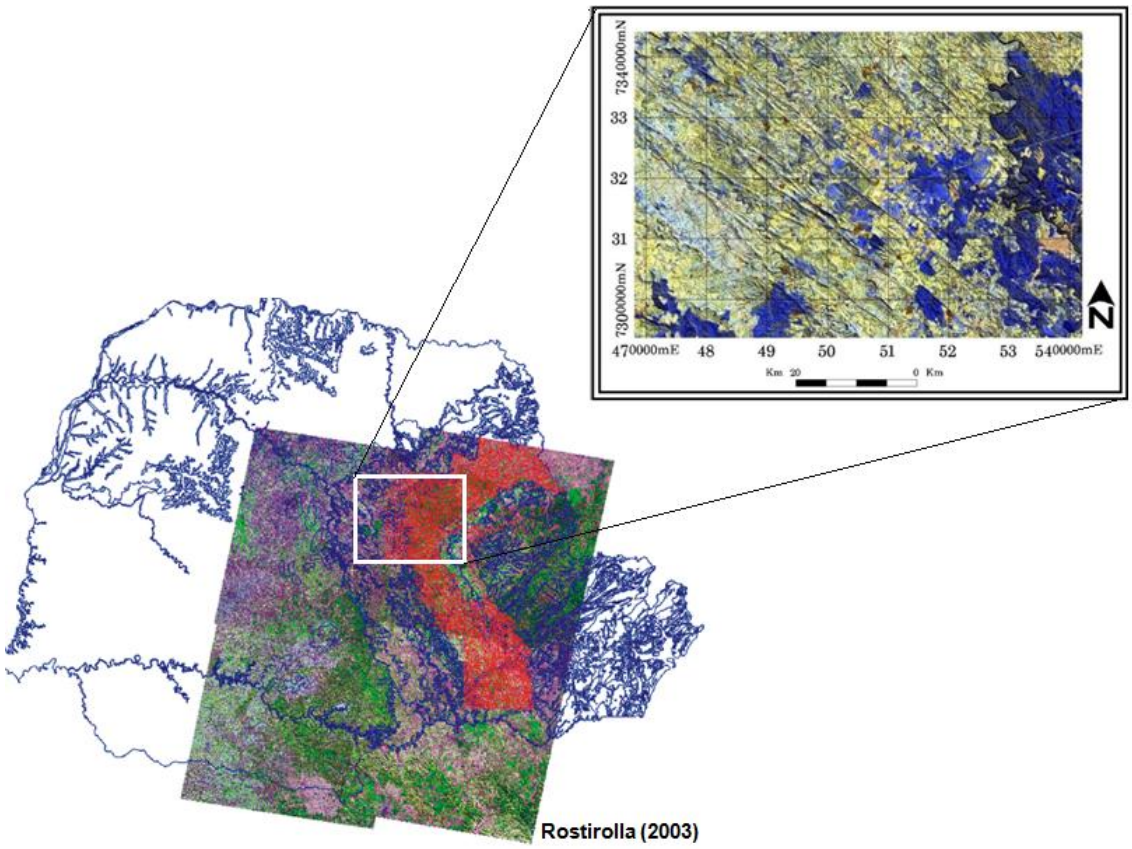


Figura 38 - A alta densidade de diques básicos na região do Arco de Ponta Grossa, Paraná e sua resposta em imagem de satélite (o detalhe é uma imagem LANDSATY TM7 RGB 754) (Rostirolla, 2003).

Porém, não é só no Arco de Ponta Grossa, e sim em toda Bacia do Paraná, que diques de diabásio são observados em diversas escalas, cortando e hospedados pelas rochas efusivas da Formação Serra Geral. A identificação da relação entre intrusiva e hospedeira é bastante simples, já que se expressa na forma de lineamentos muito bem marcados em imagens de radar, satélite, fotografias aéreas convencionais e mesmo cartas altimétricas e mapas de declividade. A verificação de campo mostra a ocorrência de rochas básicas, faneríticas de grão médio a grosso (diabásios ou gabros), com um mínimo de alteração e com superfície de alteração formada por uma capa externa amarelada que se distribui em camadas aproximadamente concêntricas (esfoliação esferoidal) até um núcleo de rocha sã. Pela relação de contato totalmente discordante e pela clara diferença de composição, o reconhecimento dos diques é muito facilitado quando estão intrudidos em rochas sedimentares paleozóicas ou rochas ígneas e metamórficas arqueanas e proterozóicas.

Já o caso das soleiras é um pouco mais complexo, pois quando elas estão hospedadas pelos derrames básicos, a semelhança composicional e química entre intrusiva e encaixante, dificulta muito sua discriminação e reconhecimento. No entanto, quando as soleiras estão intrudidas em rochas sedimentares paleozóicas, especialmente nas formações Rio Bonito e Irati, a discriminação é muito simples dado o nítido contraste entre a hospedeira e o corpo intrusivo sub-horizontal. Não há registros de soleiras intrudidas em rochas ígneas e metamórficas do Proterozóico e do Arqueano.

Quando as erupções geraram eventos de grande volume, os derrames, por terem baixa viscosidade, atingiriam dezenas e até centenas de quilômetros graças ao processo de inflação, o que implica na alimentação contínua de lava no interior de um derrame, promovendo o aumento de sua espessura e a ampliação de sua área (Self et al, 1997). Este modelo, que atualmente é observado em diversas regiões do mundo como no Mauna Loa e Kilauea no Hawaii, no Erta'Ale na Etiópia e no Eyjafjallajoekull na Islândia, tem sido considerado como o predominante para o vulcanismo basáltico e basáltico-andesítico da Formação Serra Geral.

10.4. Compartimentação geoquímica

A geoquímica das rochas ígneas de Paraná-Etendeka (rochas extrusivas e intrusivas de composição básica a ácida) têm sido estudadas por diversos autores. Na porção sul-americana da Bacia do Paraná, Bellieni et al (1984) e Mantovani et al (1988) separaram três suítes de baixo, médio e alto titânio, num conjunto de rochas básicas a intermediárias (olivina-basaltos a andesitos), bem como em ácidas (dacitos a riolitos) (Tabela 4).

Tabela 4 - Síntese dos tipos de rochas da Formação Serra Geral com base no seu conteúdo médio em TiO_2 e sua área preferencial de ocorrência (Bellieni, 1984; Peate, 1992).

Tipo	Unidade	% TiO_2	Região
HTI	**Urubici**	**> 3,3**	**Sul**
HTI	**Pitanga**	**> 2,9**	**Norte**
ITB	**Paranapanema**	**1,7 – 3,2**	**Central**
LTB	**Ribeira**	**1,5 – 2,3**	**Sul**
LTB	**Gramado**	**0,75 – 1,9**	**Sul**
LTB	**Esmeralda**	**1,7 – 2,3**	**Norte**

Observação: HTI = high titanium basalt; ITB = intermediate titanium basalt; LTB = low titanium basalt

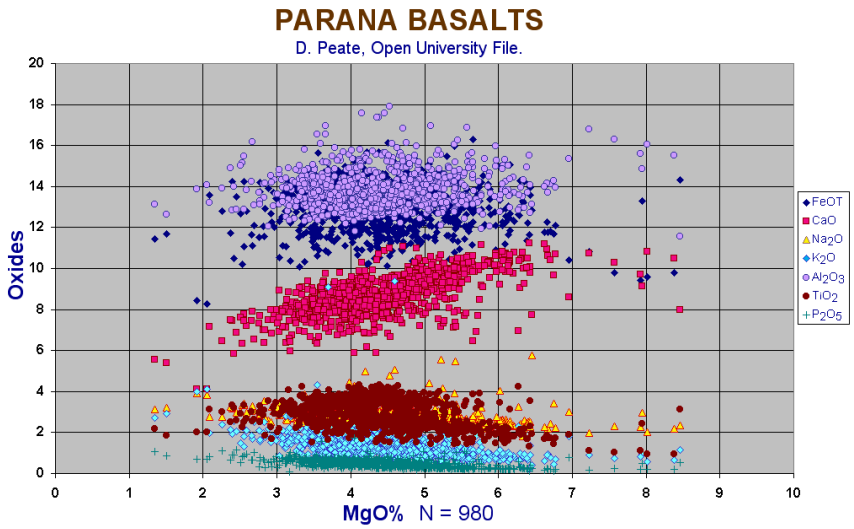


Figura 39 - Gráfico de MgO x outros óxidos para os basaltos da Bacia do Paraná (Peate,s.d.).

Peate (1992) utilizou a técnica de estatística multivariada, análise de função discriminante, e a abundância isolada ou combinada e as razões entre elementos maiores, menores e traço selecionado (Figura 39) para delimitar seis magmas-tipo: Urubici, Pitanga, Paranapanema, Gramado, Esmeralda e Ribeira (Figura 40).

Essas diferenças podem estar relacionadas a diferentes graus de fusão parcial da mesma fonte mantélica de sul para norte (Peate, 1992) ou a diferentes graus de contaminação crustal que o magma sofreu a partir de diferentes fontes mantélicas até chegar à superfície (Fodor et al, 1989).

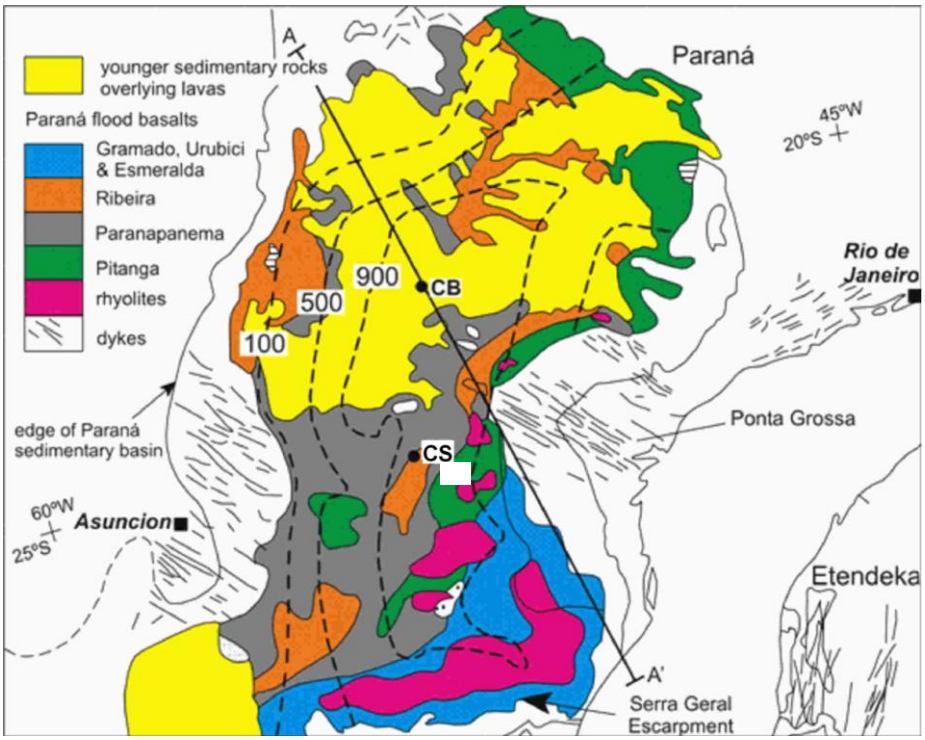


Figura 40 – Distribuição dos seis magmas tipo da LIP Paraná, definidos por Peate (1992). CS = poço Chapéu de Sol; CB = poço Cuiabá Paulista (Turner et al, 1994).

O tema estratigrafia geoquímica da Formação Serra Geral consta da programação da Gerência de Mapeamento Básico e Temático para 2013, com o tratamento e interpretação de dados provenientes da análise geoquímica multielementar de mais de 1.000 amostras de rocha coletadas em afloramentos e de amostras de calha de poços tubulares profundos para pesquisa e produção de água.

10.5. Quadro estrutural e tectônico

O arcabouço estrutural do embasamento da Bacia do Paraná foi apresentado por Zalán et al (1986), evidenciando três direções estruturais principais (Figura 42) (a) lineamentos EW coincidentes com as falhas transformantes decorrentes da deriva da placa sul-americana e que podem ser observados na Figura 37; (b) lineamentos NE-SW coincidentes com a estruturação geral do embasamento arqueano e proterozóico (Figura 41); (c) lineamentos de direção NW-SE, ao longo dos quais estão intrudidos os diques máficos do Arco de Ponta Grossa e outros (Figura 38).

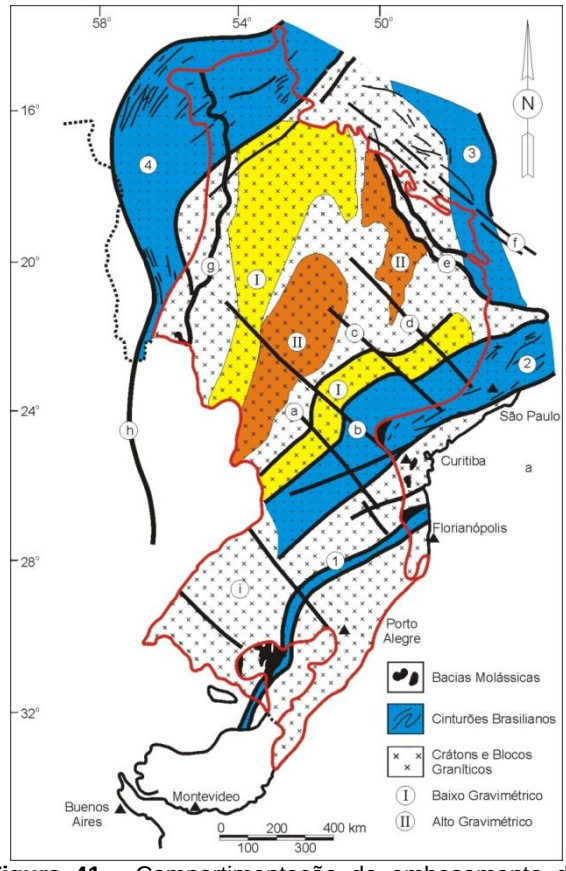


Figura 41 - Compartimentação do embasamento da Bacia do Paraná (Rostirolla, 2003).

Os dados de Milani et al (2002) mostraram que a estruturação do Rifte Central da Bacia do Paraná e de outras estruturas germanótipas de mesmas características (*horsts* e *grabens*), foram geradas pela ação de falhamentos transcorrentes com direção geral NE-SW (Figura 43).

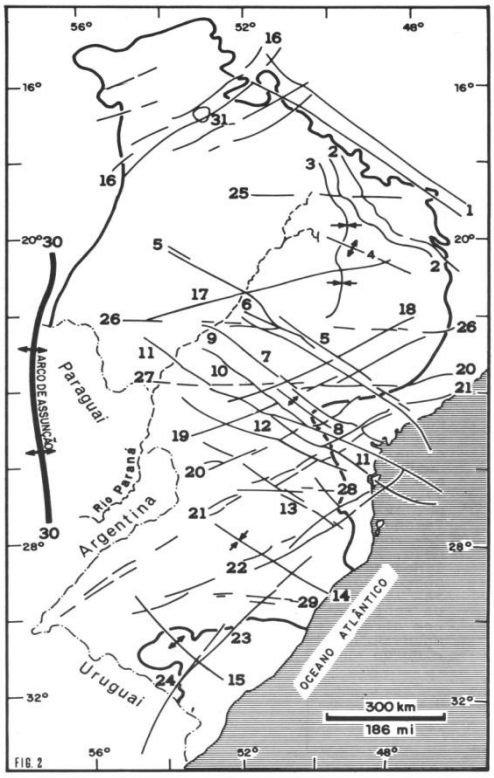


Figura 42 – Lineamentos do arcabouço estrutural da Bacia do Paraná (Zalán et al, 1986).

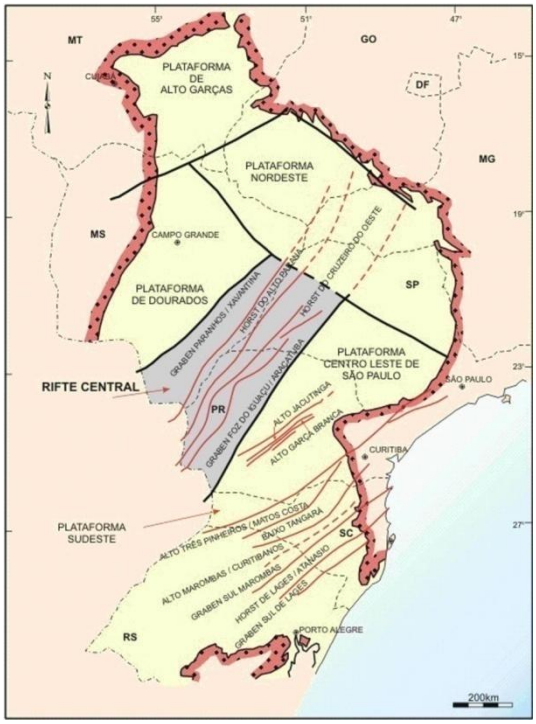


Figura 43 – Estruturação do embasamento da Bacia do Paraná (Milani et al, 2002).

Mesmo considerando que os mapas apresentados nas figuras 41, 42 e 43 contêm imprecisões devidas à escala, fica evidente que estruturação do grande *rift* – ou conjunto de *rifts* - que deu origem à Bacia do Paraná, seguiu as direções preferenciais NE-SW das grandes falhas transcorrentes como a Zona de Falha Taxaquara (lineamento 20 da Figura 42) ou o Sistema de Falha Lancinha-Cubatão (estrutura 21 na Figura 42). Segundo Fassbinder et al (1994), os esforços de transcorrência da zona de cisalhamento principal N50-70E geraram esforços distensivos N10-20E, que produziram fraturas abertas identificadas como *Fraturas X* ou *fraturas de relaxamento.* Esse conjunto foi responsável por diversos eventos ocorridos na evolução geológica do Estado do Paraná, como o posicionamento de corpos granitóides (Cerne, Piedade, Morro Grande, Varginha, e do Mato), e de hidrotermalismo e mineralização como os graisens mineralizados a Sn-W da região do Capivari- Pardo (Figura 44).

Ao estudar o Alto de Quatiguá, uma estrutura com formato circular em mapa, Rostirolla et al (2000) o caracterizaram como uma estrutura dômica, que afeta rochas paleozóicas da Bacia do Paraná. Ele estaria inserido numa estrutura-em-flor positiva condicionada por falhas do embasamento de direção NE, que foram posteriormente seccionadas por falhas NW. Os autores reconheceram dois eventos importantes da tectônica deformadora, com reativação da Zona de Falha de Jacutinga. O primeiro, transpressivo e com cinemática NE anti-horária, é interpretado como derivado da propagação intraplaca de tensões compressivas durante a Orogenia *La Ventana,* na passagem Permiano-Triássico. O segundo, de caráter transcorrente distensivo, provavelmente horário ao longo das falhas NE, ocorreu durante e/ou após o magmatismo Serra Geral.

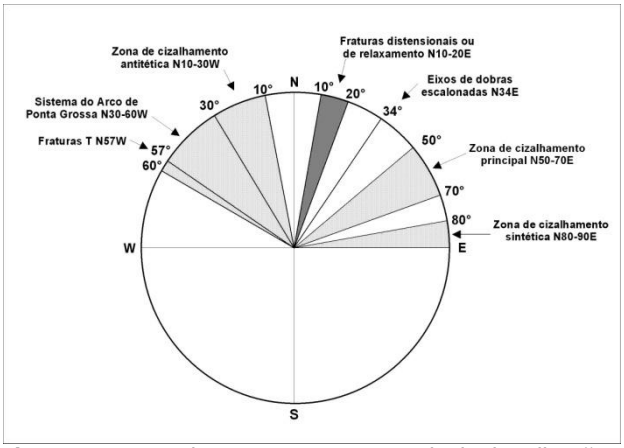


Figura 44 – Diagrama com as principais direções estruturais do escudo paranaense (Fassbinder et al, 1994).

O traçado de lineamentos sobre as imagens digitalizadas dos fotomosaicos de radar SLAR do Projeto RADAMBrasil, forneceu uma base de dados georreferenciada em formato *shapefile* com cerca de 65.000 linhas, às quais foram agregadas informações de rumo (ângulo e quadrante) e de azimute. Com base nesses dados, as linhas foram classificadas segundo os setores definidos por Fassbinder et al (1994) que são mostrados na Figura 44.

O produto desse tratamento de dados mostra uma notável homogeneidade estrutural no território paranaense, que apresenta uma repetição dos padrões geométricos, independentemente do compartimento geológico considerado, como está apresentado na Figura 45. Mas essa mesma figura mostra, sobretudo, a importância do sistema antigo NE-SW (40º-60º) apontado por Zalán et al (1986) e Milani et al (2002) como o principal responsável pela estruturação do embasamento e pela formação dos *rifts* da Bacia do Paraná, e do seu par N10-20E, constituído por fraturas de relaxamento e que é associado ao posicionamento de corpos granitóides e ao aporte de fluidos hidrotermais e de mineralizações no Escudo Paranaense. A importância das estruturas distensivas que

compõem o setor N10-20E, fica evidenciada pelos diagramas de roseta construídos para cada carta em escala 1:100.000 e também pelo diagrama elaborado com os 64.397 lineamentos traçados nas imagens de radar do Projeto RADAMBrasil (Figura 45).

.

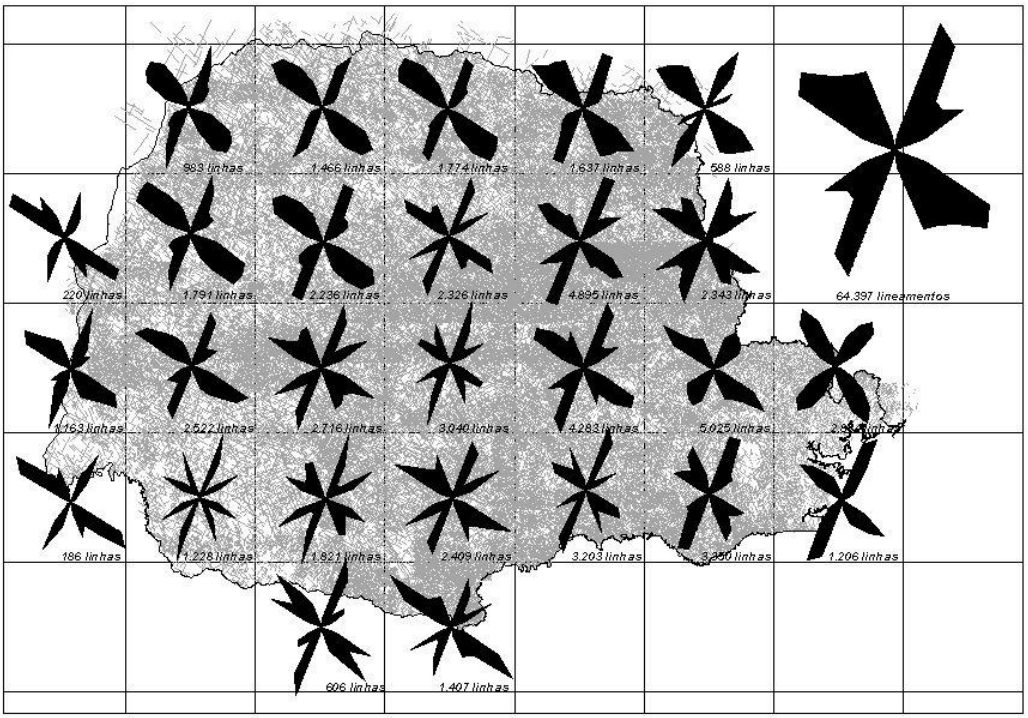


Figura 45 – Diagramas de roseta elaborados com os lineamentos traçados nas imagens de radar SLAR do Projeto RADAMBrasil para cada carta em escala 1:100.000. No canto superior direito, está a roseta construída com os 64.397 lineamentos traçados no Estado do Paraná (Licht, inédito).

Os diagramas de roseta mostram a persistência de três direções estruturais principais:

a) sistema Lancinha-Morro Agudo: falhas transcorrentes, retilíneas, anastomosadas, responsáveis pela lenticularização dos corpos geológicos; foliação cataclástica N40-60E; predominam mergulhos maiores que 70º, deslocamentos médios no estado dúctil das Falha da Lancinha (100 a 142 km) e Morro Agudo (87 a 122 km) (Fiori, 1985); reativação sinistrógira pós-mesozóica com deslocamentos maiores que 20 km (Schöll, 1981) (Figura 46);
b) falhas distensionais ou fraturas de relaxamento: hospedam corpos granitóides sintectônicos como Cerne, Piedade, Varginha e tarditectônicos como Morro Grande. Deformações em estado dúctil (Fiori, 1985) (Figura 47);
c) arco de Ponta Grossa: hospedam os diques relacionados com o magmatismo básico mesozóico da Bacia do Paraná Formação Serra Geral (Fiori, 1985), dispostas na bissetriz das sintéticas e antitéticas (Fassbinder et al, 1994) (Figura 48).

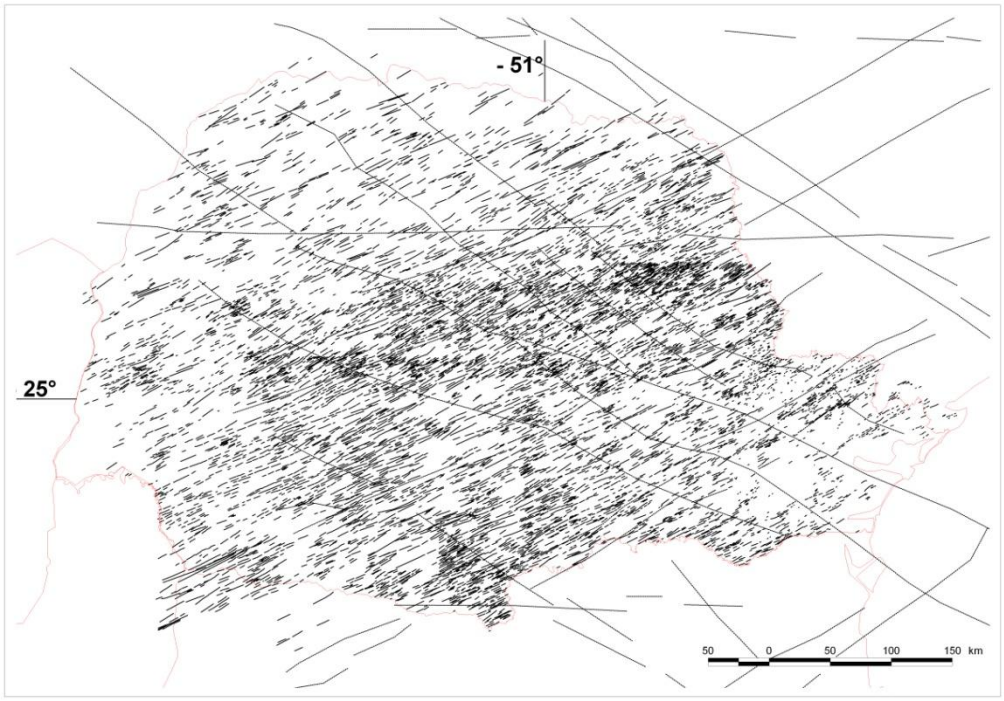


Figura 46 – Lineamentos N50-70E, setor coincidente com a zona de cisalhamento principal (Fassbinder et al, 1994) e com as estruturas de direção NE de Zalán et al (1996). Lineamentos a partir da interpretação de imagens de RADAMBrasil (Licht, inédito); a densidade de lineamentos varia de acordo com a qualidade dos mosaicos fotográficos do RADAMBrasil.

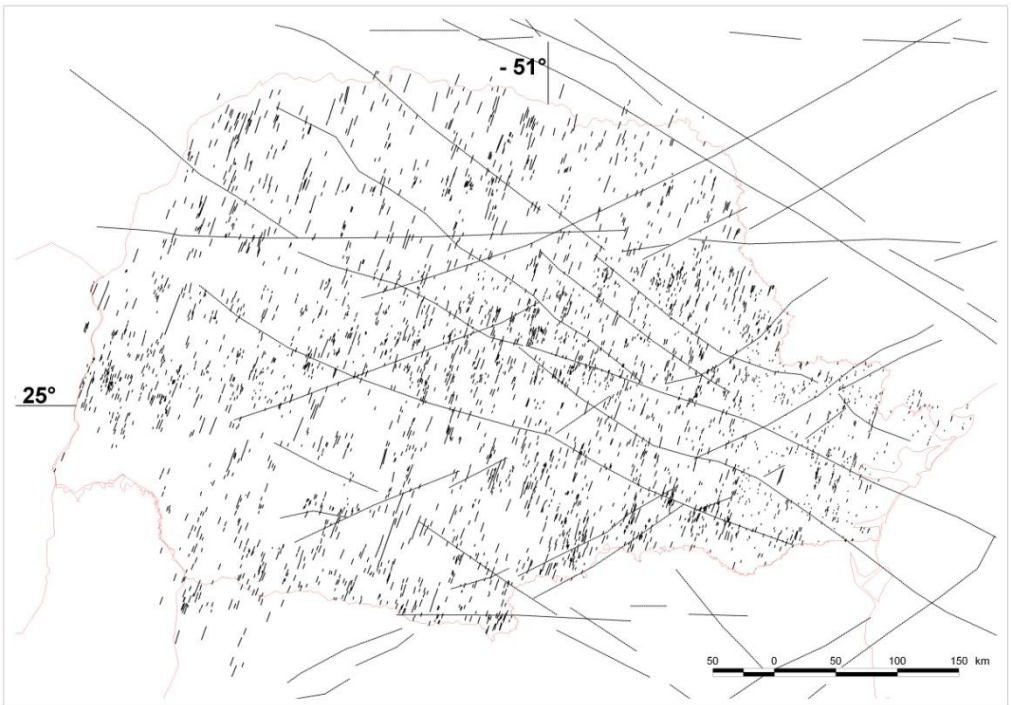


Figura 47 – Lineamentos N10-20E, setor das direções das estruturas distensionais ou fraturas de relaxamento (Fassbinder et al (1994) e que não constam da proposta de Zalán et al (1996). Lineamentos a partir da interpretação de imagens de RADAMBrasil (Licht, inédito); a densidade de lineamentos varia de acordo com a qualidade dos mosaicos fotográficos do RADAMBrasil.

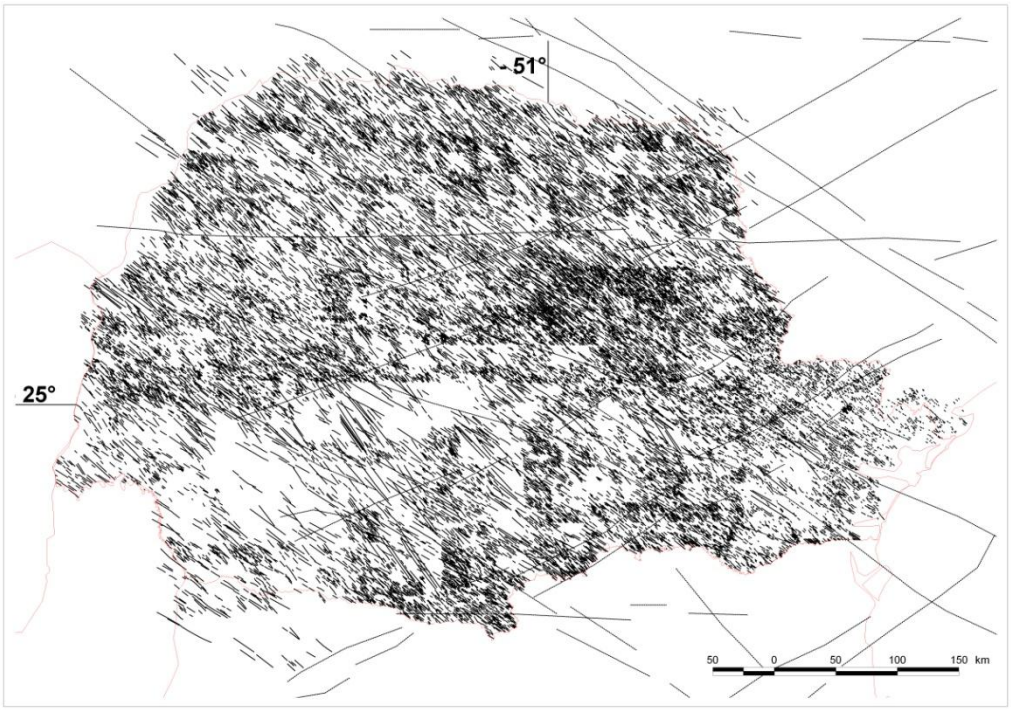


Figura 48 – Lineamentos N30-60W, setor que compreende as estruturas do Arco de Ponta Grossa, assim como outros diques básicos isolados ou em enxames que existem na Bacia do Paraná (Fassbinder et al (1994). Lineamentos a partir da interpretação de imagens de RADAMBrasil (Licht, inédito); a densidade de lineamentos varia de acordo com a qualidade dos mosaicos fotográficos do RADAMBrasil.

A direção geral dos diques que ocorrem na Bacia do Paraná é N45W, coincidente com o eixo do Arco de Ponta Grossa. Porém, como já foi apresentado, diques com outras direções totalmente discordantes são conhecidos e estudados em diversas localidades, nas regiões limítrofes aos contornos atuais da Bacia do Paraná, como é o caso do litoral de Santa Catarina, Paraná, São Paulo e Rio de Janeiro e região serrana do Rio de Janeiro. Coutinho (2008) apresentou uma síntese da petrografia e geoquímica dos enxames de diques que ocorrem tanto na Bacia do Paraná (América do Sul) quanto em Etendeka (África), correlacionando-os e propondo uma junção tríplice em virtude das três direções predominantes (Figura 56).

É fato da maior importância que os diques mais antigos, com direção geral NE-SW situados na região litorânea de São Paulo e Rio de Janeiro, coincidam com a estruturação geral da Bacia do Paraná, conforme proposto por Zalán et al (1996) e Milani et al (2002), estando alinhados com as estruturas gerais do embasamento como o sistema da Falha da Lancinha. Os diques da ilha de Santa Catarina, SC, são em sua maioria de direção NE, concordantes com os *trends* estruturais do embasamento cristalino. Foi também observado um dique de orientação NW, que sendo mais jovem secciona outro com direção NE (Raposo et al,1998).

É fartamente documentado o fato de o vulcanismo em regiões de *rift* obedecer às direções dos esforços distensivos como ocorreu no graben do Reno, com vulcanismo de filiação

alcalina e o que ocorre atualmente no *afar* da Etiópia este, parte de um *rift* em estágio de formação e com orientação geral NE-SW, semelhante à da Bacia do Paraná (Figuras 49 e 50).

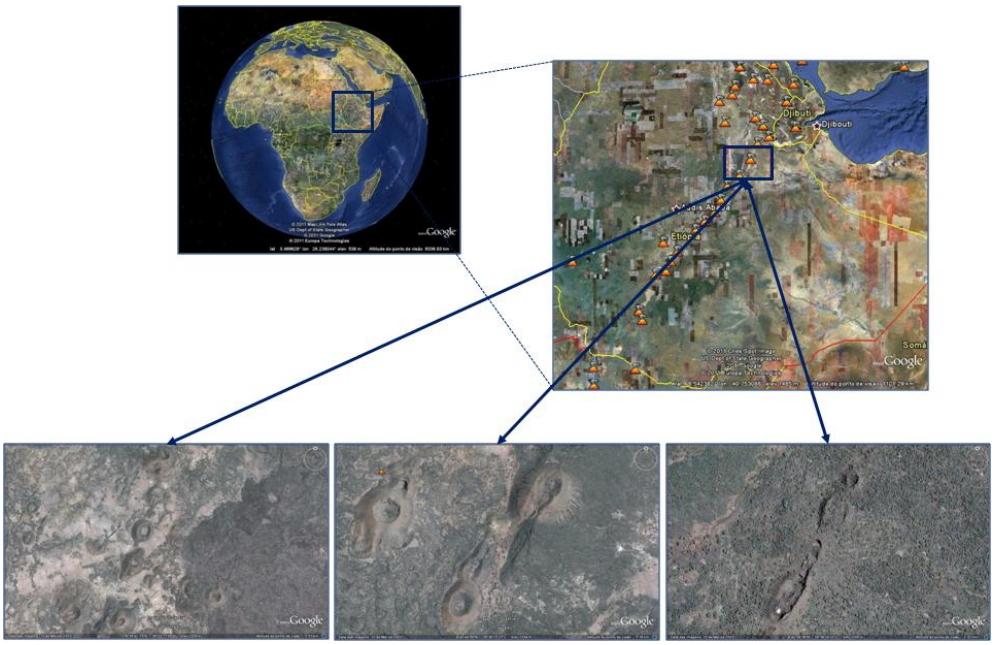


Figura 49 – Centros eruptivos e aparelhos vulcânicos alinhados segundo as estruturas distensivas de formação do rift africano na região do afar da Etiópia (imagem do Google Earth).

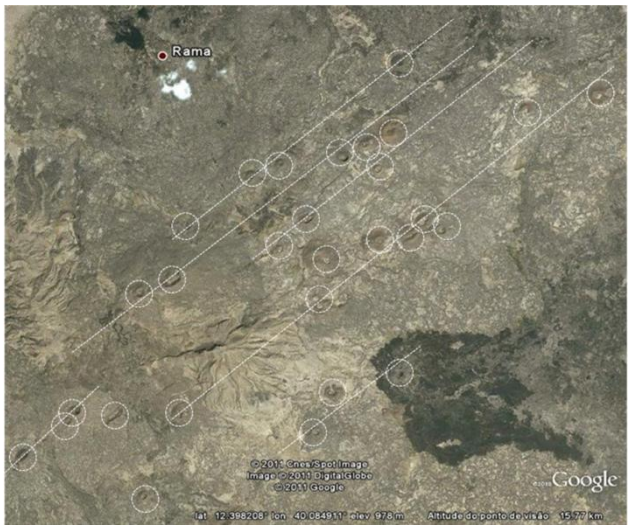


Figura 50 – Centros eruptivos alinhados segundo estruturas de direção NE-SW no afar da Etiópia, paralelas ao eixo desse setor do grande rift africano (imagem do Google Earth).

Assim, sabe-se que há forte controle do posicionamento e do alinhamento dos centros eruptivos não só segundo a direção geral das grandes estruturas transcorrentes, mas principalmente pelas estruturas secundárias de relaxamento, produzidas pelos esforços distensivos.

No que diz respeito à direção preferencial para os condutos na Bacia do Paraná, é necessário fazer uma consideração de caráter regional quanto a sua evolução, pois Zalán et al (1986) e Milani et al (2002), mostraram uma estruturação geral baseada em um mosaico de padrão losangular, formado pela interação de grandes e profundos lineamentos antigos de direção NE-SW, que vêm sofrendo constantes reativações desde o Arqueano até o presente (lineamentos 26, 18, 20, 21, 22 e 23 na Figura 42), com estruturas com direção NW-SE originadas de processos de porte continental como a formação dos arcos de Ponta Grossa e do Rio Grande e da própria deriva da placa da América do Sul.

10.6. Estruturas circulares fotointerpretadas

Outro aspecto que também não tem recebido a devida importância é a existência de dezenas de estruturas circulares na região onde estão expostos os derrames de basaltos e de basaltos-andesíticos da Bacia do Paraná.

As estruturas circulares mostradas na Figura 51 são o resultado de trabalhos de fotointerpretação em imagens de diversos tipos e por diferentes equipes como Pereira et al (1981), THEMAG (1981), Paiva F° (2000) e a do presente relatório. A maioria delas não tem ainda uma explicação ou comprovação de campo, mesmo porque não foram mapeadas com o detalhe necessário. Algumas delas como a de Barra Bonita, PR, foram objeto de investigações que visavam localizar estruturas dômicas favoráveis à acumulação de petróleo e/ou gás. Outras são consideradas como astroblemas – estruturas resultantes do impacto de meteoritos – como Araguainha, MT, Vista Alegre, PR, Vargeão, SC e Cerro do Jarau, RS.

Porém, é importante enfatizar que o modelo de hidrovulcanismo compreende a existência de centros eruptivos aproximadamente circulares de diâmetros variados (anéis de tufos e *maare*) os quais, no decorrer da evolução do sistema magmático, são gradativamente destruídos e encobertos por depósitos hidrovulcânicos e corridas de lava de outros centros eruptivos. As marcas de sua existência podem estar atualmente expressas apenas na forma de fraturamentos radiais e/ou circulares. É necessário que sejam realizados trabalhos de mapeamento geológico de detalhe em algumas dessas estruturas circulares salientadas em fotointerpretação, para testar sua veracidade e se possível caracterizar sua condição e origem. Para esse trabalho sugere-se a seleção de estruturas que tenham sido identificadas nos trabalhos de fotointerpretação de equipes diferentes.

O mapa apresentado na Figura 52, mostra o posicionamento de diversos eventos listados abaixo e seu notável alinhamento segundo o setor N10-20E, o que sugere que são estruturas profundas e antigas e sujeitas a eventos recorrentes :

a) mineralizações: os graisens Sn-W de Capivari-Pardo;
b) astroblemas: Cerro do Jarau, RS, Vargeão, SC, Vista Alegre, PR, Araguainha, MT;
c) estruturas do Domo de Lages e Alto de Quatiguá;
d) estruturas circulares fotointerpretadas por Paiva Filho (2000): Videira, Joaçaba, Tangará, Capinzal, Concórdia, Seara/Aratiba, Cacique Doble, Áurea, Jacutinga, Constantina e Laranjeiras do Sul;
e) estruturas circulares fotointerpretadas por Pereira et al (1981) e THEMAG (1981) na região central do estado do Paraná;
f) estruturas circulares fotointerpretadas pelo presente projeto como de Salgado Filho, Porto Barreiro, Bituruna e outras;
g) domos riolíticos de Castro, PR;
h) região com fumarolas e condutos de vulcanismo ácido na região de Palmas identificados pela equipe de mapeamento geológico da MINEROPAR;
i) ocorrência de pirita de Santa Isabel do Oeste, PR.

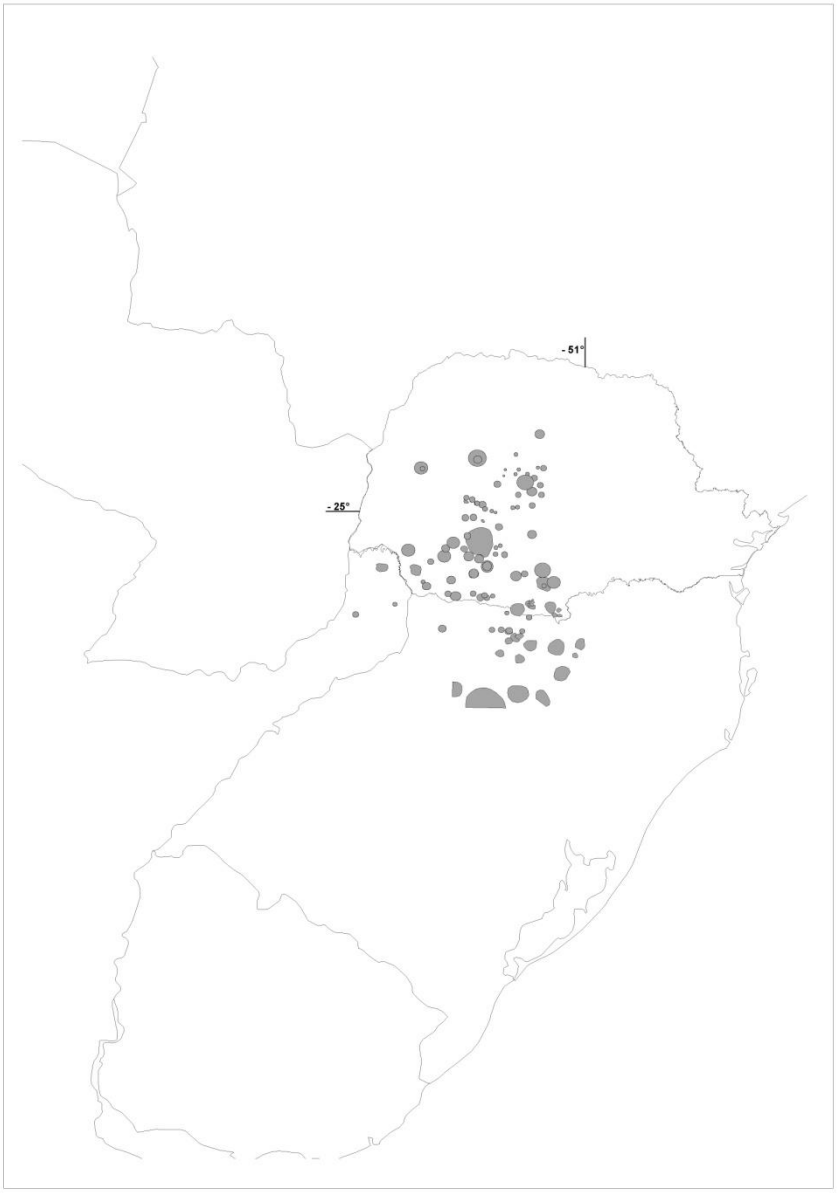


Figura 51 – Distribuição das estruturas circulares fotointerpretadas na Fm. Serra Geral (Pereira et al, 1981; THEMAG, 1981; Paiva F° 2000; Licht, inédito).

O agrupamento dessas estruturas circulares em dois grandes blocos situados na região central da Bacia do Paraná e com sugestivos alinhamentos segundo o setor N-10-20E é fato importante e merece ser investigado com maior detalhe.

Figura 52 – Localização das estruturas circulares fotointerpretadas por Pereira et al (1981), THEMAG (1981), Paiva F° (2000), as estruturas circulares interpretadas em imagens de RADAMBrasil pela equipe do presente relatório, das estruturas consideradas como astroblemas, da ocorrência de pirita no sudoeste do Paraná e outras feições na Bacia do Paraná, orientadas segundo o setor N10-20E, correspondente às *Fraturas X* ou *fraturas de relaxamento* de Fassbinder et al (1994), e as estruturas de Zalán et al (1986).

Não foi realizada nenhuma campanha específica para a verificação das estruturas circulares fotointerpretadas (Figura 52), exceção feita a Vista Alegre, PR (Figura 53), e Vargeão, SC (Figura 54), ambas com uma estrutura e feições de campo ambíguas, que podem ser consideradas crateras vulcânicas, mas também estruturas originadas pelo impacto de meteoritos.

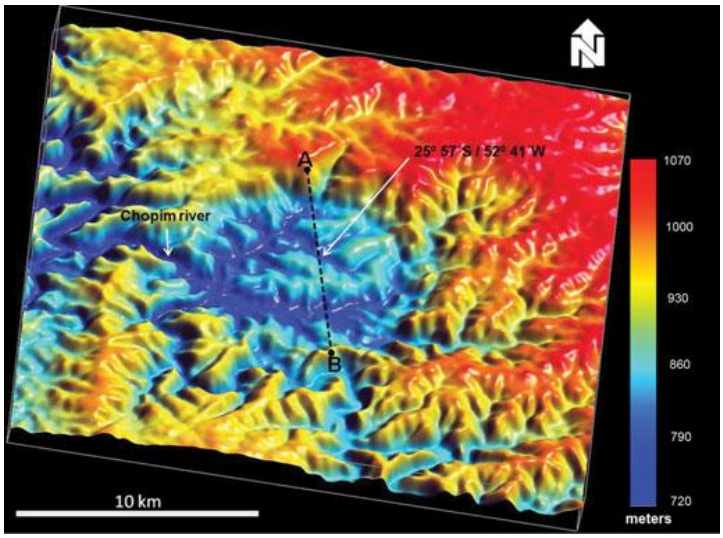


Figura 53 – Modelo digital do terreno obtido dos dados SRTM, mostrando a morfologia da estrutura de Vista Alegre, PR com cerca de 9,5 km de diâmetro e a região vizinha (Crósta et al, 2011).

Figura 54 – A estrutura do Vargeão, SC com cerca de 12,4 km de diâmetro contornada com um elipse tracejado na imagem assim como algumas estruturas de direção geral N50-60E (LANDSAT 7ETM+, 5,4,3/RGB falsa cor. Carta SG-22-Y-B-IV-4. Fonte: EMBRAPA/CNPM (http://www.cdbrasil.cnpm.embrapa.br/sc/htm1/sc11_07.htm).

É importante salientar nessa discussão sobre a gênese das estruturas circulares, especialmente de Vargeão e Vista Alegre que, no modelo hidrovulcânico com magma básico, os aparelhos vulcânicos – *maare* ou anéis de tufos - foram provavelmente vulcões monogenéticos, ou seja, formados num período de tempo muito curto ou por apenas um evento eruptivo de grande energia. Essa é uma característica dos hidrovulcanismos de magma básico.

No entanto, a hipótese genética vigente para essas duas estruturas - Vargeão e Vista Alegre - é que tenham sido produzidas pelo impacto de meteoritos.

Ao estudar a estrutura de Vargeão, Paiva Filho (2000) afirma que "*O meteorito de Vargeão (...) estilhaçou e vaporizou cerca de 800 m de camadas de derrames básicos e ácidos (...) formando a cratera de impacto*." Citando Wasson (1985), o autor afirma que o impacto sob condições de hipervelocidade de 20 km.s^{-1} produz crateras com raio aproximadamente 10 vezes maior que o raio do bólido, o que indica tratar-se de que um corpo com 1,5 a 2,0 km de diâmetro.

A secção geológica N-S no centro da estrutura de Vargeão apresentada por Paiva Filho (2000), para dar o suporte para a hipótese de cratera de impacto, mostra uma série de falhas no centro e nas bordas, cujos movimentos teriam sido decorrentes do processo de *crustal elastic rebound* após o impacto do meteorito. No entanto, as posições e movimentos das falhas também se ajustam ao exame da mesma secção à luz de uma hipótese de centro eruptivo (Figura 55).

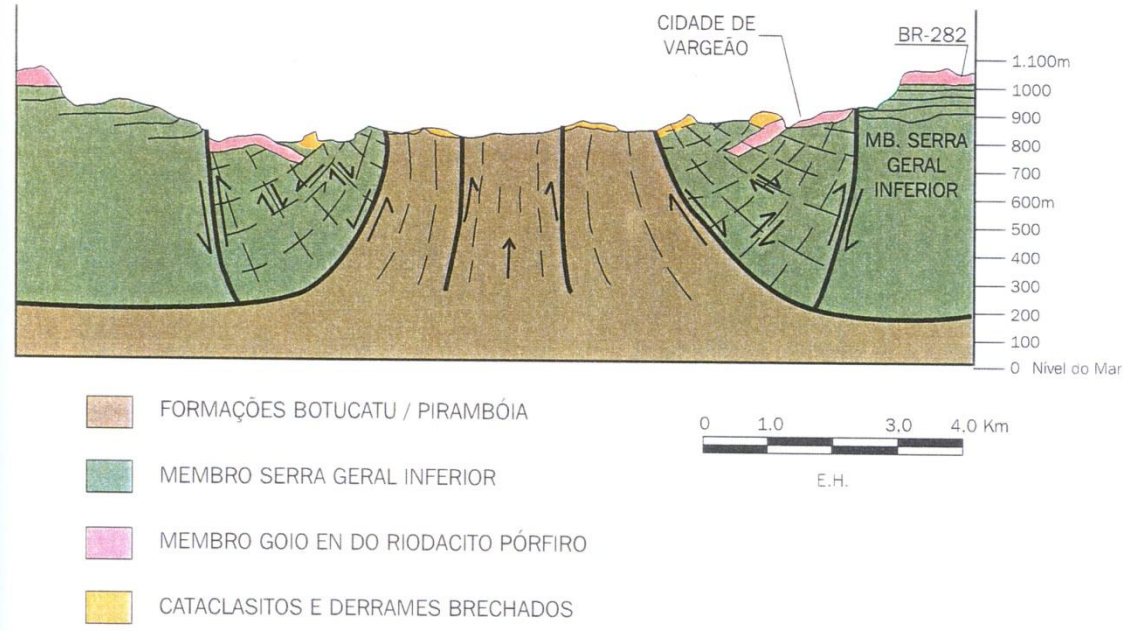


Fig 55 - Secção geológica N-S pelo centro do domo de Vargeão (modif. Paiva Filho, 2000).

Por outro lado, as evidências de laboratório identificadas até o momento por Crósta et al (2011) nas rochas que compõem as estruturas de Vargeão e Vista Alegre, como feições de alta pressão em cristais de quartzo (*pdfs*) e estruturas cônicas de estilhaçamento (*shatter cones*), sugerem que a origem mais provável para essas duas estruturas circulares seja o impacto de meteoritos, sendo por isso denominadas de astroblemas.

Infelizmente, nunca foram encontrados fragmentos do meteorito do Vargeão, pois Paiva Filho (2000) afirma que a energia térmica do aquecimento consumida pelo corpo celeste fez com que ele fosse vaporizado. Aparentemente o mesmo fenômeno teria acontecido com os meteoritos que deram origem às estruturas de Vista Alegre, Cerro do Jarau (RS) e Araguainha (MS).

10.7. Geocronologia isotópica

Os trabalhos de geocronologia realizados na Formação Serra Geral mostram uma discrepância notável entre as idades absolutas encontradas para as efusivas (derrames) e para as intrusivas (diques e soleiras) de composição básica, o que pode ser explicado não só pela complexidade do sistema magmático, mas principalmente pela evolução das técnicas analíticas. Nos últimos anos, a geocronologia das rochas da LIP Paraná vem sofrendo uma profunda revisão, em virtude da aplicação de técnicas de datação absoluta mais precisas como $^{40}Ar/^{39}Ar$ em rocha total e U/Pb/SHRIMP em cristais de zircão. Essa cronoestratigrafia tem mostrado uma discrepância com a distribuição geral dos magmas-tipo de Peate (1992), como já foi apresentado por Turner et al (1994) (Figura 56).

10.7.1. Derrames de basalto e de basalto-andesítico

Os dados de Turner et al (1994), baseados na razão $^{40}Ar/^{39}Ar$, indicam uma variação coerente da base ao topo do conjunto de rochas efusivas, tendo a base 137,8±0,7 Ma e o topo 132,3±08 Ma (Figura 56), o que significa que os eventos vulcânicos teriam ocorrido num intervalo de aproximadamente 6 Ma.

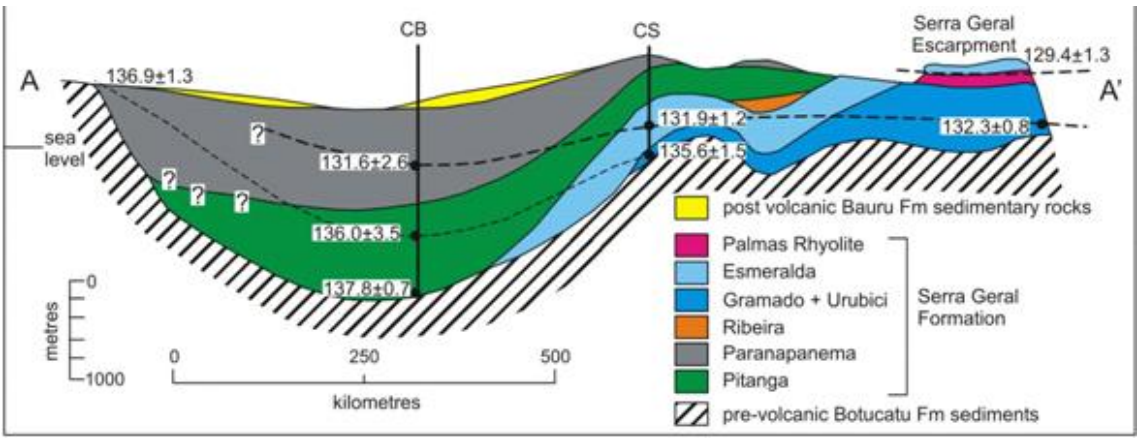


Figura 56 – Evolução cronoestratigráfica das rochas efusivas da LIP Paraná (Turner et al, 1994). A posição da secção geológica está identificada na Figura 38.

Esse quadro foi radicalmente alterado com a publicação dos dados de $^{40}Ar/^{39}Ar$ de Thiede e Vasconcellos (2008, 2010), que mostraram que o sistema magmático Serra Geral se desenvolveu durante um curto período de tempo, cerca de 1,2 Ma e com o paroxismo situado em 134,7 Ma.

10.7.2. Diques básicos

Já para os diques de diabásio que cortam as rochas do embasamento, a sequência sedimentar da Bacia do Paraná e mesmo as rochas efusivas básicas e intermediárias da Bacia do Paraná, a situação é um pouco mais complicada, pois há grupos de diques máficos, cada qual restrito a uma região e com características próprias (Figura 57):

a) diques que afloram a norte da Bacia de Rezende, RJ com direção NW e com idades $^{40}Ar/^{39}Ar$ entre 192±2,2 e 160,9±1,9 Ma (Guedes et al, 2005);
b) diques que afloram a sul e leste da Bacia de Rezende RJ com direção geral NNW e NNE com idades entre 148,3±3 Ma e 133,9±0,5 Ma (Guedes et al, 2005)
c) diques que ocorrem na costa de São Paulo e Rio de Janeiro, com direção N50º-65ºE, que mostram idades $^{40}Ar/^{39}Ar$: 133-130 Ma (alguns com idades entre 150 e 190 Ma) (Leila Marques, com. pes., 2003);
d) diques que ocorrem na região de Florianópolis com direção N30º-55ºE (80%) e N15º-45ºE (20%) com idade $^{40}Ar/^{39}Ar$: 128,3-119,0 Ma (Leila Marques, com. pes., 2003);
e) diques que ocorrem na região de Curitiba com direção N40º-45ºE e idade $^{40}Ar/^{39}Ar$: 120,8 Ma (Leila Marques, com. pes., 2003);
f) diques pertencentes ao sistema conhecido como arco de Ponta Grossa, mas que repete-se em várias localidades da Bacia do Paraná, na forma de diques isolados ou em enxames orientados segundo N45°W, com idades que variam entre 129,9 ± 0,1 Ma e 131,9 ± 0,4 Ma (Ernesto et al, 1999) ou de 131,04 ± 0,5 Ma até 120,7 ± 1,3Ma com pulso dominante entre 131,4 ± 0,4Ma até 129,2 ± 0,4Ma (Renne et al, 1996)

Ao estudar 73 diques básicos da ilha de Santa Catarina, SC, Raposo et al (1998) identificaram que a amplitude de variação das idades está entre 119–128 Ma, divididos em duas modas em 119–122 Ma e 126–128 Ma. Além disso, apontaram um fato de extrema relevância geocronológica "*O dique mais jovem de direção NW (119±0,9Ma) secciona outro dique de direção NE (128±0,5Ma).*" o que enfatiza claramente a existência de dois episódios, muito embora os dados coletados sejam insuficientes para determinar se a intrusão dos diques foi episódica ou contínua.

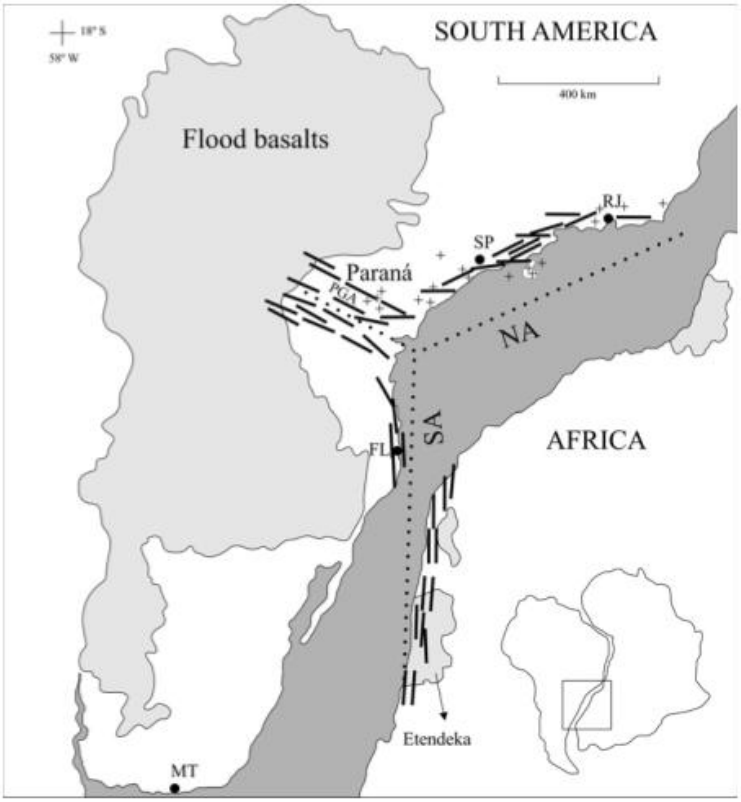


Figura 57 – Reconstrução pré deriva da América do Sul e África, mostrando a junção tríplice e a correlação dos enxames de diques em ambos continentes: **PGA**: Arco de Ponta Grossa; **NA**: braço setentrional; **SA**: braço meridional; **RJ**: Rio de Janeiro; **MT**: Montevidéu; **SP**: São Paulo; **FL**: Florianópolis; **Linhas**: direções gerais dos diques; **Cruzes**: intrusões alcalinas. (Coutinho, 2008, modif Marsh et al, 2001).

O artigo de Renne et al (1996) é muito rico em informações e na análise da evolução do vulcanismo da Bacia do Paraná. Tomamos a liberdade de selecionar e transcrever alguns trechos que consideramos de alta relevância, já que foram baseados em dados obtidos por técnicas geocronológicas de alta precisão e acurácia.

"*Uma estratigrafia geoquímica bem definida foi estabelecida para a pilha vulcânica de Paraná-Etendeka, na qual uma sequência mergulhante para norte foi interpretada como uma migração temporal para norte do vulcanismo. Acoplada com a correlação entre os diques de Ponta Grossa e os derrames setentrionais, o Enxame de Diques de Ponta Grossa (EDPG) parece representar um estágio relativamente tardio do magmatismo de Paraná-Etendeka*." (...) "*Diversos estudos concluiram que a estratigrafia química não tem significado temporal, e que o magmatismo Paraná-Etendeka na realidade migrou de NW para SE entre 137 e 127 Ma*." (...) "*A maioria das idades de platô mostradas na Tabela 3, são mutuamente indistinguíveis, e são siginificativamente mais jovens que a preponderância dos dados (133 ± 1 Ma) que foram publicados para os derrames vulcânicos de Paraná meridional.*" (...) "*O fato de que os diques resfriaram mais devagar que as lavas que eles aparentemente alimentaram, leva a possibilidade de um fechamento tardio do plagioclásio para a difusão do*

Ar nos diques, resultando em idades espuriamente mais jovens. No entanto, foi claramente provado, com base na condutividade térmica e na cinética de difusão de Ar no plagioclásio, que tais efeitos devem produzir diferenças de idade insignificantes entre eles. Os experimentos com aquecimento em forno sobre as amostras Nice, para as quais as temperaturas de extração foram medidas, fornecem dados de grande utilidade a partir dos quais é possível avaliar os parâmetros de difusão do Ar nessas amostras." (...) "*Com base no trabalho de Jaeger (1964) após tratamento computacional por Lee et al (1990), temos que o centro de um dique de 50 m de espessura, intrudido a 1200°C em um arenito com temperatura inicial de 50°C, por exemplo, vai resfriar para 200°C em cerca de 1.000 anos. Para uma temperatura inicial da encaixante de 100°C, um resfriamento para cerca de 200°C vai acontecer em 2.000 anos e para uma temperatura inicial de 150°C esse tempo de resfriamento deverá ser de 8.000 anos e assim por diante. Temperaturas regionais das rochas encaixantes devem ter mais que 200°C para que a relação* $^{40}Ar/^{39}Ar$ *nos plagioclásios promova uma subestimação da idade de intrusão dos diques (i.e. mais que 30.000 anos). Dada a pequena profundidade das intrusões (< 2.000 km) como é demonstrado pela proximidade dos derrames de lava, e a pequena densidade de diques (1-4 por km transversalmente a direção do Arco de Ponta Grossa), não deveria se esperar que apenas a intrusão dos diques fosse capaz de produzir temperaturas regionais dessa magnitude."* (...) "*A validação das idades de platô apresentadas, é qualitativamente suportada por: (1) dados de polo paleomagnético e (2) os dados petrológicos-geoquímicos e quimioestratigráficos e ambos indicam que o EDPG, representa uma fase mais jovem do magmatismo Paraná."* (...) "*Piccirillo et al (1990) mostraram que os diques de Ponta Grossa representam magmas basálticos toleiíticos evoluídos, com íntima correlação geoquímica com os derrames geralmente de alto-*TiO_2 *na Província Paraná-Etendeka setentrional, e seriam a representação de alimentadores para a espessa acumulação de lavas (localmente quase 1.700 m) nessa área. Os derrames do Paraná setentrional são interpretados atualmente como tendo uma filiação com a litosfera mantélica, em contraste com o magmatismo de Paraná meridional que mostra extensiva contaminação crustal, como mostram os dados químicos e isotópicos*" (...) "*Os resultados de nosso estudo sugerem que o EDPG foi principalmente intrudido num grande pulso que ocorreu em 131-130 Ma, com atividades intrusivas menores e continuadas até pelo menos 120 Ma. Se as amostras datadas são representativas do EDPG, os dados sugerem que o pulso inicial de 131-130 Ma foi um evento magmático contínuo, enquanto as intrusões mais jovens foram episódicas. Em virtude do viés erosivo (i.e. uma porção desconhecida das acumulações extrusivas foi removida pela erosão) o EDPG provavelmente representa a figura mais acurada da variação petrológica no vulcanismo do Paraná setentrional. Disso decorre que a distribuição das*

idades (Fig.4), admitindo-se que elas sejam uma amostra representativa do EDPG, conduzem a uma história razoável da produção de magma nessa região. O pulso do magmatismo do Enxame de Diques de Ponta Grossa é nitidamente mais jovem que a preponderância do vulcanismo de derrame datado em 133 Ma na Bacia do Paraná meridional, e mais aproximado dos derrames da porção central da bacia do Paraná no Brasil, assim como os derrames vulcânicos de Etendeka na Namíbia, que caem no intervalo de 133-131 Ma." (...) "*As principais conclusões desse estudo são as seguintes: (1) O EDPG, foi primariamente injetado durante um intervalo de 131,4 ± 0,5 a 129 ± 0,5 Ma, com máximo em 130,5 Ma. Injeções subsequentes de diques menores, localmente perpendiculares ao eixo do EDPG, continuaram até 120 Ma; (2) os novos dados geocronológicos associados aos dados quimioestratigráficos, dão suporte à conclusões geoquímicas (e.g. Piccirillo et al, 1990) que a maioria dos diques representam alimentadores das fases volumosas mais jovens do vulcanismo de derrame, representadas por lavas relativamente pouco contaminadas de alto TiO_2 na Provincia de Paraná Etendeka setentrional; (3) o polo paleomagnético de Ponta Grossa, é na verdade mais jovem que a obtida nas vulcânicas da Bacia do Paraná meridional e por isso a discrepância incluindo a rotação dextral de 5°± 3° de maneira plausível indica uma movimentação tectônica entre 133 e 130 Ma. Se tal movimentação se aplica a toda placa Sulamericana ou refleta uma deformação intraplaca, isso permanece uma dúvida; (4) o EDPG pode representar um braço abortado de uma junção rift-rift-rift, mas a junção tríplice não coincide exatamente em tempo e espaço com o início do vulcanismo."*

10.8. Paleomagnetismo

Renne et al (1992) produziram e interpretaram os dados paleomagnéticos em 20 secções estratigráficas nas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral. Concluiram que o vulcanismo ocorreu durante quatro ou poucas mais inversões de polaridade geomagnética em quaisquer das secções estudadas. Em vários casos, uma reversão aparente é representada por apenas uma unidade litológica com polaridade anômala (por exemplo, a unidade superior com polaridade reversa da secção TA (Figura 58), mas é possível que represente soleiras, evidentemente mais jovens.

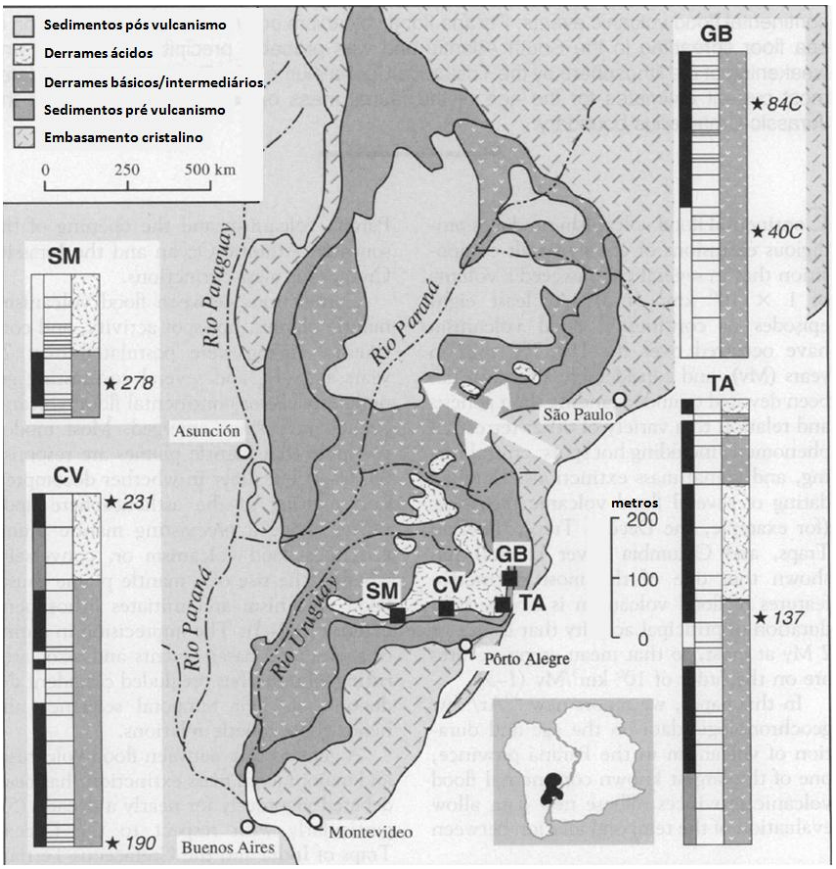


Figura 58 - Mapa geológico da Bacia do Paraná, mostrando a distribuição dos derrames vulcânicos. O mapa de localização na parte inferior mostra a situação pré deriva de Paraná-Etendeka. Os quadrados pretos identificados como SM, CV, TA e GB, localizam as secções estratigráficas estudadas. As secções estratigráficas mostram a magnetoestratigrafia (à esquerda), os limites dos derrames (centro) e a litologia (à direita). Nas colunas magnetoestratigráficas estão a polaridade normal (em preto), as direções de transição (cinza) e a polaridade reversa (branco). O intervalo próximo do topo da secção TA reflete a ausência de dados. As estrelas numeradas são as amostras utilizadas no estudo. As setas largas e brancas indicam o Arco de Ponta Grossa (modif. Renne et al, 1992).

Em virtude da polaridade reversa do campo magnético que é frequentemente observada entre 140 e 120 Ma (aproximadamente a cada 400.000 anos na média), foi postulado que a sequência de rochas vulcânicas, com mais de 1.000 m de espessura em vários casos, se acumulou em menos que 1 Ma em qualquer secção estudada. Os dados de geocronologia isotópica ($^{40}Ar/^{39}Ar$) produzidos pelos mesmos autores confirmaram a amplitude de menos que 1,1 Ma para os eventos efusivos. Dessa forma, concluiram que a concordância dos dados magnetoestratigráficos e de geocronologia isotópica indicam que o vulcanismo na Bacia do Paraná foi essencialmente síncrono e teve uma duração máxima de 1 Ma.

Além disso, com base em dados geocronológicos e sísmicos distribuídos pela Bacia do Paraná e na margem continental Sulamericana, Renne et al (1992) concluíram que o vulcanismo Serra Geral aconteceu cerca de 5 Ma antes que o início da deriva das placas Americana e Africana e da expansão do assoalho oceânico do Atlântico meridional.

10.9. Discussão dos resultados geocronológicos

Todos os dados de geoquímica isotópica ($^{40}Ar/^{39}Ar$) anteriormente apresentados estão sintetizados na linha de tempo apresentada na Figura 59, que mostra a distribuição dos grupos de dados apresentados por cada autor para os derrames e os diques.

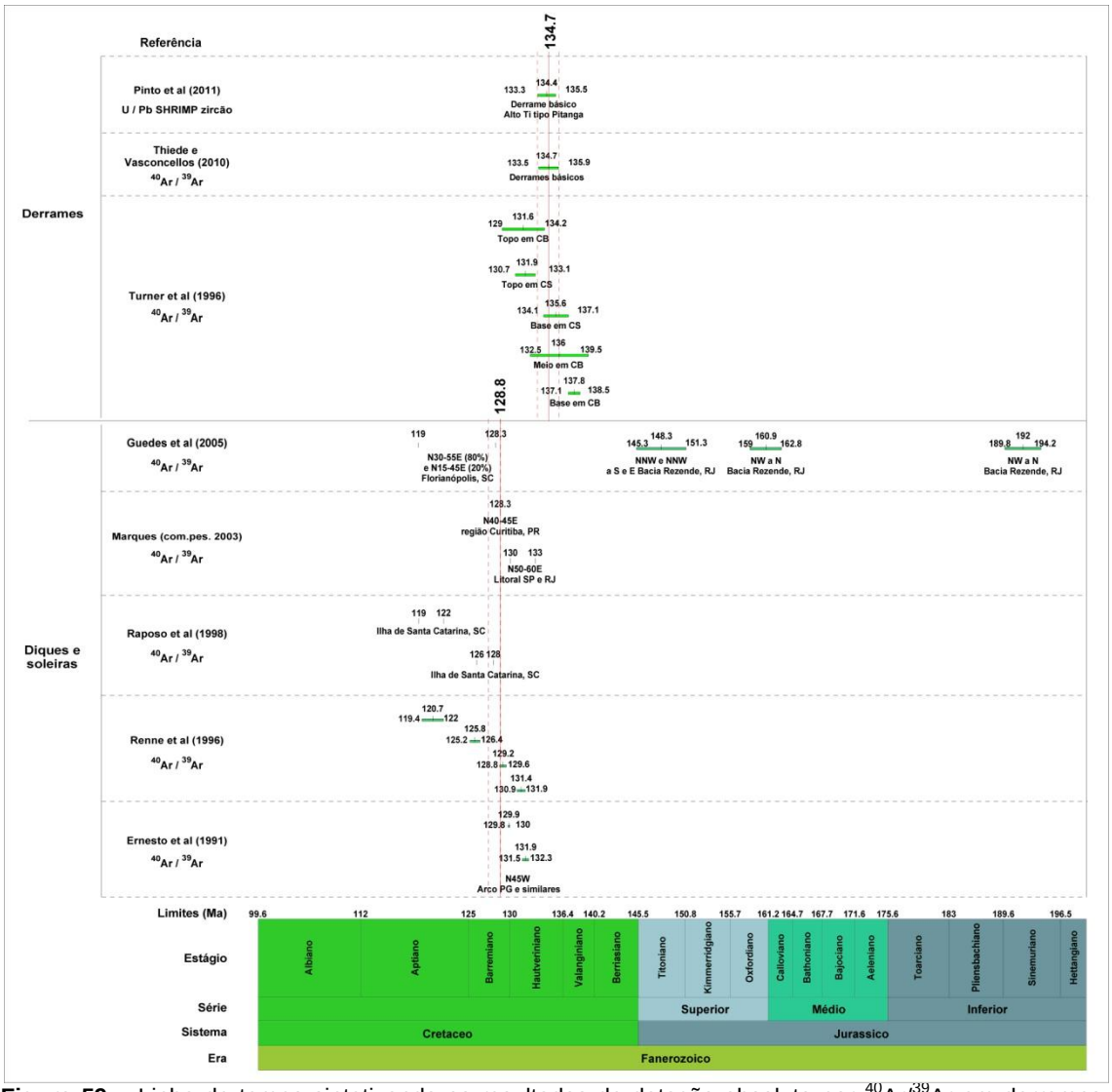


Figura 59 – Linha de tempo sintetizando os resultados de datação absoluta por $^{40}Ar/^{39}Ar$ em derrames da Fm. Serra Geral e diques básicos do Arco de Ponta Grossa e litoral brasileiro desde Florianópolis até Rio de Janeiro. A mediana das idades dos diques e soleiras (128,8Ma) e dos derrames (134,7Ma) estão assinaladas com linha vermelha contínua e as medianas das mínimas e das máximas com linha tracejada.

Da Figura 59, observa-se que a diferença de 1,2 Ma entre a idade mínima das extrusivas (133,5 Ma seg. Thiede e Vasconcellos, 2010) e a máxima dos diques (132,3 Ma seg. Ernesto et al, 1999) é muito grande e significante quando são considerados o pequeno erro e a alta precisão da técnica analítica de datação por $^{40}Ar/^{39}Ar$.

Apesar de existirem superposições entre algumas idades mínimas dos derrames com as máximas dos diques, fica muito clara a diferença de idades entre os dois grupos. A mediana calculada com os pontos centrais dos grupos é de 128,8 Ma (final do Barremiano) para os diques, e de 134,7 Ma (final do Hautveriniano) para os derrames, o que dá uma diferença de 5,9 Ma. Mesmo se for considerada a faixa que abrange as medianas dos pontos mínimos e máximos para os diques (127,4 Ma e 128,8 Ma) e para os derrames (133,3 Ma e 135,9 Ma), a diferença entre os dois grupos continua muito clara.

Por outro lado, se for tomada a distância de 3.800 km que atualmente separa a região central do Arco de Ponta Grossa do Arquipélago de Tristão da Cunha (posição atual da pluma mantélica) e considerarmos uma taxa média de deriva para a Placa Sul-americana de 2,95 cm/ano, totalmente compatível com as estimativas de 2 a 3 cm/ano para esse movimento, resulta que a passagem dessa fonte de calor pela região do Arco de Ponta Grossa teria ocorrido em 128,8 Ma, que é o valor da mediana dos dados geocronológicos disponíveis para os diques básicos da Bacia do Paraná (Figura 58).

Assim, com base em dados geocronológicos confiáveis, fica claro que os diques do sistema do Arco de Ponta Grossa são cerca de 5,9 Ma mais jovens que os derrames e assim não podem ser considerados seus alimentadores. É importante salientar que essa conclusão foi elaborada a partir da base de dados geocronológicos disponíveis, a qual foi construída com amostras coletadas à superfície atual e evidentemente não leva em consideração uma espessura significativa de rochas extrusivas e intrusivas que já foi erodida.

Esse fato já havia sido apontado por Renne et al (1996) "*Os novos dados geocronológicos são consistentes com as conclusões baseadas em dados paleomagnéticos e quimio-estratigráficos, que os diques do Arco de Ponta Grossa (Ponta Grossa Dike Swarm - PGDS) são mais jovens que a maioria do vulcanismo volumetricamente dominante na porção meridional da Província Paraná-Etendeka (Paraná-Etendeka flood volcanic province (PEP), que ocorreu entre 133-132 Ma. Os diques mais jovens (comumente com tendência NE) podem refletir o início de uma deriva plena, coincidente com o desenvolvimento principal da bacia nos limites continentais adjacentes em 125-120 Ma.*".

Comentário do revisor Gilson B. Guimarães: Num contexto em que os diques fossem efetivamente os "paleocondutos" responsáveis pelos derrames da Fm. Serra Geral, seria lógico esperar que as rochas nos diques (diabásio p.ex.) fossem **mais jovens** que o material extrusivo. Durante o ápice da atividade magmática os condutos tinham, obviamente, magma (e não diabásio !). Existem modelos de ascensão magmática que postulam velocidades muito altas para o deslocamento de magma basáltico, mas o fato é que o material que atualmente ocupa diques e soleiras foi algo que não conseguiu alcançar a superfície

(provavelmente o último material que ascendeu e acabou por se solidificar no trajeto “manto-superfície”). Não precisam necessariamente provir de uma fonte mantélica distinta, mas é lícito imaginar que poderiam representar as fases derradeiras do episódio magmático (relacionadas a um afastamento da pluma mantélica “Tristão da Cunha” ?).

Comentário do revisor Carlos Sommer: concordo plenamente com os argumentos do revisor Gilson Guimarães. Além disso, embora reconheça que a qualidade das idades seja muito boa, acho que os dados que temos até o momento são estatisticamente inexpressivos, ante a área e o volume de rochas vulcânicas e intrusivas do Serra Geral. Logo, a afirmação de que os diques não podem ser condutos vulcânicos, baseando-se em dados geocronológicos, pode ser bastante contestável.

10.10. Composição dos fluidos bacinais atuais

No contexto das bacias sedimentares, os fluidos bacinais que ocupam e se movimentam valendo-se da permo-porosidade dos sedimentos são denominados de *geofluidos*. Geofluidos aquosos têm a capacidade de reagir quimicamente com os componentes sólidos e, em virtude de suas velocidades relativamente elevadas, podem interferir na eficiência da transferência de massa e calor (Lawrence e Cornford, 1995).

Os geofluidos que atualmente percolam a sequência sedimentar da Bacia do Paraná têm uma composição geoquímica extremamente complexa, em virtude e refletindo a composição de suas rochas sedimentares. Mesmo considerando que atualmente a bacia apresenta condições de estabilidade térmica e tectônica, a água coletada em diversos poços tubulares profundos do topo da sequência sedimentar (Formações Botucatu, Pirambóia e Rio do Rasto), atinge a faixa de temperatura de 65 – 70° C e apresenta uma composição química complexa com teores elevados de muitos elementos (Tabela 5).

Tabela 5 – Teores de alguns parâmetros físicos e químicos medidos na água do poço 9-CIA-11PR perfurado na Estação de Tratamento de Água da SANEPAR em Cianorte, Estado do Paraná, comparados com os obtidos na água do Rio Floriano localizado no Parque Nacional do Iguaçu.

Parâmetro	*Poço 9-CIA-11PR SANEPAR/LPH-UFPR (inédito)*	*Rio Floriano, Parque Nacional do Iguaçu Mineropar/CPRM (inédito)*
Temperatura	*65°C*	*17°C*
Alcalinidade (mg L^{-1})	*271,42*	*0,01*
pH	*8,1*	*7*
Condutividade elétrica (µS/cm)	*3300*	*32*
SiO_2 (mg L^{-1})	*30,91*	*3,707 (*)*
HCO_3^- (mg L^{-1})	*305,46*	*N.D.*
CO_3^{2-} (mg L^{-1})	*12,62*	*N.D.*
Cl^- (mg L^{-1})	*193,80*	*0,12*
F^- (mg L^{-1})	*1,34*	*0,03*
SO_4^{2-} (mg L^{-1})	*869,00*	*0,22*
Ca^{2+} (mg L^{-1})	*22,08*	*4,553*
Mg^{2+} (mg L^{-1})	*3,22*	*1,988*
Na^+ (mg L^{-1})	*571,60*	*1,615*
K^+ (mg L^{-1})	*9,15*	*0,602*
Fe (mg L^{-1})	*0,29*	*0,124*

Além dos parâmetros físico-químicos rotineiramente medidos para a caracterização da qualidade e da potabilidade da água, Athayde et al (2011) publicaram recentemente um conjunto de análises químicas contendo outros elementos como Al, Br, Cl, Li, Mg, Na, P, Si, Sr, V e Zn na água coletada em poços que atingiram o Aquífero Guarani (Formação Botucatu). Os teores elevados desses e de outros elementos estão resumidos na Tabela 6.

Tabela 6 – Estimadores estatísticos da composição geoquímica da água da Aquífero Guarani (Formação Botucatu) coletada em 50 poços tubulares profundos.

Elemento	t	T	Md	x	Elemento	t	T	Md	x
Ag (ppb)	0,00	**0,11**	0,00	0,002	**Mn (ppb)**	0,42	**44,31**	1,94	5,101
Al (ppb)	0,00	**331,00**	1,00	17,531	**Mo (ppb)**	0,00	**27,70**	0,00	1,000
As (ppb)	0,00	**7,70**	0,00	0,667	**Na (ppm)**	0,64	**872,45**	13,24	37,160
B (ppb)	0,00	**1175,00**	0,00	37,490	**Nb (ppb)**	0,00	**0,04**	0,00	0,001
Ba (ppb)	1,47	**89,07**	15,25	24,449	**Nd (ppb)**	0,00	**0,32**	0,00	0,017
Be (ppb)	0,00	0,24	0,00	0,014	**Ni (ppb)**	0,00	**9,30**	0,00	0,714
Br (ppb)	0,00	**1651,00**	10,00	47,510	**P (ppb)**	0,00	**885,00**	43,00	102,980
Ca (ppm)	0,86	**65,46**	13,03	16,754	**Pb (ppb)**	0,00	**4,00**	0,30	0,461
Cd (ppb)	0,00	**4,17**	0,00	0,104	**Pr (ppb)**	0,00	**0,08**	0,00	0,003
Ce (ppb)	0,00	**2,13**	0,00	0,071	**Rb (ppb)**	0,31	**7,04**	1,65	2,207
Cl (ppm)	0,00	**417,00**	1,00	10,796	**Rh (ppb)**	0,00	**0,06**	0,00	0,002
Co (ppb)	0,00	**1,21**	0,00	0,058	**S (ppm)**	0,00	**471,00**	0,00	10,612
Cr (ppb)	0,00	**3,20**	1,10	1,298	**Sb (ppb)**	0,00	**0,36**	0,00	0,022
Cs (ppb)	0,00	**0,84**	0,02	0,051	**Se (ppb)**	0,00	**8,10**	0,00	0,886
Cu (ppb)	0,00	**4,10**	0,60	1,018	**Si (ppb)**	3826	**26634**	16290	16206,43
Dy (ppb)	0,00	0,05	0,00	0,002	**Sm (ppb)**	0,00	**0,07**	0,00	0,002
Er (ppb)	0,00	0,02	0,00	0,001	**Sn (ppb)**	0,00	**0,37**	0,00	0,015
Fe (ppb)	0,00	**297,00**	0,00	8,327	**Sr (ppb)**	8,02	**1199,10**	93,20	142,315
Ga (ppb)	0,00	**1,59**	0,00	0,141	**Th (ppb)**	0,00	**0,12**	0,00	0,003
Gd (ppb)	0,00	**0,06**	0,00	0,002	**Ti (ppb)**	0,00	**15,00**	0,00	0,306
Ge (ppb)	0,00	**4,04**	0,13	0,259	**Tl (ppb)**	0,00	**0,06**	0,00	0,003
Hf (ppb)	0,00	**0,04**	0,00	0,001	**U (ppb)**	0,00	**1,09**	0,02	0,075
Hg (ppb)	0,00	**1,30**	0,00	0,033	**V (ppb)**	0,00	**37,80**	5,10	8,141
Ho (ppb)	0,00	**0,01**	0,00	0,000	**W (ppb)**	0,00	**5,67**	0,00	0,215
K (ppm)	0,23	**3,99**	1,41	1,509	**Y (ppb)**	0,00	**0,27**	0,00	0,019
La (ppb)	0,00	**0,35**	0,00	0,021	**Yb (ppb)**	0,00	**0,02**	0,00	0,001
Li (ppb)	0,70	**298,20**	2,50	10,631	**Zn (ppb)**	0,60	**253,70**	10,50	21,218
Mg (ppm)	0,00	**14,89**	2,60	3,376	**Zr (ppb)**	0,00	**1,12**	0,00	0,035

Observação: t = menor teor, T = maior teor, Md = mediana, x = média aritmética.

Os dados geoquímicos acima apresentados e restritos às águas que fluem atualmente através da Formação Botucatu, as quais têm uma constituição química e mineralógica relativamente simples, sugerem que os geofluidos contidos em outras unidades sedimentares da Bacia do Paraná que têm composição mineralógica e geoquímica mais complexa, devem refletir essa complexidade. Nessa visão de bacia sedimentar, é óbvio que a zonalidade geoquímica dos geofluidos contidos na pilha sedimentar não se restringe à vertical, mas também é lateral, dependendo da granulometria, permo-porosidade, interdigitação e lenticularidade, conectividade e composição química das unidades lito-estratigráficas.

10.11. A interação magma básico-sedimentos-geofluidos

Como foi anteriormente mencionado, para que o modelo hidrovulcânico esteja completo é absolutamente necessário que exista um sistema aquífero onde o magma, num estado fragmentado, irá adquirir uma carga substancial de geofluidos que serão transformados em vapor superaquecido e fluidos em estado supercrítico. Na Bacia do Paraná, essas condições são excepcionalmente favoráveis na medida em que uma pilha sedimentar espessa e complexa, incipientemente consolidada - especialmente os estratos superiores - e saturada em geofluidos igualmente complexos, foi coberta por derrames de lava básica e intermediária trazidos à superfície por condutos que atravessaram e interagiram com os sedimentos e geofluidos bacinais.

Os primeiros derrames básicos da Formação Serra Geral fluíram sobre os campos de dunas e planícies interdunas da Formação Botucatu. Em alguns casos, os contatos são nítidos, inclusive com a preservação das estruturas sedimentares primárias das dunas, como mostra a Figura 60. Em outros, a movimentação do fluxo basáltico foi capaz de destruir as estruturas primárias, formando um contato com superfície irregular e composto por uma brecha de base composta por fragmentos irregulares de basalto, suportados por matriz areno-siltosa (Figura 61).

Figura 60 - Contato nítido e plano entre um derrame de basalto Fm. Serra Geral com dunas de arenitos da Fm. Botucatu (Scheibe et al, 2008).

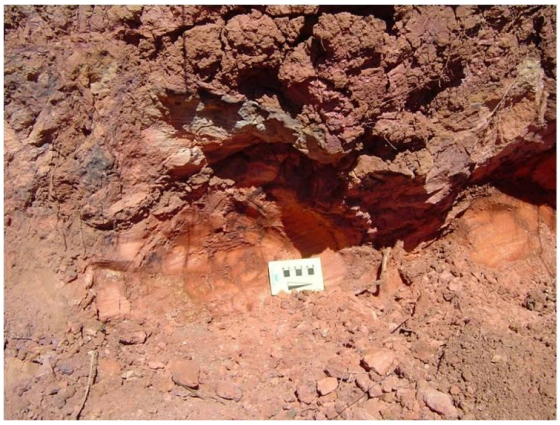


Figura 61 – Contato irregular e brechado entre um derrame de basalto da Fm. Serra Geral com arenitos da Fm. Botucatu (estação de campo EA-1426).

Em algumas regiões, são encontrados níveis arenosos da Formação Botucatu, intercalados nos derrames da porção basal da Formação Serra Geral. "*Arenitos também ocorrem ainda entre os diversos lençóis de rochas eruptivas básicas.*" (Maack, 1947). Esses depósitos arenosos têm sido interpretados como marcadores de períodos de interrupção da atividade vulcânica, durante os quais, areias foram transportadas e depositadas pelo vento no ambiente desértico dominante e mostrando assim as mesmas características que a camada principal da Formação Botucatu. *"A sedimentação não cessou durante todo o período do*

vulcanismo gondwânico, tendo sido depositados sedimentos eólicos em bancos ou lentes nos derrames de lava ou nas fendas maiores (...). Incluídos nos derrames de trapp ocorrem cinco a sete horizontes estreitos ou lentes de arenitos eólicos do tipo Botucatu, denominados arenitos São Bento intertrapp, que atestam que as lavas básicas se derramaram sobre o extenso deserto mesozóico do continente do Gonduana (...)" (Maack, 1968). A temperatura dos derrames sub e sobrejacentes seria responsável pelo endurecimento dessas camadas sedimentares enquanto ainda inconsolidadas. "*Em virtude deste fenômeno, encontram-se atualmente faixas estreitas e veios maiores de arenitos cozidos nas diversas camadas eruptivas.*" (Maack, 1968).

Contra esta hipótese, há o fato importante de nunca termos encontrado durante os trabalhos de campo qualquer indício de *reg* ou planicies de deflação com pavimentos de cascalho, ventifatos e outros indícios de transporte eólico. Os clastos de basalto e de basalto-andesítico têm invariavelmente contornos irregulares, angulosos a subangulosos, indicando um mínimo transporte e abrasão.

Intercalados nos derrames de basaltos e basaltos-andesíticos são também encontrados, com frequência, depósitos de brecha constituída por clastos juvenis de basalto vesicular, suportados por uma matriz areno-síltico-argilosa que mostra estruturas sedimentares primárias como estratificação plano-paralela horizontal. O primeiro registro dessas brechas intercaladas aos derrames é devido a Pichler (1952) no vale do Rio Paranapanema. Ele descreveu uma brecha composta por blocos angulares de basalto dispersos em matriz arenosa, e atribuiu sua origem à interação da lava fluida com areia inconsolidada, possivelmente saturada em água. Depósitos desse tipo que ocorrem na região de Cascavel, estado do Paraná, foram caracterizados por Waichel (2006) e Waichel et al (2006, 2007) como peperitos fluidais, que teriam sido produzidos pela interação de derrames de lava do tipo *pahoehoe* com depósitos sedimentares úmidos (areia, silte e argila) no interior de corpos lacustrinos. O choque térmico entre os dois materiais teria causado a fragmentação explosiva da lava e a fluidização dos sedimentos; a mistura de ambos os materiais teria produzido os peperitos. Segundo esses autores, as evidências de que os sedimentos estavam inconsolidados ou fracamente consolidados quando a lava fluiu sobre eles, incluem sedimento vesiculado, sedimentos nas vesículas e nas fraturas dos clastos juvenis e deformação dos sedimentos.

Além das brechas, Maack (1947) também descreveu a ocorrência de diques verticais ou subverticais de arenito, hospedados nos derrames basálticos "*Areias posteriormente silicificadas preenchem fendas da capa eruptiva, de modo que dentro deste derrame eruptivo aparecem arenitos em forma de diques.*" Pichler (1952) também descreveu diques de arenito e sugeriu que esses corpos tabulares teriam sido formados pelo preenchimento

das fraturas e disjunções produzidas pelo resfriamento dos derrames por areia transportada pelo vento. Estas fraturas preenchidas por material areno-síltico-argiloso, de poucos milímetros a alguns decímetros de espessura, considerados por alguns autores como diques clásticos, poderiam ter diversas origens, causadas pelo resfriamento ou por movimentos internos do derrame quando a crosta superficial já estaria solidificada (Petry, 2002), ou fraturas de origem tectônica que podem alcançar mais que um metro de espessura (Jerram & Stollhofen, 2002) ou ainda pela "*(...) ascensão rápida de gases nas fendas e diáclases elevou consigo grãos de areia posteriormente silicificados*." (Maack, 1968).

Um aspecto que deve ser examinado nessa discussão é o contato entre os derrames de basalto ou diques e soleiras de diabásio com as rochas sedimentares. É fato conhecido que soleiras de diabásio com dezenas de metros de espessura afetam as rochas encaixantes de maneira sutil e apenas nas vizinhanças do contato (Figuras 61 e 62). Na Bacia do Paraná, nas vizinhanças de Ibaiti, Prudentópolis e Wenceslau Braz, no estado do Paraná (Barbosa, 2004; Petersohn, 2006; Chmyz et al, 2009) e também em Torres no estado do Rio Grande do Sul (Petry, 2002), as rochas sedimentares em contato com rochas extrusivas (derrames) e intrusivas (soleiras e diques) mostram um halo de contato termal muito delgado (Figuras 63, 64, 65 e 66).

Figura 62 – Exposição do contato (seta) da soleira (abaixo) intrudida em rochas sedimentares da Formação Ponta Grossa (acima) , Pedreira Moro, Ponta Grossa, Paraná (Petersohn, 2006).

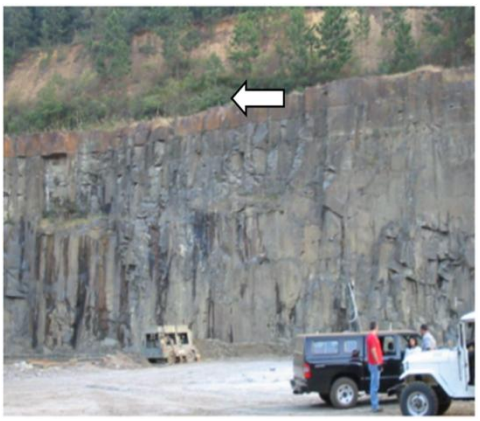


Figura 63 – Exposição do contato entre a soleira (abaixo) intrudida em rochas sedimentares da Formação Ponta Grossa (acima), Pedreira Moro, Ponta Grossa, Paraná (Petersohn, 2006).

Quadros et al (1976, *apud* Barbosa, 2004) afirmam que a influência termal de soleiras de diabásio encaixadas em rochas sedimentares da porção oriental e meridional da Bacia do Paraná, especialmente as da Formação Irati, é restrita às vizinhanças do contato e tem cerca da metade da espessura do corpo intrusivo.

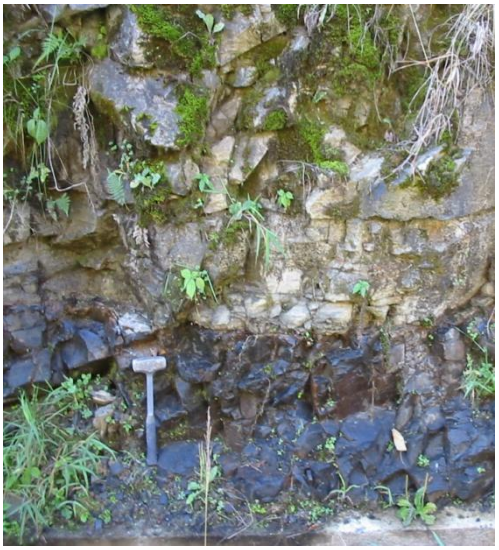


Figura 64 - Corte em estrada de ferro no município de Reserva, PR (UTM 7281904m e 511213m) mostrando contato entre rochas da Fm. Irati (acima) e soleira de microgabro (abaixo) (Vasconcellos, 2003).

Figura 65 - Pedreira Boscardim na região de Rebouças, município de Irati, PR (UTM 7176292m e 536542m), onde observa-se o contato de siltitos da Fm. Serra Alta (acima) com soleira de microgabro (abaixo) (Vasconcellos, 2003).

Figura 66 - Contato entre calcário (cinza claro) e microgabro (cinza escuro) em soleira aflorante na Pedreira da CESBE, Bairro dos França, município de Ortigueira, PR (UTM 7334194m; 494184m) (Vasconcellos, 2003).

Figura 67 - Soleira de microgabro, com fratura preenchida por calcita e mostrando *slickenfibers* horizontais, na Pedreira Boscardim na BR277, município de Irati, PR (UTM 7186314m;532547m) (Vasconcellos, 2003).

Na região de Paulínia, estado de São Paulo, Girardi et al (1978) descreveram os halos de reação química e mineralógica que ocorrem nos contatos entre um dique de diabásio com 50 metros de espessura intrudido em rochas argilosas do Grupo Tubarão. Segundo esses autores, a borda de reação tem uma espessura menor que 1,5 m, e a rocha de grão fino mostra uma paragênese que pertence à fácies hornfels, sem redução da granulometria com o aumento da distância do contato. Barbosa (2004), estudando o efeito termal das soleiras

de diabásio sobre as rochas sedimentares da Formação Irati no estado do Paraná, concluiu que a espessura do halo termal é equivalente a do corpo intrusivo. Na Pedreira Boscardin, município de Irati, estado do Paraná, a intrusão de uma soleira de diabásio com 8,5 m de espessura nos folhelhos da Formação Serra Alta, produziu uma auréola metamórfica que alcançou a fácies albita-epídoto hornfels, que desaparece a cerca de 1,5 m do contato (Chmyz et al, 2009).

Também em rochas sedimentares proterozóicas, os efeitos de contato termal devidos à intrusão de diques de diabásio não são muito intensos. Bettencourt (1972), estudando as mineralizações de cobre das Minas do Camaquã, RS, relatou os efeitos do dique de diabásio de 20 metros de espessura e 250 m de comprimento sobre o sistema de veios da Mina São Luiz "*Em todos os níveis da Mina São Luiz, observou-se uma zona de reação com espessura variável de 3 a 5 metros. É caracterizada por rocha híbrida, resultante do metamorfismo termal em conglomerados. Digno de nota é o metamorfismo térmico operado nos veios sulfuretados. (...) As secções polidas observadas mostram que a temperatura da intrusão foi suficiente para provocar transformações mineralógicas e fusão parcial dos sulfetos. Este fenômeno é particularmente testemunhado pela forma amebóide dos corpos afetados, que apresentam um núcleo central do qual irradiam filetes irregulares resultantes do preenchimento de fraturas irregulares paralelas às paredes do dique.".*

Assim, mesmo considerando algumas variações normais nos dados obtidos nas diversas localidades estudadas, nunca foi apresentada uma explicação clara para as diferenças entre os efeitos termais sutis observados no contato entre soleiras e diques de diabásio intrudidos em rochas sedimentares paleozóicas ou proterozóicas, com os efeitos drásticos de recristalização e endurecimento observados na matriz areno-síltico-argilosa quartzo-feldspática-micácea dos peperitos fluidais (Figura 68), nas localidades indicadas por Waichel (2006). No entanto, contrastando com esse aspecto notável em escala de afloramento, Waichel et al (2007) fazem a seguinte observação a partir do estudo de microscopia de lâminas delgadas "*Vesiculation of the sediments and soft sediment deformation are generally observed in sediment domains engulfed by lava (Fig. 8A). In these areas the sediments have been clearly baked hard. Nevertheless, textures related to recrystallization by contact metamorphism were not observed in thin-section*".

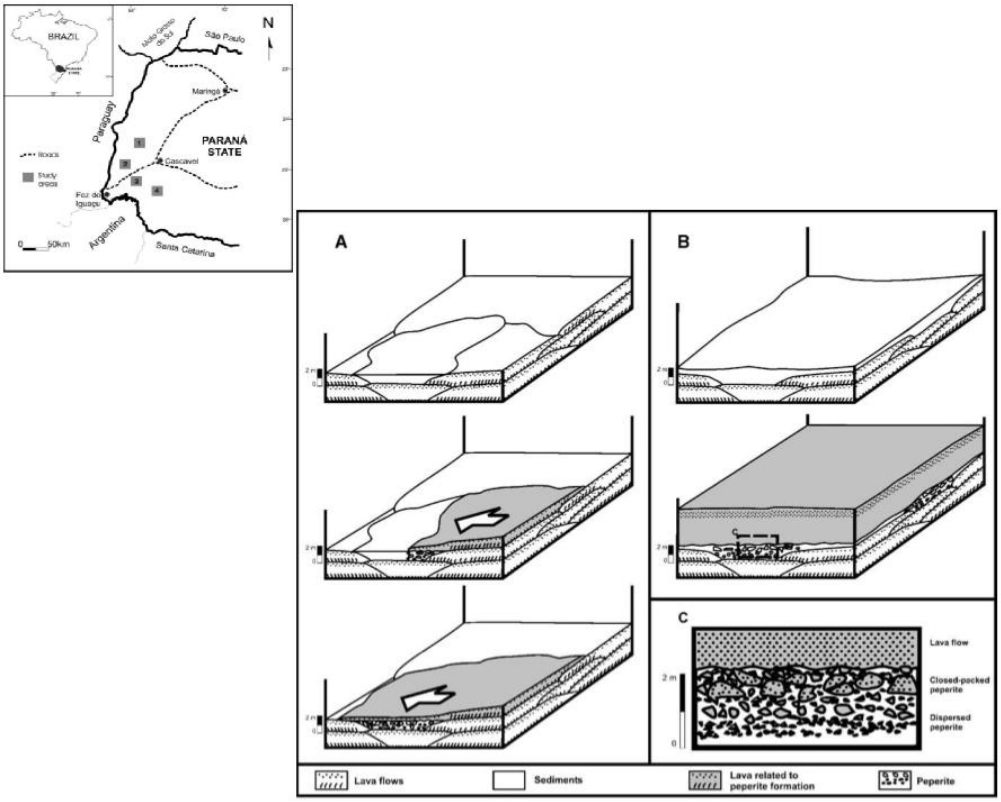


Figura 68 - Proposta para a gênese e a estrutura interna dos peperitos da Formação Serra Geral na região estudada por Waichel et al (2007).

10.12. Depósitos piroclásticos da Formação Serra Geral

Estão na bibliografia muitas referências de depósitos piroclásticos na Formação Serra Geral. A primeira delas é devida a Maack (1947) *"(...) arenitos incluídos no lençol de trapp são, na capa, fortemente cozidos e contêm bombas vulcânicas.*". Sobre esse tema, posteriormente Maack (1968) faz a seguinte referência *"No bloco planáltico de Guarapuava (5-d) se observam frequentemente faixas piroclásticas no perfil Laranjeiras do Sul - Foz do Iguaçu"*.

Ao estudar as "*brechas basálticas com matriz areno-silto-argilosa*" que encontrou em uma antiga pedreira no Parque Nacional do Iguaçu e também nos quilômetros 317 e 360 da rodovia BR-277, no estado do Paraná, Schneider (1970) interpretou os fragmentos de basalto amigdaloide contidos nessas brechas como piroclastos. A razão principal foi a ausência, em microscopia de secção delgada, de sinais de alteração ou intemperismo, mesmo em fragmentos muito pequenos de basalto imersos em uma matriz avermelhada e muito endurecida. "*A matriz é de granulometria fina; os grãos de quartzo são geralmente angulosos e com diâmetros que variam entre 0,01 mm a 0,1 mm; são observados raros cristais de plagioclásio (oligoclásio), cuja composição mostra que a rocha mãe é o escudo cristalino; lâminas de biotita delgadas e alongadas ocorrem em quantidade apreciável; óxido de ferro está uniformemente disperso na massa da rocha deixando-a avermelhada. Os*

piroclastos são compostos de basalto amigdaloide e são geralmente angulosos, ricos em matriz vítrea, que contém microfenocristais idiomórficos de plagioclásio e piroxênio. Não foi observado nenhum sinal de intemperismo nos fragmentos de basalto, mesmo quando de pequeno diâmetro." (Schneider, 1970).

Diversos trabalhos de mapeamento geológico, contratados entre 1980 e 1983 pela empresa PAULIPETRO para a prospecção de óleo e gás na Bacia do Paraná, identificaram feições interpretadas como depósitos piroclásticos descrevendo-as da seguinte maneira "*No ponto AP-309 observou-se, no arenito intertrapiano estratificado, uma brecha próxima à sua base, com blocos de basalto amigdaloidal imersos na matriz do arenito, em situação que pode ter sido originada por atividade vulcânica explosiva próxima. Os fragmentos de basalto situam-se em meio ao arenito, provocando perturbação na estratificação, sendo que alguns desses fragmentos chegam a ter o eixo maior em torno de 40 cm)*" (Gimenez et al, 1981a) ou "*(...) vários fragmentos de basalto mostram alta concentração de amígdalas na parte central, com diminuição, ou até ausência nas bordas, e mostram a laminação da matriz que os envolve bastante deformada, características que lhes conferem um aspecto de "bomba" (fragmentos piroclásticos).*" (Gimenez et al, 1981b).

Marimon et al (1982) apresentaram uma interessante descrição dessas brechas associadas com as rochas básicas da Formação Serra Geral "*Essas brechas consistem de fragmentos angulosos de basalto vesicular mostrando bordas recortadas, imersos em uma matriz vulcano-sedimentar eventualmente exibindo linhas de fluxo, que podem ser macroscopicamente confundidas com acamamento sedimentar, confusão que pode ser acentuada pela presença de níveis milimétricos de sericita. (...) [Essas brechas] podem alcançar uma espessura real de 15 metros. (...) embora não tenham sido estudadas em detalhe, essas brechas têm grande importância em virtude de sua ampla ocorrência seja no tempo ou no espaço, o que parece não ter paralelo na literatura sobre os platôs basálticos do mundo."* Ao final do artigo, os mesmos autores recomendam "*Sugerimos trabalhos de detalhe para caracterizar a gênese e o comportamento das espessas camadas de brecha vulcânica associadas com as rochas basálticas.*"

Ao relatar os resultados do mapeamento geológico de 24 cartas na escala 1:50.000 realizadas na porção sudoeste do estado do Paraná, Wildner et al (2006) enfatizaram a existência de abundantes depósitos piroclásticos. O modelo adotado por esses autores foi da fragmentação do magma durante a atividade eruptiva, que resultou em camadas de alguns centímetros de coloração vermelho escuro a marrom avermelhado, com acamamento gradacional, às vezes direto e às vezes inverso, polimodal, pobremente selecionado, com fragmentos de cinza e lapilli e eventualmente blocos, podendo ser classificados como tufos, lapilli tufos e brechas subordinadas. A mineralogia dos

concentrados de bateia coletados nos cursos d'água da região estudada compreende uma suíte característica de terrenos metamórficos, já que contém andalusita, estaurolita, cianita, granada e zircão, indicando contaminação crustal do magma básico que chegou à superfície.

Na mesma área, o que vale dizer o depocentro da Bacia do Paraná, estudos de geocronologia com a aplicação da técnica de U/Pb SHRIMP em grãos de zircão coletados em concentrados de bateia dos sedimentos fluviais atuais, mostraram idades absolutas que confirmam a contaminação crustal. Todos os grãos de zircão obtidos nos concentrados mineralógicos são xenocristais mais antigos que 500 Ma. As idades dos xenocristais indicam que a Bacia do Paraná evoluiu sobre um embasamento formado por rochas dos ciclos Trans-Amazônico e Brasiliano. Essas idades do embasamento são: 2149 ± 14 Ma (Trans-Amazônico), 1917 ± 30 Ma (Orosiriano), 1653 ± 21 Ma (Rondônia-Juruena), 901 ± 6 Ma (neo Brasiliano) e finalmente 533 ± 3 Ma (Brasiliano tardio). As idades dos grãos de zircão mais jovens podem ser de sequências sedimentares e vulcânicas das Bacias de Camaquã, Itajaí, Castro e Piranhas (Wildner et al, 2008).

Esses fatos constituem evidências de que forte contaminação ocorreu tanto na interação do magma basáltico com os terrenos metamórficos, vulcânicos e graníticos, arqueanos e proterozóicos que constituem o embasamento da Bacia do Paraná, quanto com a espessa sequência sedimentar fanerozóica com multiplicidade de áreas fonte e com proveniência diversificada.

11. EVIDÊNCIAS DE HIDROVULCANISMO NA FORMAÇÃO SERRA GERAL

Mesmo considerando o lapso de tempo decorrido entre os eventos eruptivos até a atualidade, os trabalhos de campo identificaram numerosas evidências e depósitos preservados, que foram detalhados em laboratório, e que permitem afirmar que erupções explosivas hidrovulcânicas ocorreram com grande intensidade e recorrentemente na Bacia do Paraná, desempenhando papel importante na faciologia da Formação Serra Geral.

As evidências e fatos, que serão apresentadas a seguir, estão associadas com o Anexo 2 que contém a localização e uma breve descrição das estações de campo visitadas pelo projeto. Algumas delas são revisitas de estações levantadas pelo projeto de Mapeamento Geológico da Formação Serra Geral que tem caráter e abrangência regional.

12. OS DEPÓSITOS HIDROVULCANOCLÁSTICOS DA FORMAÇÃO SERRA GERAL

Durante o mapeamento geológico regional da Formação Serra Geral no Estado do Paraná, a equipe da MINEROPAR identificou um grande número de camadas de brechas constituídas por clastos juvenis de basalto ou basalto-andesítico, vesiculares, angulosos globulares, imersos em uma matriz areno-síltico-argilosa quartzo-feldspática-micácea, e também camadas decimétricas constituídas de material areno-síltico-argiloso quartzo-feldspático-micáceo intercaladas aos derrames de basalto ou basalto-andesítico.

12.1. Continuidade lateral e recorrência temporal

As camadas de brechas foram descritas em 445 pontos de controle de geologia, nas vizinhanças das cidades de Salgado Filho, Manfrinópolis, Barracão, Santo Antonio do Sudoeste e Cantagalo, no Paraná (Arioli e Licht, 2010) (Figura 69) e também em Dionísio Cerqueira, Guaciaba, Saltinho, Campo Erê e Xanxerê, em Santa Catarina.

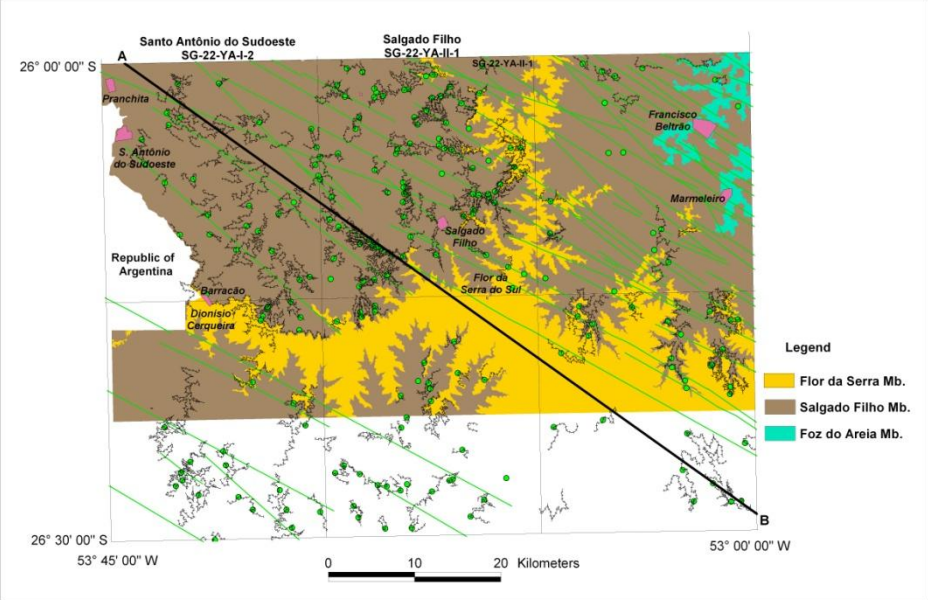


Figura 69 – Porção meridional do mapa geológico da Formação Serra Geral, Estado do Paraná, mostrando as três unidades geológicas individualizadas, os depósitos hidrovulcanoclásticos (linhas pretas), o enxame de diques de Francisco Beltrão (linhas verdes) e as estações de campo (pontos verdes) onde foram identificados depósitos de brechas, tufo-brechas e tufos. A linha A-B indica a posição da secção geológica mostrada na Figura 71 (Arioli e Licht, 2010).

A frequência com que os depósitos hidrovulcanoclásticos ocorrem, a espessura e continuidade lateral de suas camadas e sua proporção relativa aos derrames, foram alguns

dos critérios para definir as quatro formações e os 13 membros para a Fm. Serra Geral no Estado do Paraná (Arioli e Licht, 2010). Nesses depósitos hidrovulcanoclásticos, os seguintes aspectos são dignos de nota:

- eles estão intercalados em derrames de basalto e basaltos-andesíticos e variam desde poucos centímetros até cerca de 20 metros de espessura;
- a coluna estratigráfica composta, construída com todos os pontos de controle geológico contidos em uma carta 1:50.000, mostra que a frequência e a espessura acumulada dos depósitos hidrovulcanoclásticos pode ser equivalente ou ultrapassar às dos derrames de lava (Figura 70);

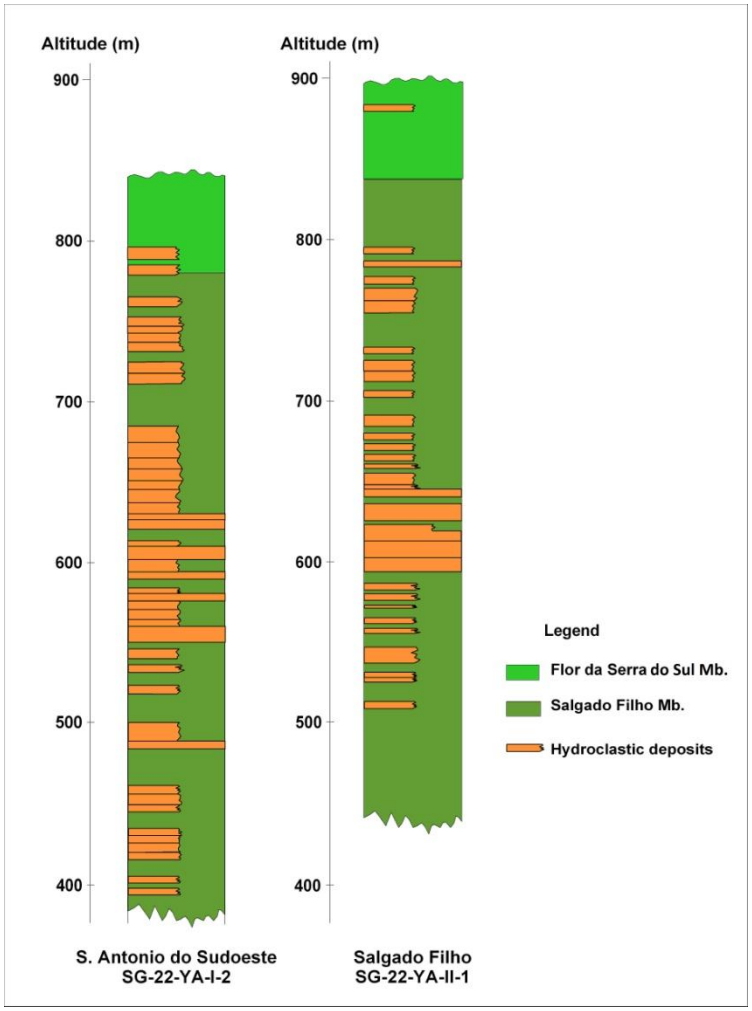


Figura 70 – Coluna estratigráfica composta das cartas 1:50.000 de Santo Antonio do Sudoeste e de Salgado Filho (veja a localização na Figura 69) (Arioli e Licht, 2010).

- a continuidade lateral dos depósitos hidrovulcanoclásticos, mesmo considerando suas variações em espessura e lenticularização, varia de centenas de metros até vários quilômetros (Figura 71), e podem ser acompanhados e traçados em fotografias aéreas, imagens de satélite (Figura 72) e de radar.

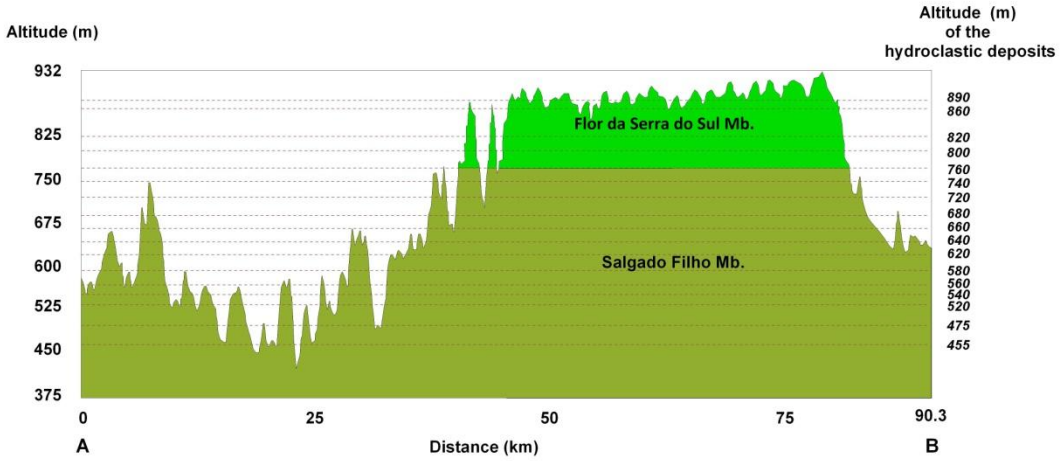


Figura 71 – Secção geológica NW-SE (veja a localização na Figura 69) mostrando a altitude média das linhas dos depósitos hidrovulcanoclásticos intercalados aos derrames constituindo os Mb.Salgado Filho e Flor da Serra do Sul (Formação Serra Geral). Mesmo considerando as variações regionais e locais de espessura, as linhas tracejadas que representam os depósitos hidrovulcanoclásticos, mostram a sua regularidade e continuidade.

12.2. Formas de relevo

Graças a sua alta resistência ao intemperismo, comparada com os derrames de basalto e basalto-andesítico, as camadas de brechas e tufos marcam as vertentes com fortes e agudas quebras na topografia (Figuras 72 e 73).

Figura 72 – Duas camadas de depósitos hidrovulcanoclásticos podem ser vistos no centro da imagem,(setas), num meandro do rio Tracutinga, a sul da estação de campo EA-826 (imagem do Google Earth, ponto de visão a 3,31 km do terreno).

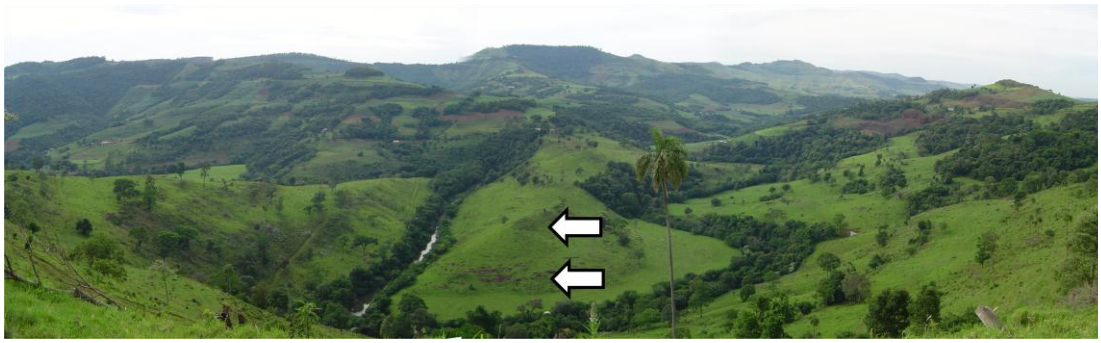


Figura 73 – As duas camadas de depósitos hidrovulcanoclásticos apresentadas na Figura 71, marcando duas fortes e claras quebras no relevo (setas), circundadas pelo meandro do rio Tracutinga (vista para SE a partir da estação de campo EA 826).

12.3. Estrutura geral dos depósitos

A estrutura geral do depósito hidrovulcanoclástico é caótica, pobremente selecionada e matriz suportada (Figuras 74 e 75), podendo ser localmente clasto suportada.

Figura 74 – A porção basal de um depósito hidrovulcanoclástico com clastos juvenis e de brecha com limites fracamente definidos em virtude da alteração hidrotermal pervasiva que afetou tanto os clastos quanto a matriz areno-síltico-argilosa quartzo-feldspática-micácea (OL-3046).

Figura 75 – Porção intermediária de um depósito hidrovulcanoclástico com a matriz areno-síltico-argilosa quartzo-feldspática-micácea e clastos juvenis centimétricos predominantemente de basalto vesicular (EA-0807).

Os depósitos hidrovulcanoclásticos são polimíticos, consistindo de clastos juvenis de basalto ou basalto-andesítico e de brecha retrabalhada em diversas proporções, imersos em uma matriz de grão fino (Figuras 75, 76, 77, 78 e 79). Os clastos juvenis (basalto ou basalto-andesítico) são angulosos, subangulosos a globulares, mostrando 10 a 50% de vesículas oblatas e prolatas, geralmente preenchidas com carbonato microcristalino ou sílica (Figuras 77 e 78). O diâmetro dos clastos juvenis varia de 0.2 - 5 cm (cinza a lapilli) (Figura 75) até 80-100 cm (blocos e bombas) (Figuras 74, 76 e 79).

Figura 75 – Porção intermediária do depósito hidrovulcanoclástico com aproximadamente 10 m de espessura (EA-1205).

Figura 76 – Topo da porção intermediária do depósito hidrovulcanoclástico, onde a matriz areno-síltico-argilosa quartzo-feldspática-micácea envolve clastos juvenis de basalto vesicular (EA-0839).

Figura 77 – Porção intermediária do depósito hidrovulcanoclástico mostrando a estrutura caótica e matriz suportada (OL 3001).

Figura 78 – Contatos entre clastos juvenis e a matriz areno-síltico-argilosa quartzo-feldspática-micácea e a laminação da matriz (porção intermediária do depósito) (OL 3001).

Figura 79 – Clastos juvenis (blocos e bombas), alguns com eixo maior em posição vertical. Fácies proximal do depósito hidrovulcanoclástico (topo da porção intermediária). (OL 3045-17).

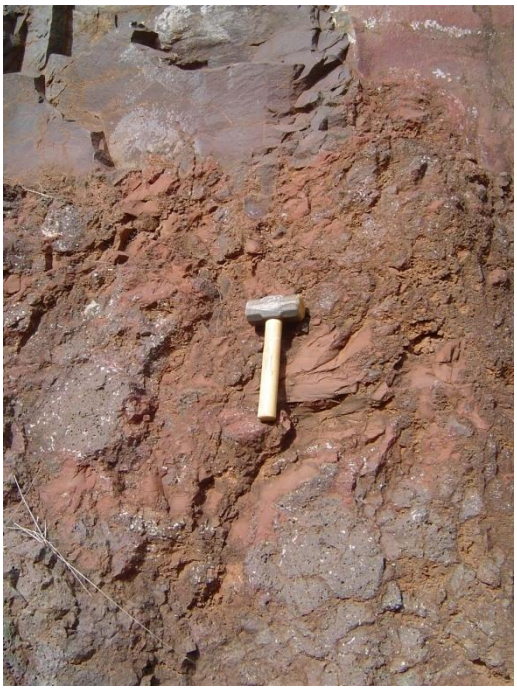


Figura 80 – Contato erosivo entre o depósito hidrovulcanoclástico (abaixo) e o derrame basáltico (acima) (o martelo tem 35 cm) (EA 1225b).

A matriz é areno-síltico-argilosa (cinza a lapilli fino), quartzo-feldspática, com presença constante de mica (sericita ou muscovita) (Figura 81).

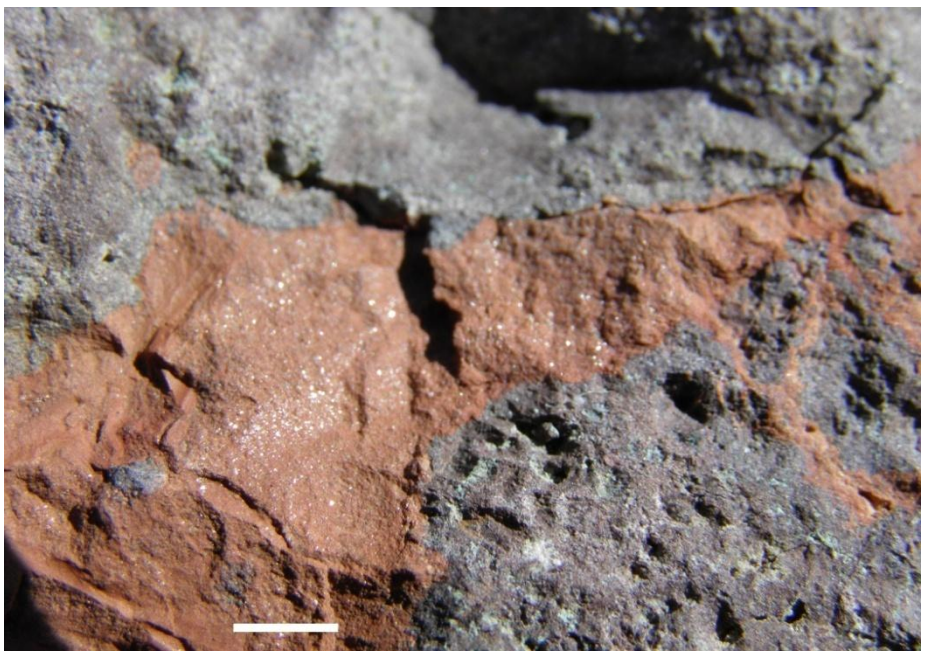


Figura 81 – Material areno-síltico-argiloso quartzo-feldspático-micáceo preenchendo os interstícios entre clastos juvenis em um depósito hidrovulcanoclástico (a linha branca tem 1 cm) (OL-3000).

A matriz mostra uma fina laminação plano-paralela e horizontal, marcada pela alternância de lâminas vermelhas e vermelho-escuras (Figuras 82 e 83), com perturbações ou rompimentos muito localizados, no contato com clastos juvenis (Figuras 84 e 85).

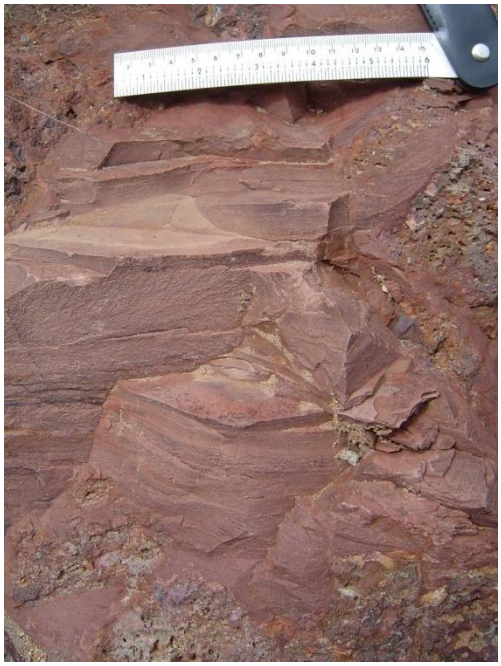


Figura 82 – A laminação do hidrotufo é constituída de intercalações de laminas vermelhas e vermelho-escuras (porção superior do depósito hidrovulcanoclástico) (EA 1225b).

Figura 83 – Laminação do hidrotufo no topo da porção intermediária do depósito hidrovulcano-clástico (EA-603).

Figura 84 – Perturbações na laminação plano-paralela e horizontal de um depósito de hidrotufo por compactação sobre um clasto anguloso de basalto (OL-3130).

Figura 85 – Perturbações na laminação plano-paralela e horizontal de um depósito de hidrotufo por compactação sobre um clasto anguloso de basalto (OL-3130).

A matriz é vítrea, com fratura subconchoidal e as vesículas amebóides são forradas com sílica microcristalina. As vesículas podem se concentrar no topo da camada de hidrotufo, próximo do contato com o derrame basáltico sobrejacente (Figura 86 e 87).

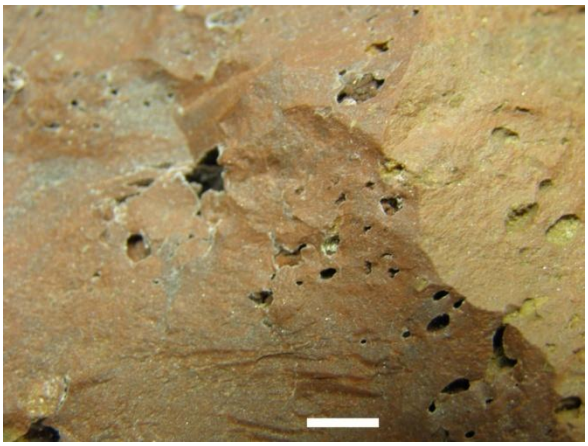


Figura 86 – Vesiculação do hidrotufo (a linha branca tem 2 mm) (OL-3043).

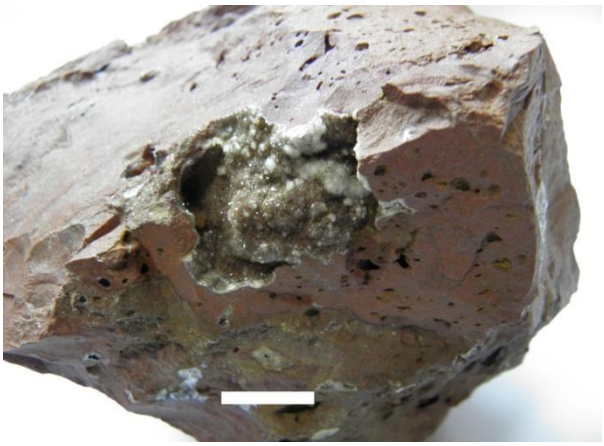


Figura 87 – Sílica microcristalina forrando as vesículas do hidrotufo (a linha branca tem 1cm) (OL-3043).

A matriz preenche vesículas e fraturas localizadas próximo das bordas dos clastos juvenis. Moldes mamelonares podem ser facilmente vistos nos casos em que o clasto juvenil foi removido pela ação do intemperismo (Figura 88). A presença de fluidos misturados ao material da matriz deixa evidências nesses moldes, já que alguns elementos mamelonares mostram uma terminação incompleta devido à presença de bolhas.

Figura 88 – Moldes de vesículas de um clasto juvenil que foi removido pelo intemperismo, formados pela matriz areno-síltico-argilosa quartzo-feldspática-micácea que compõe o hidrotufo. Grande quantidade de formas vazias ou terminadas em concavidade sugerem a presença de fluidos e vapor (OL 3042).

12.4. Contato entre clastos juvenis e a matriz

Em exame macroscópico, os contatos entre os clastos juvenis e a matriz não mostram qualquer sinal de borda de reação, sugerindo que ao tempo da deposição o sistema estava em equilíbrio térmico, i.é., a temperatura de ambos os materiais era virtualmente a mesma. É normal, porém, que em exame microscópico de lâmina delgada os clastos juvenis mostrem borda de vidro, indicando que houve um resfriamento do magma em contato com o sistema aquífero e não uma recristalização da matriz, numa típica interação combustível-refrigerante (*fuel-coolant interaction - FCI*). Na Figura 89 observa-se esse efeito, assim como um vênulo preenchido por material da matriz fina palagonitizada, que foi injetado sob pressão no interior de uma fratura irregular devido ao resfriamento do clasto juvenil.

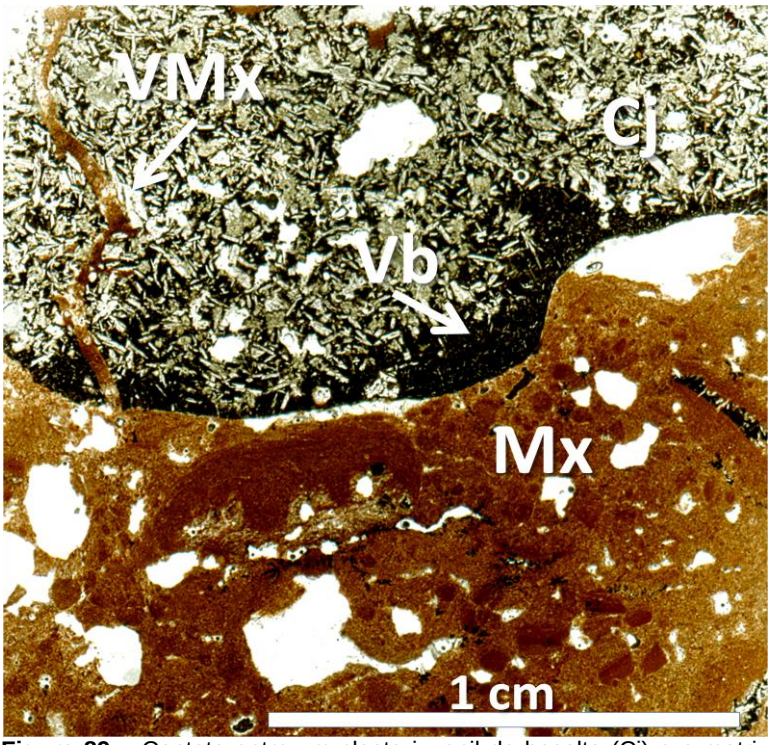


Figura 89 – Contato entre um clasto juvenil de basalto (Cj) e a matriz argilosa (Mx), palagonitizada da brecha hidrovulcânica. O clasto juvenil mostra uma borda vítrea (Vb) característica de choque térmico e um veio preenchido com a matriz injetada (VMx) preenche uma fratura de resfriamento do clasto de basalto (estação de campo (EA 867). Petroscopia de lâmina delgada.

Também é importante considerar que as erupções explosivas hidrovulcânicas na Bacia do Paraná, promoveram uma enorme transferência de massa da sequência sedimentar para os depósitos de brechas, tufo-brechas e tufo que estão intercalados aos derrames basálticos e de basaltos-andesíticos, na medida em que a matriz desses depósitos hidrovulcânicos é francamente composta por cristaloclastos - grãos minerais coletados pelo magma durante

sua passagem através da espessa pilha sedimentar - misturados com clastos juvenis e vidro.

Além disso, a grande quantidade de geofluidos absorvidos pelo magma em ascensão, na sua interação com o sistema aquífero, deve ter produzido à superfície uma grande quantidade de lagos vulcânicos que podem ter servido de suporte ambiental para o desenvolvimento de peperitos, segundo o modelo proposto por Waichel (2006) e Waichel et al (2006, 2007) e que não foram objeto de investigação no presente projeto.

Comentários do revisor Carlos Sommer: algumas reflexões: a) será que não seria recomendável destacar aspectos descritivos para depois enfatizar a gênese? b) está clara a descrição dos depósitos vulcanoclásticos, embora na página 86 esteja escrito que são brechas, mas ocorrem depósitos granulometricamente e composicionalmente mistos: lapilito com matriz tufácea, ou, na grande maioria dos casos arenosa; c) não há rochas vulcanoclásticas constituídas somente por fragmentos vulcânicos (clastos + matriz)?; d) a descrição dos depósitos e as fotos são muito semelhantes às de peperitos; e) a gênese também é muito semelhante; f) peperitos stricto sensu podem ser considerados depósitos hidrovulcânicos?; g) a continuidade lateral tem algum significado em erupções hidrovulcânicas, mesmo sabendo-se que é característico mergulhos de camadas maiores que 10 graus (algumas vezes maiores que 25); h) não deveriam ser encontrados em abundância sideromelano, hialoclastitos e palagonita; i) normalmente erupções explosivas originadas pela interação magma x fluidos deveriam gerar um volume significativo de depósitos piroclásticos strictu sensu que poderiam ser facilmente preservados pela intercalação com os derrames ? j) a presença de clastos juvenis com bordos resfriados também é comum em peperitos ? k) hidrotufos gerados por processos explosivos, mas com ondulações e laminação plano-paralela e com micas ?

12.5. Rugas de fluxo nas camadas de hidrotufo

São encontradas com frequência, na superfície de contato entre a camada de hidrotufo com o derrame sobrejacente e também no interior de camadas de hidrotufo, rugas de fluxo (*flow-wrinkle casts*) milimétricas e com pequeno comprimento e amplitude de onda (Figura 90), indicando que o hidrotufo estava em estado plástico e também permitindo determinar a direção do fluxo do derrame de basalto sobrejacente (E-W na estação de campo OL-3029) (Figura 91).

Figura 90 – Contato entre o topo da camada de hidrotufo e a base do derrame de basalto (estação de campo OL-3029).

Figura 91 – Rugas de fluxo impressas no topo da camada de hidrotufo ainda em estado plástico pelo movimento do derrame de basalto sobrejacente (estação de campo OL-3029) (a moeda tem 2,5 cm de diâmetro).

No interior da camada de hidrotufo que existe na Pedreira Pavimar, Santa Maria, PR, foram encontradas marcas onduladas assimétricas e descontínuas, que indicam um fluxo não laminar (Figuras 92 e 93). A atitude medida (N5°W/2°SW) indica um sentido geral do fluxo de SSE para NNW.

Figura 92 – Marcas onduladas assimétricas descontínuas no interior da camada de hidrotufo. Pedreira PAVIMAR, Santa Maria, Paraná (estação de campo OL-3069) (a moeda tem 2,5 cm de diâmetro).

Figura 93 – Marcas onduladas assimétricas descontínuas no interior da camada de hidrotufo. Pedreira PAVIMAR, Santa Maria, Paraná (estação de campo OL-3069) (a moeda tem 2,5 cm de diâmetro).

12.6. Condutos de degaseificação e de elutriação

Raramente são observadas estruturas de perda de fluidos da camada de hidrotufo na forma de condutos de degaseificação (*degassing pipe*) e elutriação. Em escala de amostra de mão (estação de campo EA 610b), as estruturas são muito sutis e pouco evidentes. (Figuras 94 e 95).

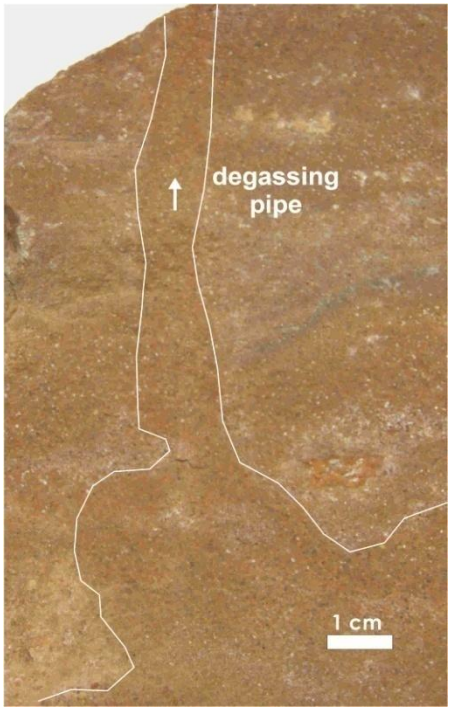


Figura 94 – Conduto de degaseificação (*degassing pipe*) e elutriação composto por vitroclastos lapillicos finos a médios, encaixado em hidrotufo vitroclástico lapillico fino (fotografia de amostra de mão EA-610b).

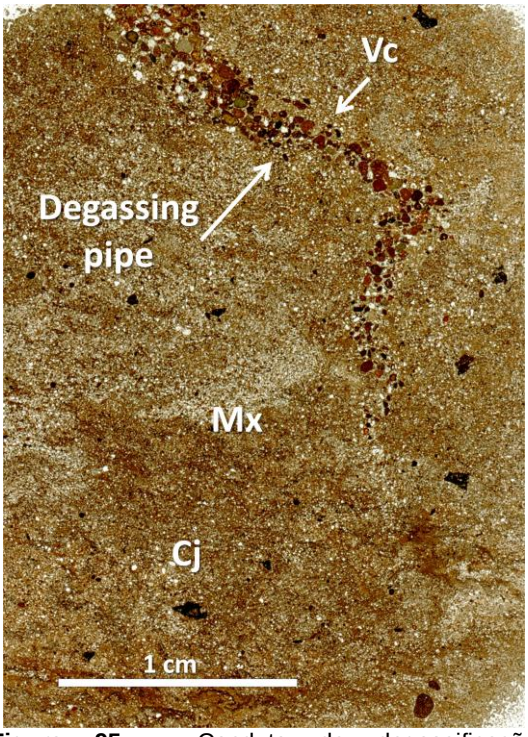


Figura 95 – Conduto de degaseificação (*degassing pipe*) e elutriação composto por vitroclastos de tamanho lapilli fino a médio, encaixado na matriz de tufo tamanho cinza média a grossa, (petroscopia de secção delgada OL-3058) Ver detalhes nas Figuras 96, 97 e 98.

Em petroscopia e petrografia de lâmina delgada, a feição torna-se clara e evidente em virtude do maior contraste entre os componentes da encaixante cinza grossa a lapilli fino com o material que preenche o conduto, que é vitroclástico principalmente lapillico médio (Figuras 96, 97 e 98).

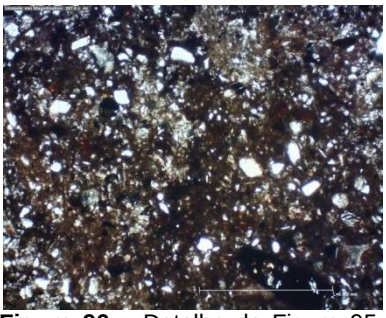


Figura 96 – Detalhe da Figura 95. hidrotufo cristaloclástico composto por quartzo e plagioclásio e matriz palagonitica, que encaixa um conduto de degaseificação (*degassing pipe*). Fotomicrografia com nicóis paralelos (OL-3058; a linha branca tem 0,65 mm).

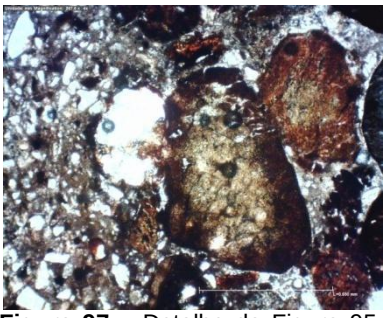


Figura 97 – Detalhe da Figura 95. contato entre hidrotufo cristaloclástico (encaixante), à esquerda, e o conduto de degaseificação (*degassing pipe*) e elutriação composto por material vitroclástico lapillico, à direita. Fotomicrografia com nicóis paralelos (OL-3058; a linha branca tem 0,65 mm).

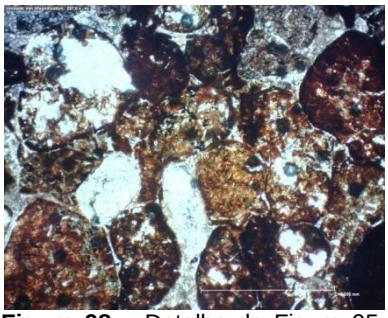


Figura 98 – Detalhe da Figura 95. Interior do conduto de degaseificação (*degassing pipe*) e de elutriação composto por vitroclastos suportados em matriz de vidro, encaixado em hidrotufo cristaloclástico. Fotomicrografia com nicóis paralelos (OL-3058; a linha branca tem 0,65 mm).

O preenchimento dessas feições com vitroclastos de grão mais grosso que a matriz caracteriza o escape forçado de gases e fluidos vaporizados, que se dá ao longo de fraturas no interior do tufo. Esse processo - elutriação - ocorre sob pressão, e transporta os materiais de tamanho cinza, deixando os grãos mais grossos, bem como promovendo o seu arredondamento.

12.7. Estruturas de contração por desidratação das camadas de hidrotufo

O material expelido por centros de erupções hidrovulcânicas é constituído por clastos de basalto, vidro, muito vapor de água e material fino em suspensão, composto de fragmentos de rocha regional. No caso da Fm. Serra Geral, a rocha regional que envolvia os condutos era composta pelas camadas de uma espessa sequência sedimentar, cujas unidades de topo (p.ex. Formações Pirambóia e Botucatu) eram representadas por sedimentos incipientemente consolidados. Ao ocorrer a erupção explosiva, esse material sedimentar teria sido projetado em velocidades supersônicas, distribuindo-se no interior da nuvem de acordo com seu diâmetro e densidade. Os materiais mais finos que constituem os hidrotufos se dispersaram na pluma eruptiva e depositaram-se à distância do centro eruptivo. A deposição desse material finamente fragmentado foi acompanhada de muito vapor à alta temperatura que ficou aprisionado nos interstícios. No momento em que o vapor d'água buscou escapar para a atmosfera, o hidrotufo foi sendo desidratado, se contraindo e assim foram sendo produzidas as gretas de ressecamento em sua superfície exposta (Figuras 99 e 100).

Figura 99 – Estruturas de ressecamento (gretas de contração) na superfície perlítica da camada de hidrotufo. Corte da rodovia SC-472, 5 km E de Campo Erê, Santa Catarina (estação de campo EA-890).

Figura 100 – Estruturas de ressecamento (gretas de contração) na superfície da camada de hidrotufo. Pedreira PAVIMAR, Santa Maria, Paraná (estação de campo OL-3069).

O escape de fluidos pode também se mostrar na forma de bolhas que explodem ao atingir a superfície da camada de hidrotufo (Figura 101).

Figura 101 – Estruturas circulares de escape de gases (explosão de bolhas à superfície) e gretas de contração devidas à degaseificação e desidratação a camada de hidrotufo. Petroscopia de amostra de mão, escala 1 mm Pedreira PAVIMAR, Santa Maria, Paraná (estação de campo OL 3069).

Comentários do revisor Carlos Sommer: "Os materiais mais finos que constituem os hidrotufos, se dispersaram na pluma eruptiva e depositaram-se à distância do centro eruptivo" - deposição por queda ?. "A deposição desse material finamente fragmentado foi acompanhada de muito vapor à alta temperatura que ficou aprisionado nos interstícios?" = se o material foi ejetado, transportado e depositado distante de centro eruptivo, como preservaria a temperatura, já que estamos falando de um processo em sistema aberto? "No momento em que o vapor d"água buscou escapar para a atmosfera, o hidrotufo foi sendo desidratado, se contraindo e assim foram sendo produzidas as gretas de ressecamento em sua superfície exposta. " - as gretas podem ser por ressecamento normal de um sedimento úmido e o escape de gases comuns em sedimentos influenciados pela interação com lavas?

12.8. Marcas de impacto balístico nas camadas de hidrotufo

No topo das camadas de hidrotufo, são observáveis figuras milimétricas a centimétricas resultantes do impacto de fragmentos de tufo ou de lapilli acrecionário projetados durante os eventos eruptivos. Dependendo da trajetória e do ângulo do impacto com a superfície alvo, essas figuras são arredondadas no caso de impactos verticais, ou oblongas (em forma de gota) no caso de impactos oblíquos. A borda dessas estruturas tem forma de anel saliente que circunda a cavidade central, indicando o deslocamento do material em estado plástico no momento do impacto. Em trabalhos de mapeamento geológico de detalhe, essas feições podem ser utilizadas para a definição da direção do impacto e para a localização do centro eruptivo responsável pela projeção (Figuras 102 e 103).

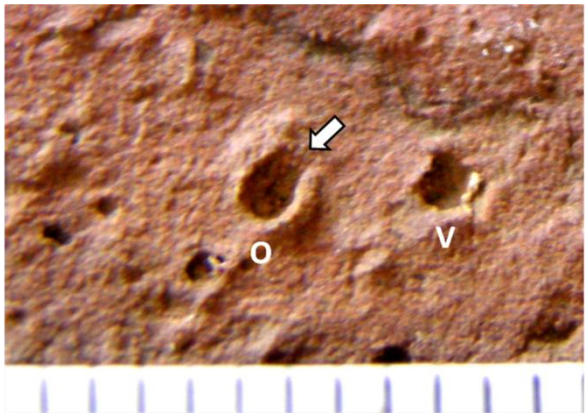


Figura 102 – Estruturas de impacto oblíquo (O) e vertical (V) no topo da camada de hidrotufo, indicando o ponto de impacto de projéteis balísticos de pequeno porte. A seta indica a direção do impacto. A escala é em milímetros (estação de campo EA-890).

Figura 103 – Estruturas de impacto com a preservação do projetil balístico de pequeno porte (contorno pontilhado); a escala é em milímetros (estação de campo OL-3126).

Apesar de os projéteis raramente serem observados, há casos em que isso ocorre como exemplificado na Figura 103, onde o objeto foi preservado no interior da maior estrutura de impacto, localizada no centro da fotografia.

12.9. Lapilli acrecionário

Lapilli acrecionário forma-se no interior de plumas eruptivas onde predomine cinza e exista abundante vapor d'água. O processo de formação é atribuído ao movimento rotatório de cristais, partículas de lava ou mesmo gotículas d'água que atuam como núcleos e sobre os quais depositam-se partículas de cinza e vapor por simples adesão ou por atração eletrostática. Ao final do processo, formam-se corpos subesféricos a esféricos, com frações de milímetro a centímetros de diâmetro, e com estrutura interna em camadas concêntricas de cinza e/ou vidro. Dependendo da intensidade do processo e da proximidade do centro eruptivo, as camadas de lapilli acrecionário poderão ter desde poucos milímetros a vários metros de espessura como em Santorini, Grécia e nos Andes Centrais, Argentina. Nos depósitos hidrovulcanoclásticos da Fm. Serra Geral, a identificação dessas camadas, em virtude das condições geológicas particulares, exigirá esforços redobrados. As Figuras 104 e 105 mostram camadas de depósitos laminados com estrutura plano paralela ou com estratificação cruzada acanalada constituídas por esferóides. O estado avançado do intemperismo pode ter mascarado a estrutura característica do material original. Talvez esse seja o motivo de não ter sido possível caracterizar inequivocamente a presença de lapilli acrecionário.

Figura 104 – Camada clasto suportada de tufo lapillico com indivíduos de diâmetros variados atingindo até 1 cm de diâmetro (estação de campo EA-1436).

Figura 105 – Camada com material clasto suportado (talvez lapilli acrecionário) e co estrutura cruzada acanalada (estação de campo OL 3073).

12.10. A matriz dos depósitos hidrovulcanoclásticos

A matriz dos depósitos hidrovulcanoclásticos, seja das brechas, tufo-brechas ou tufos, tem coloração vermelho moderado (5R 4/6 código *Munsell Rock Color Chart*) em fratura fresca e rosa acinzentado (5R 8/2) em superfície intemperizada. Estruturalmente, apresenta orientação, mostrando intercalação de lâminas milimétricas de cor vermelho moderado (5R 4/6) e vermelho muito escuro (5R 2/6), que localmente pode mostrar estruturas do tipo *fiamme*, típicas de depósitos ignimbríticos. A granulometria varia de cinza fina a lapilli (< 20 mm).

Pode ser separada em componentes de grão médio a grosso e fração fina, a seguir descritos.

12.10.1. Componentes de grão médio a grosso

São cristaloclastos, litoclastos e, localmente, vitroclastos.

- **Cristaloclastos** – os grãos têm a dimensão de cinza grossa, são angulosos e de baixa esfericidade (Figura 106) e variam de pobremente selecionados (quando associados a litoclastos de basalto) a bem selecionados (quando o depósito é matriz suportado). Eles consistem principalmente de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio (Figura 106), mas em algumas amostras existe um predomínio de sericita, muscovita, clorita e minerais opacos. A presença de filossilicatos parece estar diretamente relacionada com e também ser um produto da interação da matriz com litoclastos de basalto. Quanto maior for a interação, maior será a presença de filossilicatos e a associação com óxidos de ferro. Os efeitos termais do magma, dos geofluidos e de sedimentos de grão fino, parecem ter induzido a formação de minerais de baixa temperatura como epídoto, zeólitas e carbonatos. A textura rugosa e a forte angulosidade dos cristaloclastos indica que eles foram submetidos a processos de alta energia, provavelmente explosivos.

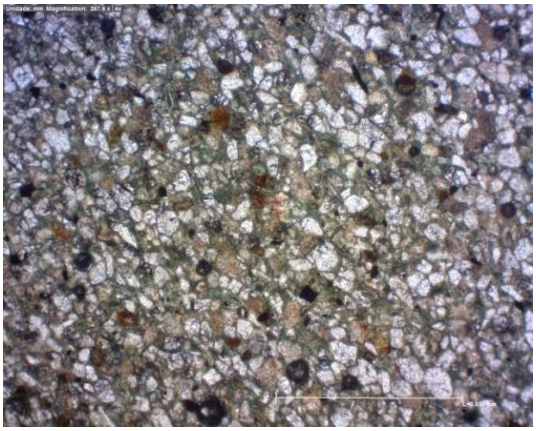


Figura 106 – Cristaloclastos sub-angulosos de quartzo e plagioclásio. Fotomicrografia com nicóis paralelos; a linha branca tem 0,05 mm (estação de campo EA-514).

Figura 107 – Cristaloclastos angulosos de quartzo e plagioclásio – dois níveis com acamamento gradacional. Fotomicrografia com nicóis paralelos, a linha branca no canto inferior esquerdo tem 0,105 mm (estação de campo Usina de Santa Clara).

- **Litoclastos** – São comumente constituídos por basalto inequigranular ou profirítico, com mesóstase vítrea (Figura 108). Os fenocristais são de plagioclásio e as vesículas frequentes, são preenchidas por material da matriz (veja abaixo) bem como clorita, carbonato e celadonita. A mesóstase vítrea é frequentemente cloritizada, sugerindo a presença e a interação com geofluidos durante os processos da formação da rocha (Figura 109). A dimensão dos grãos varia desde cinza fina a lapilli grosso e predomina um bom arredondamento. Essas feições são provavelmente devidas à cristalização de *spatter* e gotas de lava (Figura 110) no interior de uma pluma eruptiva rica em vapor. Fragmentos de litoclastos (*lithic shards*) cuspados e angulosos (Figura 111) são também frequentes e indicam processos eruptivos de alta energia.

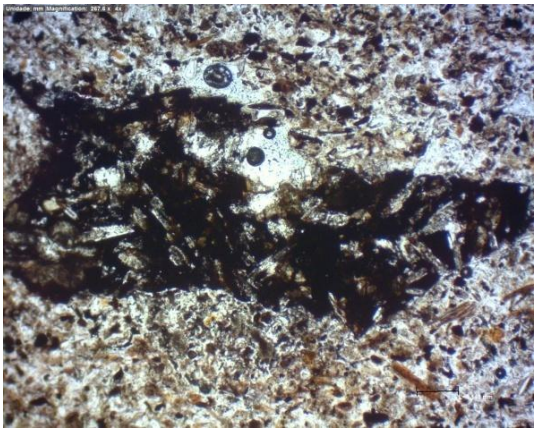


Figura 108 –Litoclasto de basalto fanerítico com matriz vítrea em contato regular e bem definido em um nível cristaloclástico matriz suportado. Fotomicrografia com nicóis paralelos, a linha preta tem 0,145 mm (estação de campo EA-954).

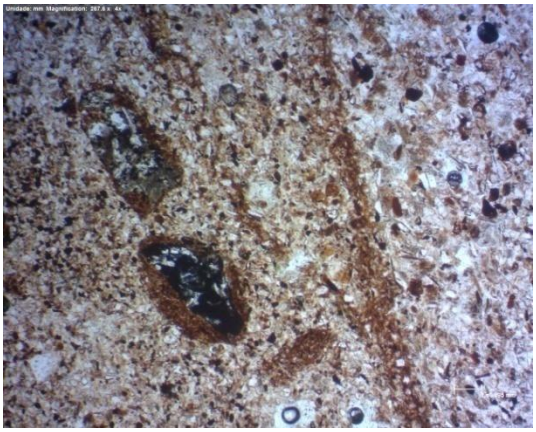


Figura 109 - Litoclastos de basalto, subarredondados a angulosos com borda palagonítica, envoltos por cristaloclastos finos de quartzo e plagioclásio e óxido de ferro. Fotomicrografia com nicóis paralelos, a linha branca tem 0,095 mm (estação de campo OL 3000, pedreira da Prefeitura de São Miguel do Iguaçu).

Figura 110 - Litoclasto de basalto subarredondados a angulosos envolvido pela matriz cristaloclástica. As vesículas são preenchidas pela matriz. Fotografia de amostra de mão, a escala é em mm (estação de campo OL 3058).

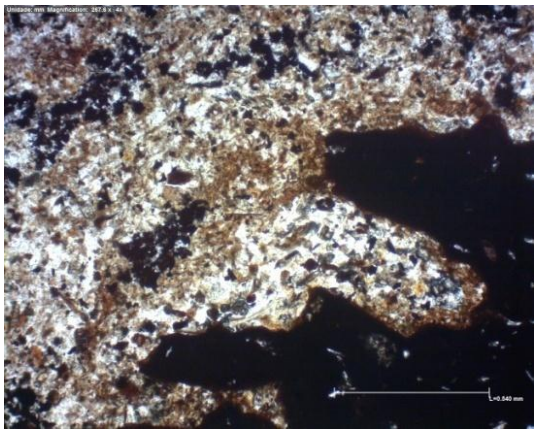


Figura 111 – Borda cuspada de um litoclasto (lithic shard) de basalto vítreo em contato bem definido com a matriz cristaloclástica. Fotomicrografia, a linha branca tem 0,540 mm (estação de campo OL 3045-12).

- **Vitroclastos** – Sua granulometria é cinza grossa, e são bem arredondados e com alta esfericidade. Existem duas gerações distintas de vitroclastos: (a) esférulas simples de vidro mostrando um arranjo interno caótico de espículas de vidro associadas a óxidos de ferro, caracterizando uma textura axiolítica; (b) raras esférulas de vidro, rugosas e micro fraturadas, caracterizando uma textura perlítica. Parece que o primeiro tipo de vitroclastos evolui para o segundo tipo por efeito do processo de palagonitização que envolve devitrificação e produção de óxido de ferro (Figuras 112, 113, 114 e 115).

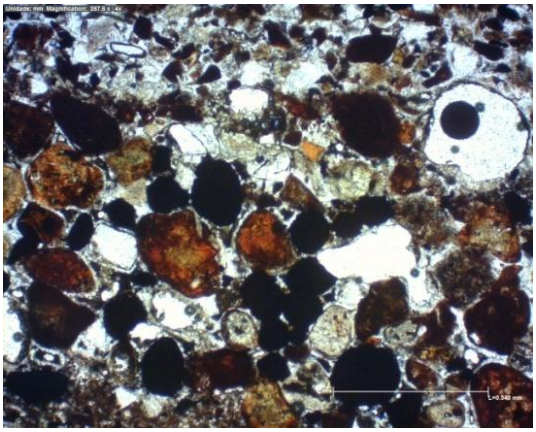


Figura 112 – Vitroclastos subarredondados ricos em óxidos de ferro em meio a cristaloclastos de quartzo e feldspato, todos envolvidos por fina lâmina de matriz vítrea. Fotomicrografia com nicóis cruzados A linha branca tem 0,540 mm (estação de campo OL 3054).

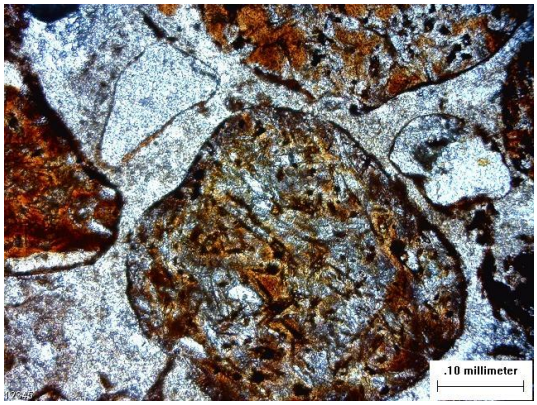


Figura 113 – Vitroclastos subarredondados, com espículas de vidro e matriz palagonítica, envolvidos por cristaloclastos de quartzo e feldspato e matriz vítrea. Fotomicrografia com nicóis cruzados, a escala tem 0,1 mm (estação de campo EA 610).

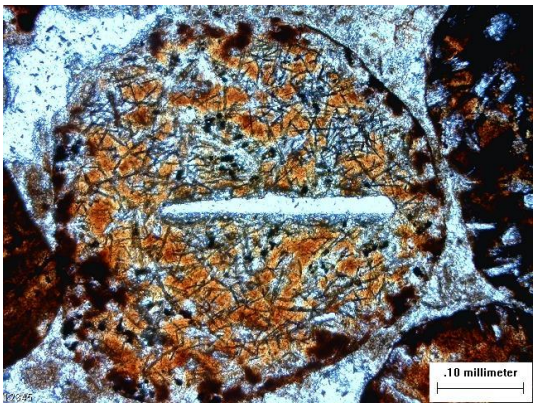


Figura 114 – Vitroclasto esférico com espículas de vidro em matriz palagonítica envolvido pela matriz vítrea. Fotomicrografia com nicóis cruzados A escala tem 0,10 mm (estação de campo EA 610).

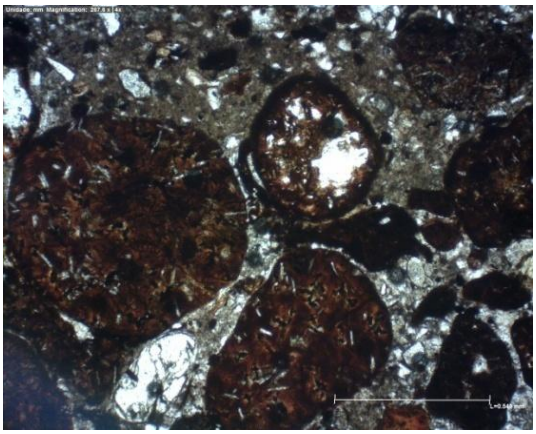


Figura 115 – Vitroclastos arredondados, envolvidos por cristaloclastos de quartzo e feldspato e matriz vítrea com estrutura de fluxo. Fotomicrografia com nicóis cruzados, a linha branca tem 0,540 mm (estação de campo OL 3058).

12.10.2. Fração fina da matriz

Geralmente é o componente menor do depósito. Em observação microscópica, é composta essencialmente por vidro vulcânico de tamanho cinza. Está normalmente estruturada em lâminas paralelas muito finas, que podem mostrar perturbações nas vizinhanças dos litoclastos de basalto, e até mesmo laminação cruzada. Geralmente envolve os componentes estruturais configurando estruturas de fluxo. Todas as estruturas da matriz – laminação e fluxo – são enfatizadas pela deposição de óxidos de ferro originados dos litoclastos de basalto. A matriz é provavelmente cinza basáltica + finos cristaloclastos da rocha regional, depositados por uma pluma eruptiva rica em vapor de alta temperatura.

12.10.3. Estrutura interna

Normalmente a estrutura se apresenta em conjuntos granodecrescentes (Figuras 118, 119, 120 e 121); cada conjunto começa com um nível de cinza grossa ou lapilli fino que grada para uma lâmina de material fino rico em óxido de ferro (Figura 116), por vezes com minerais placoides (filossilicatos) orientados (Figura 117).

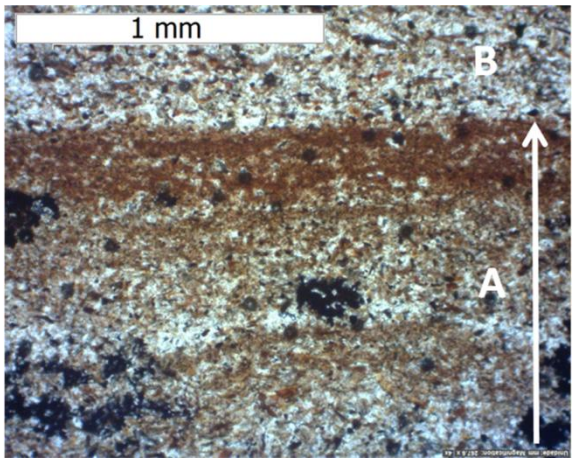


Figura 116 – Lâmina de matriz ultrafina palagonitizada que encerra um ciclo deposicional granodecrescente (A) do depósito hidrovulcânico.

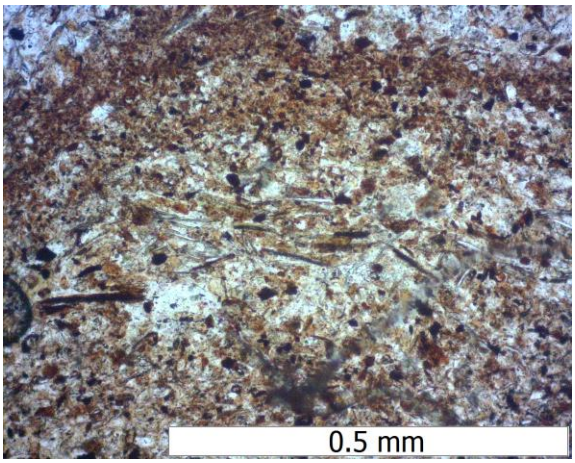


Figura 117 - Minerais placoides orientados na porção média-superior de um ciclo sedimentar granodecrescente do depósito hidrovulcânico.

A intercalação de lâminas plano-paralelas clasto-suportadas (com predomínio de vitroclastos, cristaloclastos e litoclastos) e matriz suportadas (com predomínio de cinza) é muito frequente. Os níveis clasto suportados tendem a ser mais espessos e menos

frequentes. Nos níveis matriz suportados existe o predomínio de filossilicatos e óxidos de ferro.

Em virtude da movimentação durante os processos de deposição, são comuns as estruturas sedimentares como as perturbações da laminação pela movimentação, fluxo e escorregamento (*slump*) do material com umidade em excesso, bem como superfícies erosivas (Figuras 118 e 120).

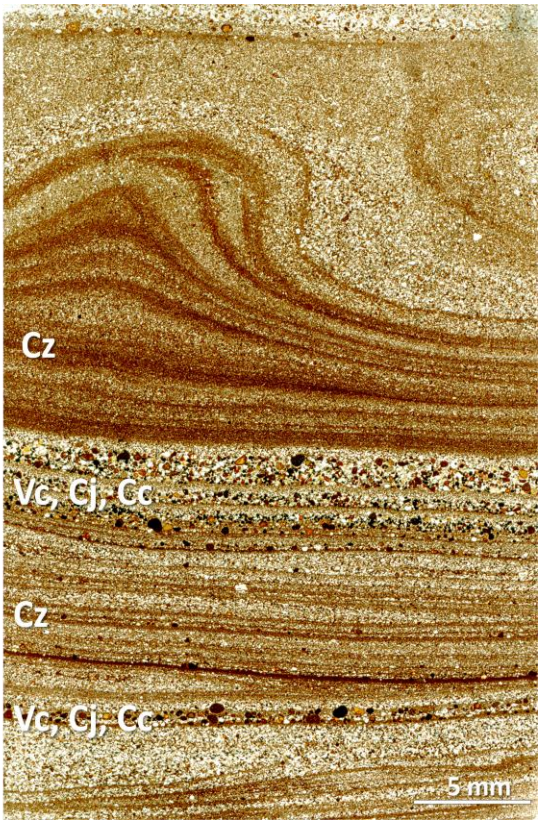


Figura 118 – Sucessão de conjuntos granodecrescentes que iniciam com uma lâmina de cristaloclastos (Cc), vitroclastos (Vc) e litoclastos (Cj) e finalizam com uma lâmina de matriz ultrafina de cinza (Cz). A estrutura mais evidente ao centro da imagem é devida ao escorregamento (*slump*), perturbação devida ao movimento do depósito úmido inconsolidado. Observar no topo da imagem uma nítida superfície erosiva que marca a base de um novo ciclo. (petroscopia de lâmina delgada OL 3054b).

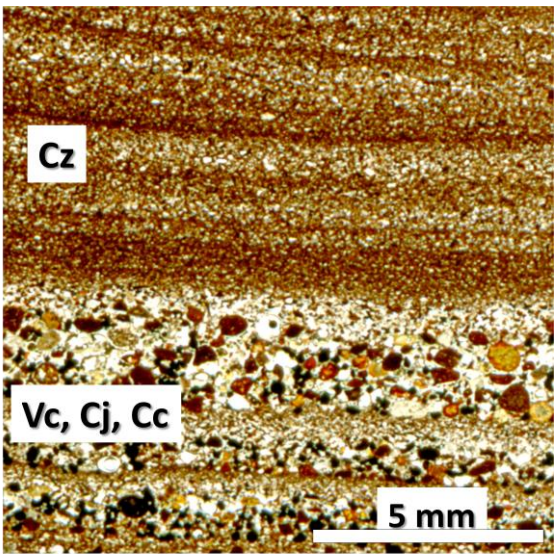


Figura 119 – Detalhe da Figura 118, laminação granodecrescente de depósito hidrovulcânico, composto por vitroclastos (Vc), litoclastos (Cj) e cristaloclastos (Cc) com tamanho lapilli médio a cinza e lâminas de cinza (Cz) (petroscopia de lâmina delgada OL 3054b).

A estrutura de fluxo, definida pela matriz vítrea orientada e envolvendo os componentes estruturais, é também bastante comum (Figura 115).

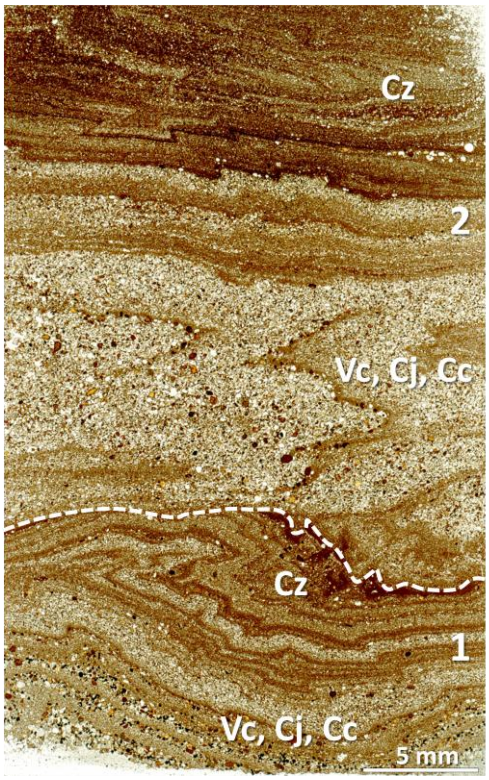


Figura 120 – Dois conjuntos granodecrescentes que compõem um depósito hidrovulcânico. As estruturas são sedimentares com perturbações devidas ao movimento do depósito úmido inconsolidado. Cada conjunto de cristaloclastos (Cc), vitroclastos (Vc) e litoclastos (Cj) e finaliza com lâmina de matriz ultrafina de cinza (Cz). Cada conjunto varia de lapilli fino a cinza (petroscopia de lâmina delgada OL 3054a).

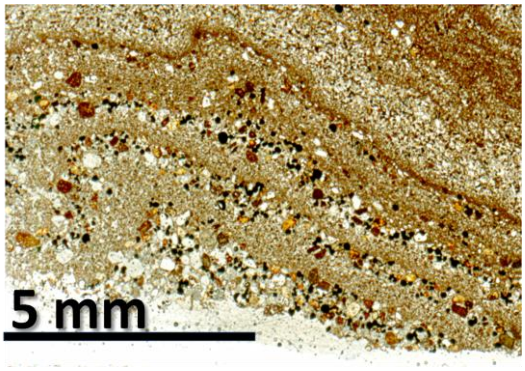


Figura 121 – Detalhe da Figura 120, laminação granodecrescente de depósito hidrovulcânico, composto por vitroclastos, litoclastos e cristaloclastos com tamanho lapilli médio a cinza (petroscopia de lâmina delgada OL 3054a).

É importante salientar que essa descrição da matriz dos depósitos hidrovulcanoclásticos é genérica, o que significa que nem todas as feições descritas foram encontradas em todos os pontos de controle de geologia.

13. O CONDUTO HIDROVULCÂNICO DA SERRA DO PAREDÃO

A pedreira Pauluk, estação de campo EA-1435 (Anexo 2), está localizada na Serra do Paredão, a cerca de 3.800 metros a norte na cidade de Cruz Machado (Figura 122).

Nessa pedreira e seus arredores foram encontradas feições que permitiram aos autores identificar a presença de um conduto hidrovulcânico de magma basáltico (Licht e Arioli, 2011) e de depósitos associados.

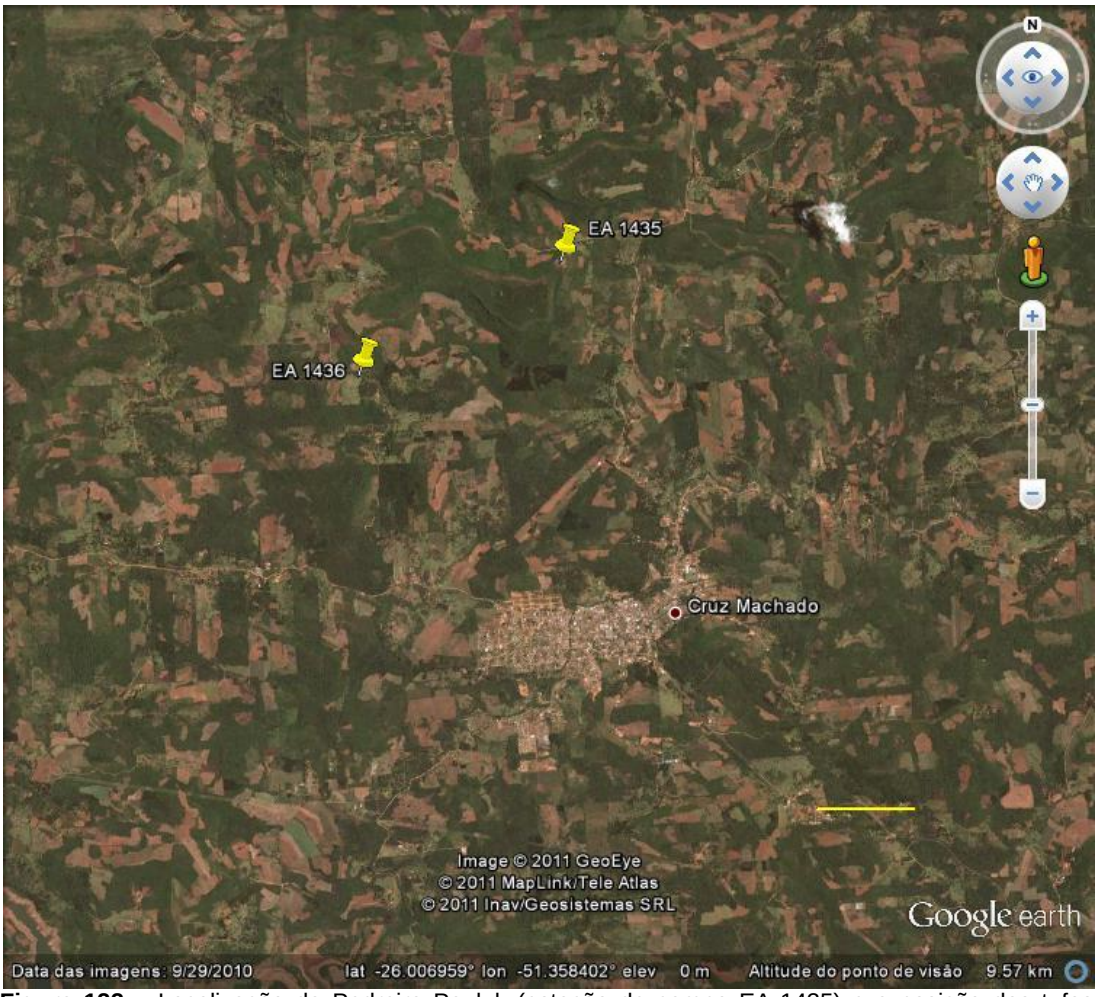


Figura 122 – Localização da Pedreira Pauluk (estação de campo EA 1435) e a posição dos tufos hidrovulcânicos (estação de campo EA-1436) Imagem Google Earth. A linha amarela tem 1 km.

Nessa região, uma série de estruturas regionais SE-NW e SW-NE são visíveis na imagem de radar (RADAMBrasil) (Figura 123).

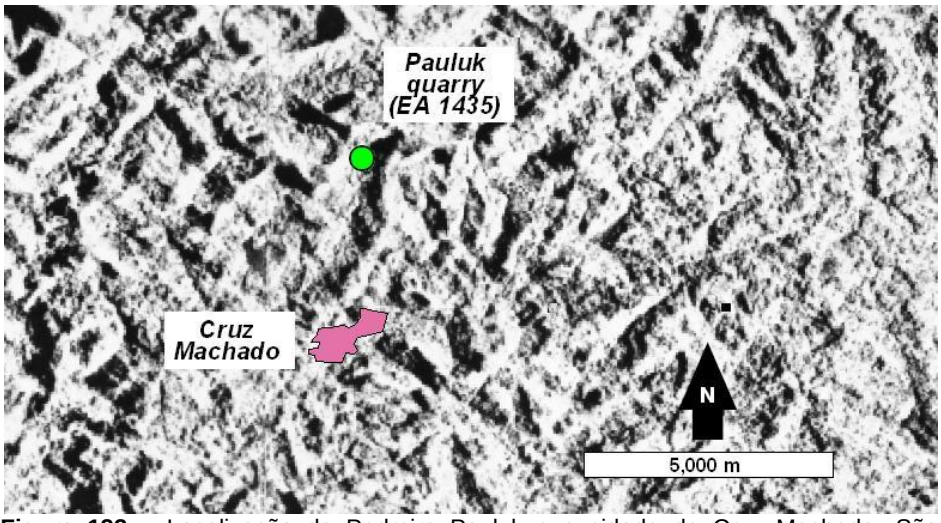


Figura 123 – Localização da Pedreira Pauluk e a cidade de Cruz Machado. São notáveis as estruturas regionais SE-NW, i.é. a direção geral dos diques do Arco de Ponta Grossa e do enxame de Francisco Beltrão assim como as de direção N60°E do Sistema Lancinha (imagem SLAR RADAMBrasil).

O conduto é recoberto por brechas polimíticas constituídas por clastos juvenis e de brecha retrabalhada, suportados por matriz areno-siltosa com estrutura fluidal. Os horizontes de brecha estão sobrepostos a um basalto maciço com pouca vesiculação, que mostra estrutura fluidal vertical claramente marcada por faixas de material vítreo (Figuras 124 e 125), glóbulos prolatos ricos em mesóstase vítrea (Figura 126) ou por vesículas alinhadas, vazias ou preenchidas por carbonatos ou sílica (Figura 127) (Licht e Arioli, 2011).

Figura 124 – As faixas vítreas escuras enfatizam a estrutura fluidal vertical do basalto próximo do conduto hidrovulcânico da Serra do Paredão, Pedreira Pauluk, Cruz Machado (estação de campo EA-1435).

Figura 125 – Basalto mostrando estrutura fluidal verticalizada próximo do conduto hidrovulcânico da Serra do Paredão, Pedreira Pauluk, Cruz Machado (estação de campo EA-1435).

Figura 126 – Basalto predominantemente cinza claro, faneritico fino, maciço com manchas escuras (glóbulos prolatos) e verticalizadas ricas em mesóstase vítrea que enfatizam a estrutura fluidal nas proximidades do conduto hidrovulcânico da Serra do Paredão, Pedreira Pauluk, Cruz Machado (estação de campo EA-1435).

Figura 127 – A estrutura fluidal também é marcada por vesículas alinhadas preenchidas por carbonatos e sílica, próximo do conduto hidrovulcânico da Serra do Paredão, Pedreira Pauluk, Cruz Machado (estação de campo EA-1435).

A brecha é caótica, muito mal selecionada, geralmente matriz suportada mas que localmente pode ser clasto suportada (Figura 128).

Os clastos juvenis de basalto são subarredondados a angulosos, fortemente vesiculares, variando de milimétricos a decimétricos. Os formatos e dimensões das vesículas e as proporções entre as vazias e preenchidas é muito variável, dependendo do clasto juvenil que for examinado. Em geral, as vesículas estão em proporções que variam entre 10 a 50%, variando de globulares, oblatas, prolatas a ameboides, com diâmetros variando entre frações de milímetros a 3-4 cm segundo o eixo maior. As vesículas têm distribuição caótica, mas podem estar alinhadas segundo a borda dos clastos juvenis hospedeiros; podem ser vazias ou preenchidas com carbonatos, sílica microcristalina, ou ocasionalmente com zeólitas (apofilita verde e natrólita branca).

Os clastos de brecha são angulosos a subangulosos, com eixos maiores variando de 5 a 15 cm, compostos por materiais muito variados como basalto vesicular, material fino, maciço, avermelhado e vesiculado, e sílica microcristalina ou calcita intersticial.

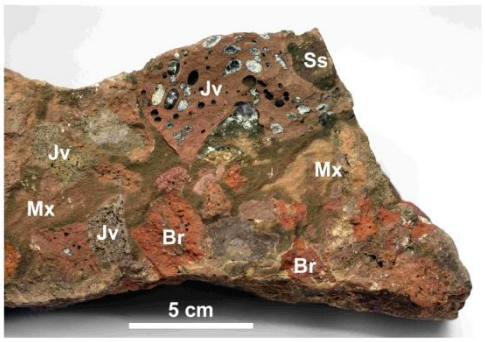


Figura 128 – Arranjo geral da brecha hidrovulcânica, caótica mostrando os clastos juvenis vesiculares (Jv), os clastos de brecha (Br) e os clastos de arenito (Ss) com a matriz areno-siltosa quartzo-micácea (Mx) com estrutura fluidal (pedreira Pauluk).

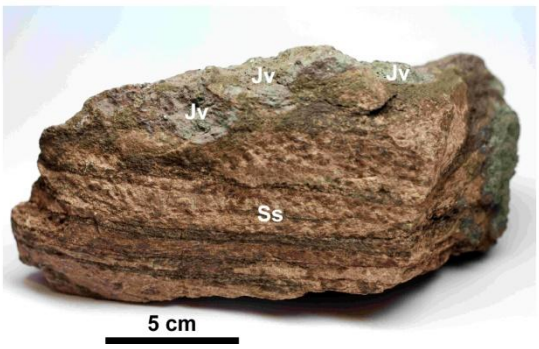


Figura 129 – Clasto juvenil de basalto vesicular (Jv) e de arenito da Formação Botucatu (Ss) que constituem a brecha hidrovulcânica da Pedreira Pauluk.

Os clastos de arenito são angulosos, centimétricos a decimétricos, e mostram textura e a estratificação plano paralela ou cruzada típicas da Formação Botucatu (Figura 129), sem vesículas, mas com feições arredondadas de concentração de óxidos de ferro que também se concentra ao longo dos planos de acamamento.

A matriz é areno-siltosa quartzo-micácea, com estrutura fluidal laminada e contorcida, que circunda os clastos acima descritos e dá o suporte geral para a brecha (Figura 130 e 131).

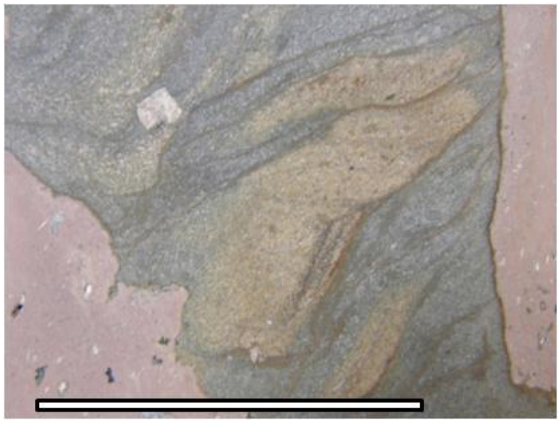


Figura 130 – Matriz areno-siltosa quartzo- micácea com estrutura fluidal entre clastos juvenis (rosados) da região do conduto hidrovulcânico da Serra do Paredão, Pedreira Pauluk, Cruz Machado (estação de campo EA-1435) (a barra branca tem 2,5 cm).

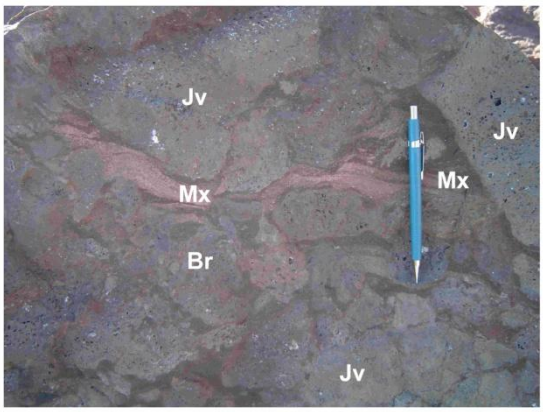


Figura 131 – Matriz areno-siltosa quartzo-micácea com estrutura fluidal (Mx) envolvendo e suportando clastos juvenis (Jv) e de brecha (Br) na região do conduto hidrovulcânico da Serra do Paredão, Pedreira Pauluk, Cruz Machado (estação de campo EA-1435).

Os contatos entre os clastos e a matriz areno-siltosa quartzo-micácea são claros e definidos e a observação ao microscópio não mostra qualquer borda de reação, sugerindo que o conjunto estava em equilíbrio térmico.

O basalto encaixante é cinza, fanerítico com matriz de grão fino, e mostra estruturas de fluxo verticais (Figuras 124 e 125), que muda em poucos centímetros para um basalto cinza, fanerítico fino com glóbulos escuros com 1 a 2 cm de diâmetro e finalmente para basalto fanerítico fino cinza, maciço, sem estrutura aparente.

Na brecha, a presença de clastos angulares de arenito típico da Formação Botucatu, assim como da matriz areno-siltosa quartzo-micácea são da maior importância, visto que há uma diferença significativa de altitude entre o piso da Pedreira Pauluk e o contato da Formação Serra Geral com a Formação Botucatu. O poço vertical P-2 perfurado pela SANEPAR – Companhia de Saneamento do Paraná – na sede municipal de Cruz Machado, e que está localizado a uma altitude de 840 metros s.n.m. (sobre o nível do mar), pode ser tomado como referência segura, já que está localizado a apenas 3,8 km a sul da Pedreira Pauluk. Esse poço intersectou dois níveis de arenitos eólicos da Formação Botucatu, intercalados nos primeiros derrames basálticos da Formação Serra Geral (esses são claramente arenitos *inter-trapp*), nas altitudes de 802 e 778 metros s.n.m. Na altitude de 695 metros s.n.m., foi intersectado o contato entre a Formação Serra Geral e a Formação Botucatu. (geóloga Zuleika Valaski, comunicação pessoal). Como a Pedreira Pauluk situa-se a 1055 metros s.n.m., isso significa que está 253 metros acima da camada de arenito inter-trapp mais alta, e 360 metros acima do contato principal entre as duas formações (Figura 132).

A cerca de 2,5 quilômetros a SW da Pedreira Pauluk, na estação de campo EA-1436, foi encontrada uma exposição em corte de estrada vicinal com 10 metros de extensão e 1,2 metros de espessura composta por material areno-argiloso, com estratificação plano-paralela e levemente mergulhante (N53W / 12 SW) (Figuras 133 e 134).

Na base, há um conjunto de níveis praticamente plano-paralelos, mas com ondulações e perturbações nos planos de estratificação. Há lapilli grosso, subesférico com intercalações de níveis centimétricos de goethita. Acima, há uma camada de material argiloso (provável *ashfallout*) com lentes e concentrações locais de lapilli arredondado com diâmetro médio de 2 mm e máximo de 4 mm. A argila é maciça, marrom clara na base e marrom escuro no topo. O topo do perfil é um nível ondulado de aproximadamente 5 mm de goethita, que é coberto por cerca de 1,5 m de colúvio e solo. O basalto de afloramentos vizinhos é muito fraturado e hidrotermalizado com deposição de óxido de Mn nos planos de fraturamento.

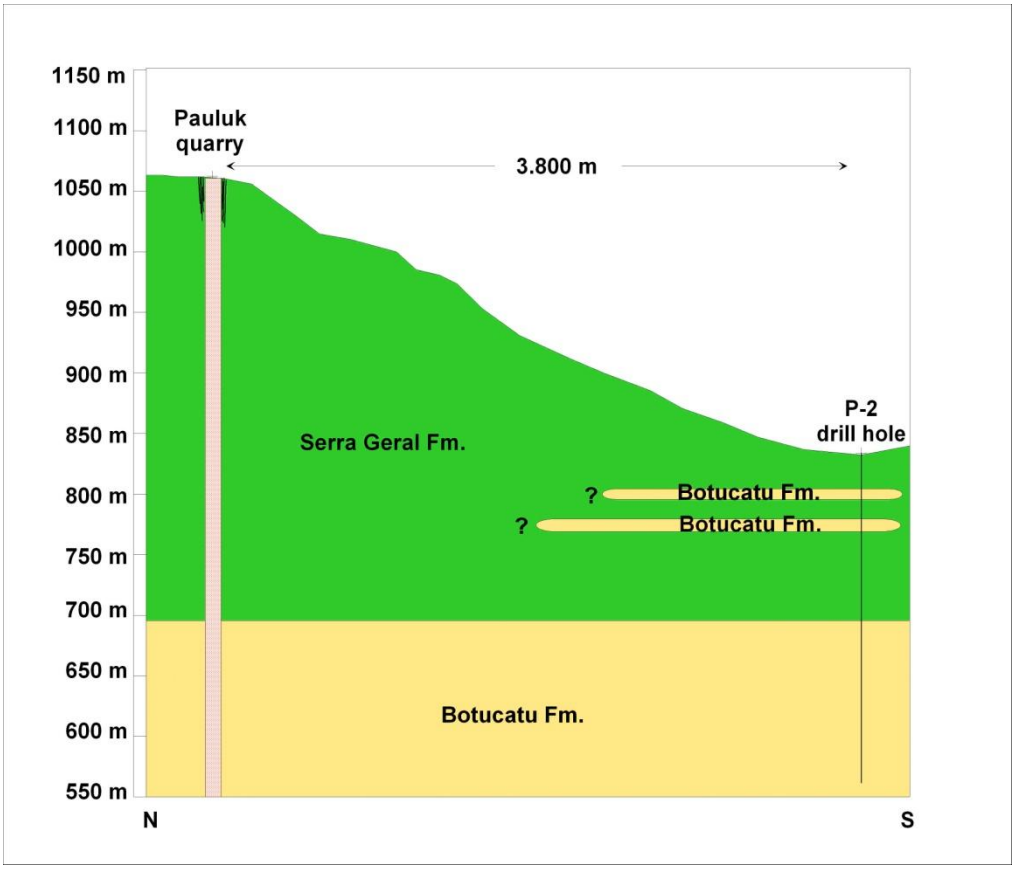


Figura 132 – Secção geológica esquemática entre a pedreira Pauluk, onde está exposta parte do conduto hidrovulcânico, e o poço tubular P-2 na cidade de Cruz Machado, Estado do Paraná.

A atitude da estratificação desse depósito lapíllico e cinerítico, (N60W/12SW) e sua localização a pouco mais que dois quilômetros da Pedreira Pauluk sugerem uma relação de causa e efeito. Apesar de não ter sido feito nenhum trabalho de detalhe, as observações de campo permitem inferir que esse depósito estratificado tenha sido produzido por um centro eruptivo localizado na pedreira referida.

Este conjunto de observações permite concluir que a Pedreira Pauluk apresenta a exposição de parte de um conduto hidrovulcânico. As estruturas tectônicas mais evidentes em imagem de radar têm direção NW-SE, ou seja, a direção geral dos enxames de diques de Francisco Beltrão e do Arco de Ponta Grossa. No entanto, já foi apresentado o fato de que o mapa estrutural da Bacia do Paraná mostra também um recorte por grandes estruturas regionais de direção N50-60E, com par distensivo N10-20E, as quais são de difícil visualização nas imagens RadamBrasil, como pode ser observado na Figura 46.

Figura 133 - Depósito de tufo lapillico acamadado com planos de estratificação N53W/12SW (estação de campo EA-1436).

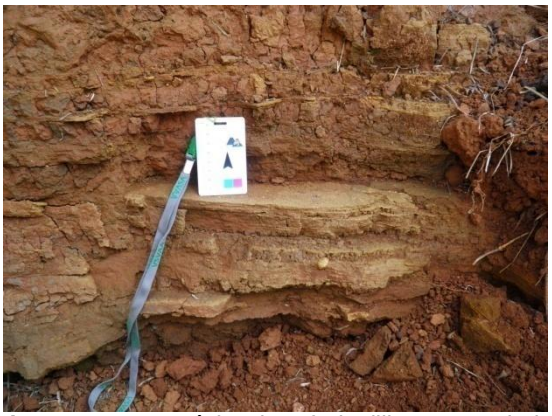


Figura 134 - Depósito de tufo lapillico acamadado com planos de estratificação sub-horizontais (estação de campo EA-1436).

Consideramos necessária a realização de um trabalho de mapeamento geológico de detalhe para esclarecer o quadro local.

Comentário do revisor Gilson B. Guimarães*:* a opção por direções NE-SW ou NNE-SSW ao invés das NW-SE é, pelo menos neste caso, frágil. O que é mais evidente nessa cena são estruturas NW-SE, que têm um caráter distensivo. As de direção NE-SW não estão presentes.

Comentários do revisor Carlos Sommer: não está claro se a pedreira representa um conduto como um todo ou parte da pedreira tem feições características de condutos ? Se é um conduto, como são os contatos com a encaixante ? Como seria a geometria deste conduto ? A descrição das feições estão claras e parecem indicar a presença do conduto. O basalto encaixante descrito na página 115 refere-se a encaixante do conduto ou das vulcanoclásticas (neste caso faria parte do conduto). Se for encaixante do conduto, por que ele teria foliações de fluxo verticalizadas, justamente próximos ao conduto? Não está clara a relação sugerida entre a atitude da estratificação do depósito lapíllico e cinerítico, (N60W/12SW) e a posição do conduto situado nas vizinhanças da Pedreira Pauluk (página 116). Seria somente geográfica ?

14. O DEPÓSITO HIDROVULCANOCLÁSTICO DA JACUTINGA

Uma série de cortes da rodovia PR-182, 30 km a oeste de Francisco Beltrão, expõe um conjunto de derrames e de rochas hidrovulcanoclásticas (Figura 135). As estações de campo OL 3045-1 e OL 3045-18 são os extremos da secção geológica (Anexo 2).

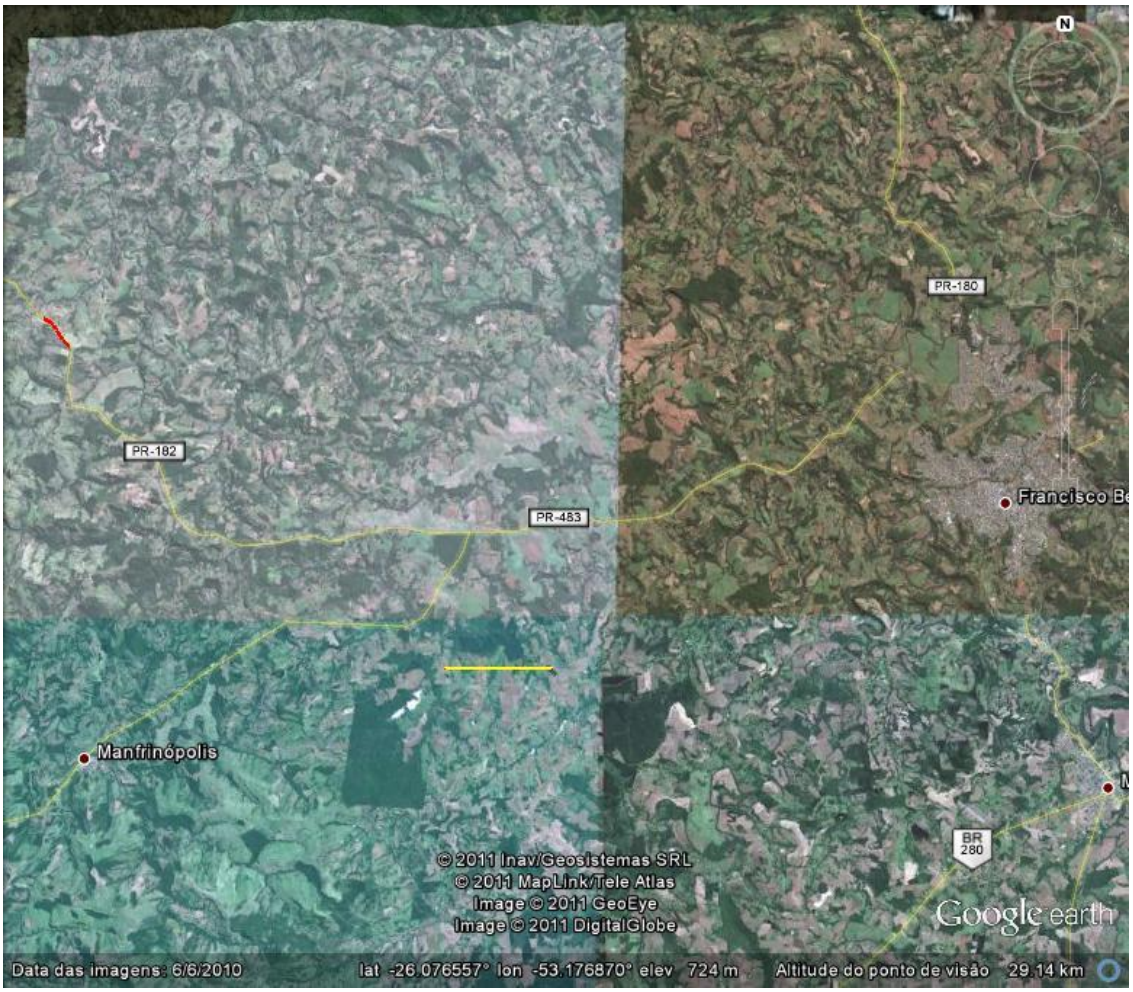


Figura 135 – Localização do perfil geológico (traço vermelho) realizado na Jacutinga. A linha amarela tem 3 km. Imagem do Google Earth.

O perfil geológico elaborado com 19 pontos de controle tem 1,19 km de extensão e pode ser visto na Figura 136.

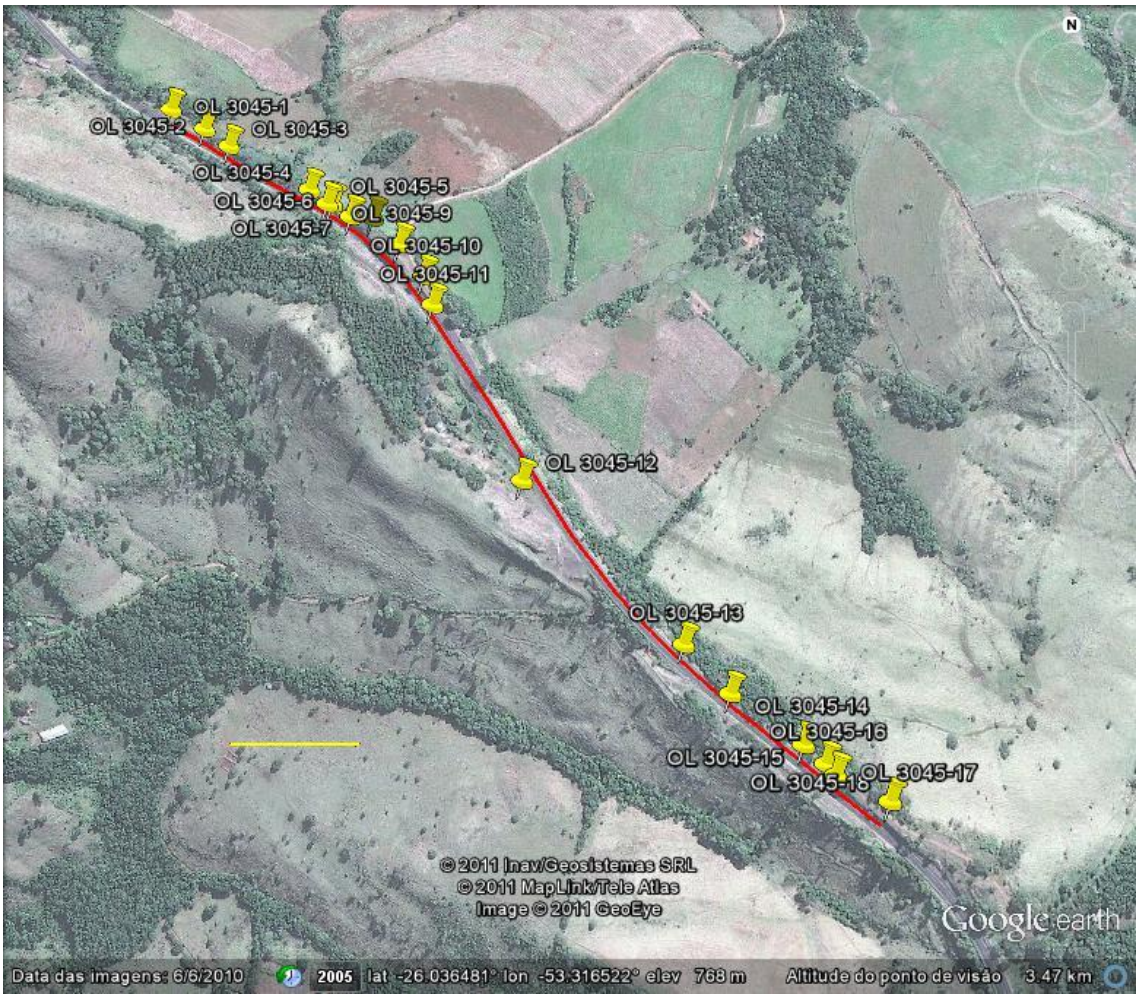


Figura 136 – Detalhe do perfil da Jacutinga com os pontos de controle de geologia. A linha amarela tem 200 metros. Imagem do Google Earth.

O perfil geológico com 70 metros (de 745 a 815 metros s.n.m), é constituído por uma sucessão de derrames de basalto e intercalações de tufos, tufo-brechas e brechas hidrovulcanoclásticas como está apresentado na Figura 137.

As relações de contato não são claras e raramente é possível tomar medidas de atitudes. Por esses motivos, e em virtude da pequena extensão da secção, consideramos uma atitude sub-horizontal para os depósitos vulcanoclásticos e derrames.

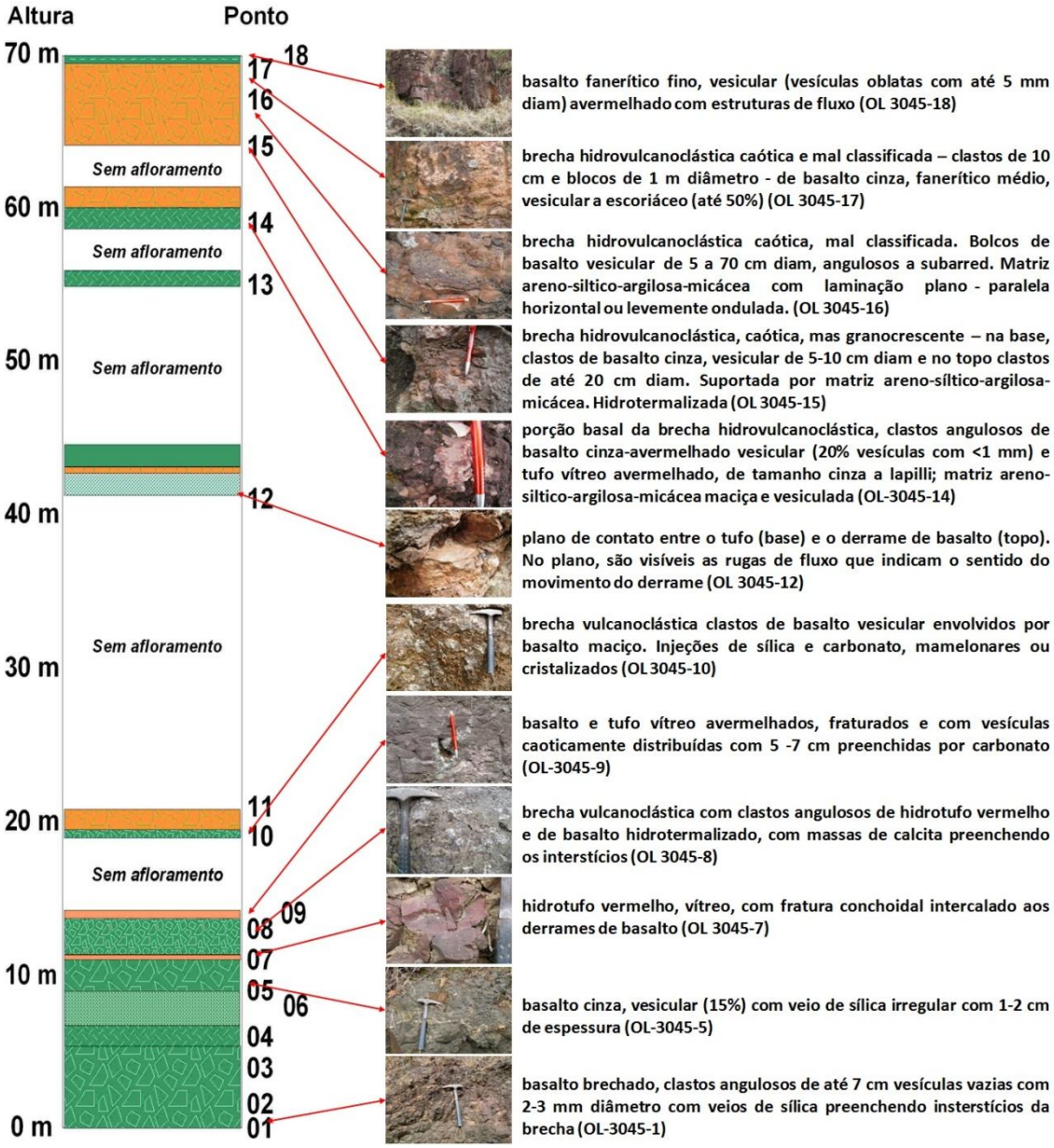


Figura 137 – Coluna geológica da Jacutinga (estações de campo OL 3045-1 a OL 3045-18).

São notáveis os efeitos do hidrotermalismo nos basaltos dessa região, que mostram intenso fraturamento, cloritização e venulação de sílica, além da ocorrência de brechas vulcanoclásticas com clastos juvenis de basalto vesicular, envolvidos por basalto maciço fanerítico fino (Figura 139). As vesículas são vazias ou preenchidas por sílica, que também forma veios de até 3 cm de espessura (Figura 140).

Figura 138 – Basalto brechado, clastos angulosos de até 7 cm de diâmetro, vesículas vazias com 2-3 mm diâmetro com veios de sílica preenchendo interstícios da brecha (estação de campo OL-3045-1).

Figura 139 – Basalto cinza, vesicular (15%) com veio de sílica irregular com 1-2 cm de espessura (estação de campo OL-3045-5).

Intercalados nos derrames de basalto acinzentado ou avermelhado, existem níveis de hidrotufos, compostos por matriz areno-síltico-argilosa quartzo-feldspática-micácea, avermelhada, vítrea com fratura subconchoidal, com vesículas ameboides de 1-5 mm na maior dimensão, forradas com microcristais de quartzo hialino (Figura 140).

Figura 140 – Hidrotufo vermelho, vítreo, com fratura conchoidal intercalado aos derrames de basalto (estação de campo OL 3045-7).

Figura 141 – Brecha vulcanoclástica com clastos angulosos de hidrotufo vermelho e de basalto hidrotermalizado, com massas de calcita preenchendo os interstícios (estação de campo OL 3045-8).

No ponto 12 da secção geológica, há basalto cinza com cerca de 5 metros de espessura, fortemente vesiculado (>50%), com vesículas globulares vazias ou preenchidas por sílica ou apenas atapetados. É um basalto que sofreu forte contaminação por fluidos externos. Está recoberto por uma camada de 70 cm de espessura de tufo avermelhado, areno-síltico-argiloso quartzo-feldspático-micáceo com laminação plano-paralela horizontal. Localmente, passa a um tufo-brecha, pois engloba clastos subangulosos a subarredondados de basalto avermelhado, vesicular, com vesículas preenchidas por clorita de cor verde claro (Figura 141).

Figura 142 – Basalto e tufo vítreo avermelhados, fraturados e com vesículas caoticamente distribuídas com 5-7 cm preenchidas por carbonato (estação de campo OL-3045-9).

Figura 143 – Brecha vulcanoclástica com clastos de basalto vesicular envolvidos por basalto maciço. Injeções de sílica e carbonato, mamelonares ou cristalizados (estação de campo OL 3045-10).

Figura 144 – Plano de contato entre o tufo (inferior) e o derrame de basalto (superior). Nesse plano são visíveis as rugas de fluxo (estação de campo OL 3045-12).

Figura 145 – Porção basal da brecha hidrovulcanoclástica, clastos angulosos de basalto cinza-avermelhado vesicular (20% vesículas com <1 mm) e tufo vítreo avermelhado, de tamanho cinza a lapilli; matriz areno-síltico-argilosa quartzo-feldspática-micácea maciça e vesiculada (estação de campo OL-3045-14).

Este nível de tufo/tufo-brecha (Figura 150) é recoberto por 4-5 metros de basalto cinza (Figura 151), maciço fanerítico fino-médio, com glóbulos de sílica com 3 mm de diâmetro. Nesse contato, há rugas de fluxo (*flow wrinkles*) indicando o sentido do movimento do derrame de SE para NW (Figura 144).

Figura 146 – Brecha hidrovulcanoclástica, caótica, mas granocrescente – na base, clastos de basalto cinza, vesicular de 5-10 cm diâmetro e no topo clastos de até 20 cm diâmetro. Suportada por matriz areno-síltico-argilosa quartzo- feldspática-micácea. Hidrotermalizada (estação de campo OL 3045-15).

Figura 147 – Brecha hidrovulcanoclástica caótica, mal classificada. Blocos de basalto vesicular de 5 a 70 cm diâmetro, angulosos a subarredondados. Matriz areno-síltico-argilosa quartzo-feldspática-micácea com laminação plano-horizontal ou levemente ondulada. (estação de campo OL 3045-16).

Figura 148 – Secção proximal de brecha hidrovulcanoclástica caótica e mal classificada – clastos de 10 cm a blocos de 1 m diâmetro - de basalto cinza, fanerítico médio, vesicular a escoriáceo (até 50%) alguns vertucais (estação de campo OL 3045-17).

Figura 149 – Secção proximal de brecha hidrovulcanoclástica caótica e mal classificada – clastos de 10 cm a blocos de 1 m diâmetro - de basalto cinza, fanerítico médio, vesicular a escoriáceo (até 50%) (estação de campo OL 3045-17).

A sucessão de fluxos de basalto vesicular, brechado, venulado e cloritizado, e a sucessão de brechas, tufo brechas e tufos com estruturação caótica, com blocos de até 1 m de diâmetro, alguns com o eixo maior na posição vertical, sugerem uma posição proximal em relação ao centro eruptivo.

Figura 150 – Matriz areno-síltico-argilosa quartzo-feldspática-micácea laminada, com estratificação plano-paralela sub-horizontal, da brecha hidrovulcanoclástica (estação de campo OL 3045-17).

Figura 151 – Basalto fanerítico fino, vesicular (vesículas oblatas com até 5 mm diâmetro) avermelhado com estruturas de fluxo (estação de campo OL 3045-18).

15. O TUFO VITROCLÁSTICO DE CORONEL VIVIDA

Em um corte da BR-158, localizado 7,86 km SW da cidade de Coronel Vivida (Figura 152), na altitude de 715 metros, está exposta uma camada métrica de tufo amarelado, sobreposto a uma brecha hidrovulcanoclástica e recoberta por um derrame de basalto (Figura 153). A estação de campo de referência é a EA-610 (Anexo 2). Ao longo de uma estrada vicinal, a algumas dezenas de metros a SE desse corte, em altitudes inferiores, encontra-se diversas exposições de um conjunto de derrames de basalto hipovitreo, com lobos de poucos centímetros de espessura, com disjunção poliédrica, e cujas fraturas e planos de disjunção estão preenchidos por injeções de basalto hipovítreo.

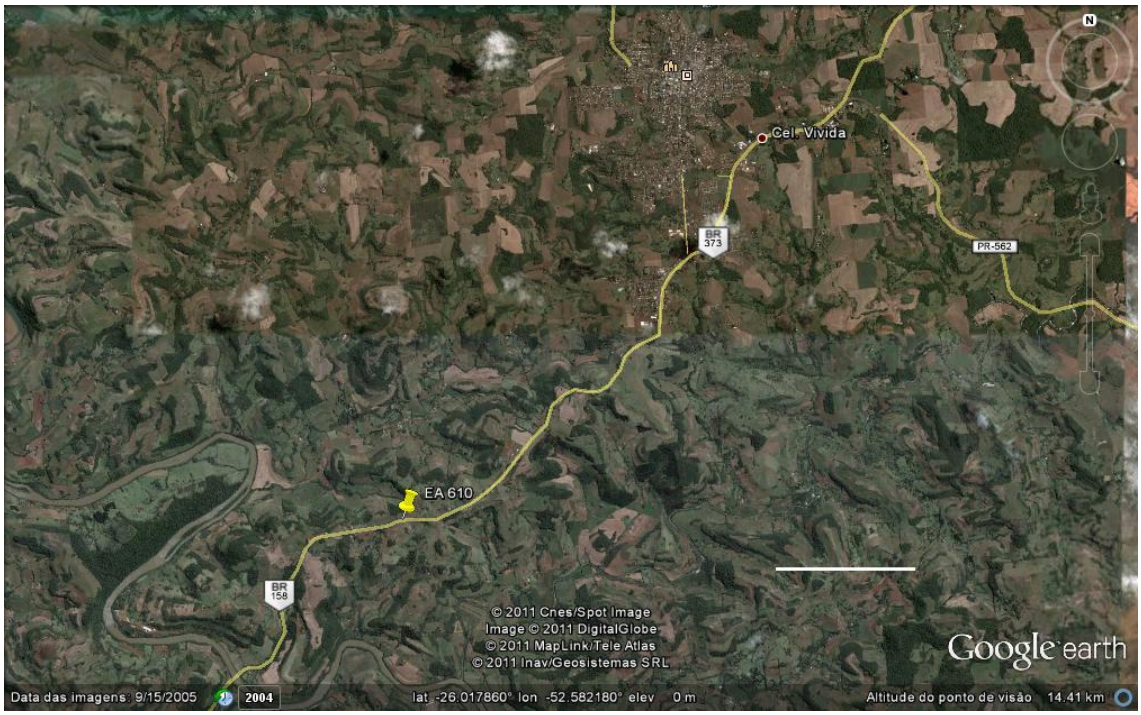


Figura 152 – Localização do tufo vitroclástico de Coronel Vivida (referência estação de campo EA-610) A linha branca tem 2 km. Imagem do Google Earth.

15.1. Observação em escala de afloramento

A observação do tufo vitroclástico em escala de afloramento sugere tratar-se de uma grauvaca (Figura 154), composta por grãos bem arredondados e selecionados com alguns décimos de centímetros de diâmetro (lapilli grosso a muito grosso) (Figuras 155 e 156), com uma estrutura geral maciça, mas mostrando alguns planos de acamamento. É composto por litoclastos de basalto angulares a subarredondados, com esfericidade moderada a alta, por cristaloclastos angulosos a subangulosos de quartzo e plagioclásio e por vitroclastos arredondados a esféricos.

O hidrotufo é matriz suportado e os contatos entre seus componentes é claro e bem definido, não mostrando bordas de reação, sugerindo um sistema em condições isotérmicas.

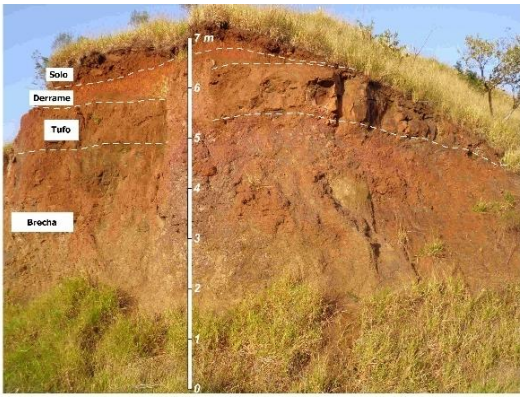


Figura 153 – Corte com 7 metros de espessura, mostrando a camada de hidrotufo vitroclástico (*Tufo*) sobre o depósito de brecha hidrovulcanoclástica (*Brecha*) e sob um derrame de basalto (*Derrame*) (estação de campo EA-610).

Figura 154 – Afloramento do tufo vitroclástico, que em observação de campo tem o aspecto de uma grauvaca (estação de campo EA-610).

Figura 155 – Planos de estratificação da camada de hidrotufo vitroclástico (estação de campo EA-610).

Figura 156 – Aspecto do afloramento do tufo vitroclástico composto por esferoides de vidro (estação de campo EA-610).

A observação em lupa binocular sugere a presença de material clástico quartzo feldspático, angular a subarredondado, moderadamente selecionado, suportado por matriz quartzo-feldspática (Figuras 157 e 158).

O exame petroscópico (fotografia da lâmina delgada em mesa de luz) (Figura 159) sugere que a amostra pode ser classificada como um arenito polimítico (grauvaca) bem selecionado. É constituído por litoclastos de basalto, subangulosos a subarredondados, com esfericidade moderada a alta, cristaloclastos de quartzo e plagioclásio, angulosos a subangulosos e por corpos arredondados a esféricos de vidro.

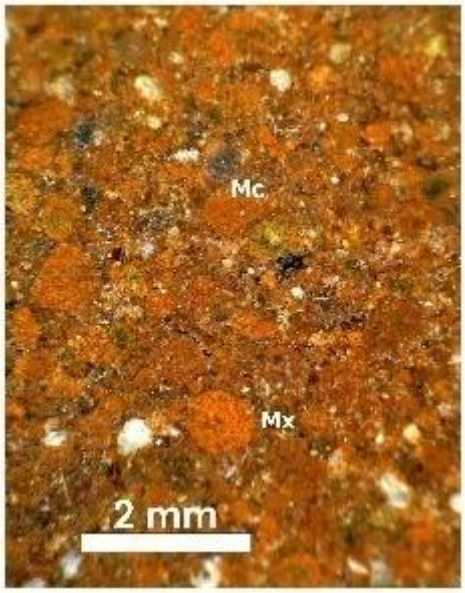


Figura 157 – O aspecto da secção polida do tufo vitroclástico em lupa binocular, sugere a constituição por material clástico (Mc), suportado por matriz quartzo-feldspática (Mx) (estação de campo EA-610).

Figura 158 - O aspecto da amostra bruta do tufo vitroclástico em lupa binocular, evidenciando os esferoides de vidro (Va) (estação de campo EA-610).

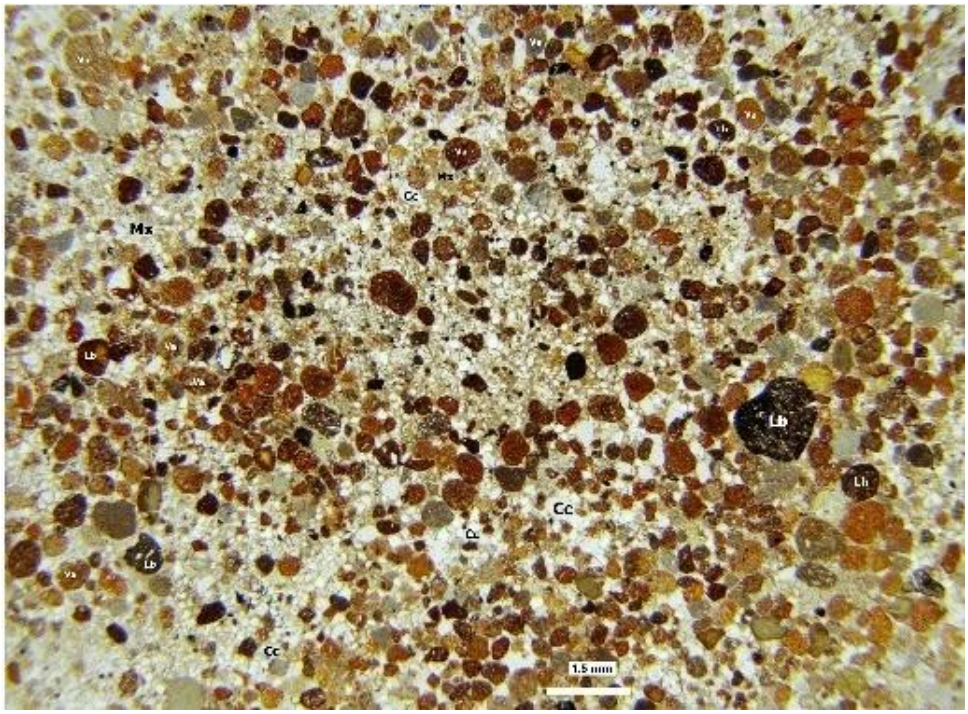


Figura 159 – O tufo vitroclástico tem aspecto de arenito (grauvaca) bem selecionado, constituído por litoclastos juvenis de basalto (Lb), cristaloclastos de quartzo e feldspato (Cc), vitroclastos (Va) e matriz vítrea (Mx) - petroscopia de lâmina delgada.

15.2. Petrografia de lâmina delgada

A observação da lâmina delgada em microscópio petrográfico mostra que os contatos entre os componentes e a matriz são claros e bem definidos e sem bordas de reação, indicando as condições isotérmicas do sistema. O tufo é matriz suportado e a matriz é composta por vidro.

Os cristaloclastos de quartzo e plagioclásio e acessórios (apatita, opacos) são angulosos a subangulosos.

Há dois tipos de vitroclastos. Um é caracterizado pela presença de um arranjo interno em forma de rede irregular de espículas de vidro associadas com óxido de ferro, caracterizando uma textura axiolítica (Figura 160). Esse tipo de vitroclastos é associado e em contato com vitroclastos perlíticos com núcleo constituído por um cristalito, principalmente de plagioclásio. Outro tipo de vitroclasto mostra um aspecto rugoso e microfraturado que caracteriza uma textura perlítica. Ocorre em contato com vitroclastos com espículas de vidro e óxido de ferro.

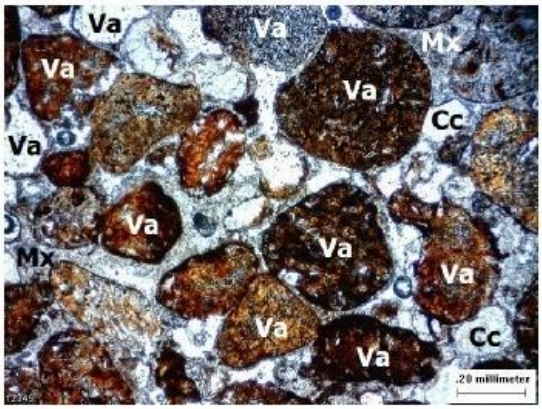


Figura 160 – Cristaloclastos angulosos a sub-angulosos de quartzo e plagioclásio (Cc); dois tipos de vitroclastos arredondados (Va); matriz de vidro (Mx). O hidrotufo é matriz suportado e moderadamente selecionado e todos os componentes têm esfericidade moderada a alta (estação de campo EA-610) fotomicrografia de lâmina delgada nicóis paralelos.

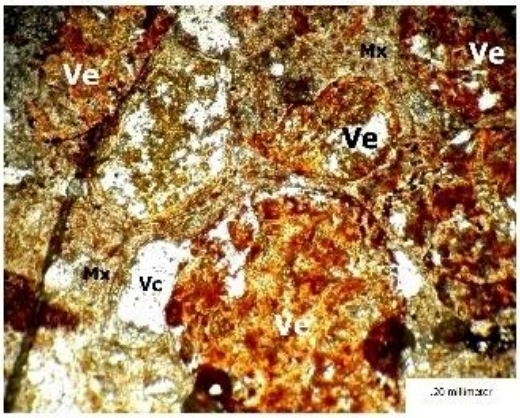


Figura 161 – Matriz de vidro (Mx) mostrando orientação e estrutura de fluxo contornando os vitroclastos que são arredondados e com esfericidade moderada a alta. O tufo vitroclástico é matriz suportado e mal selecionado (estação de campo EA-610) fotomicrografia de lâmina delgada nicóis paralelos.

A matriz é de vidro, com estrutura fluidal, e envolve os componentes de diâmetro maior quais sejam: litoclastos, cristaloclastos e vitroclastos (Figura 161).

A Figura 162 apresenta uma síntese dos tipos de componentes estruturais – litoclastos, cristaloclastos e vitroclastos - do tufo vitroclástico de Coronel Vivida.

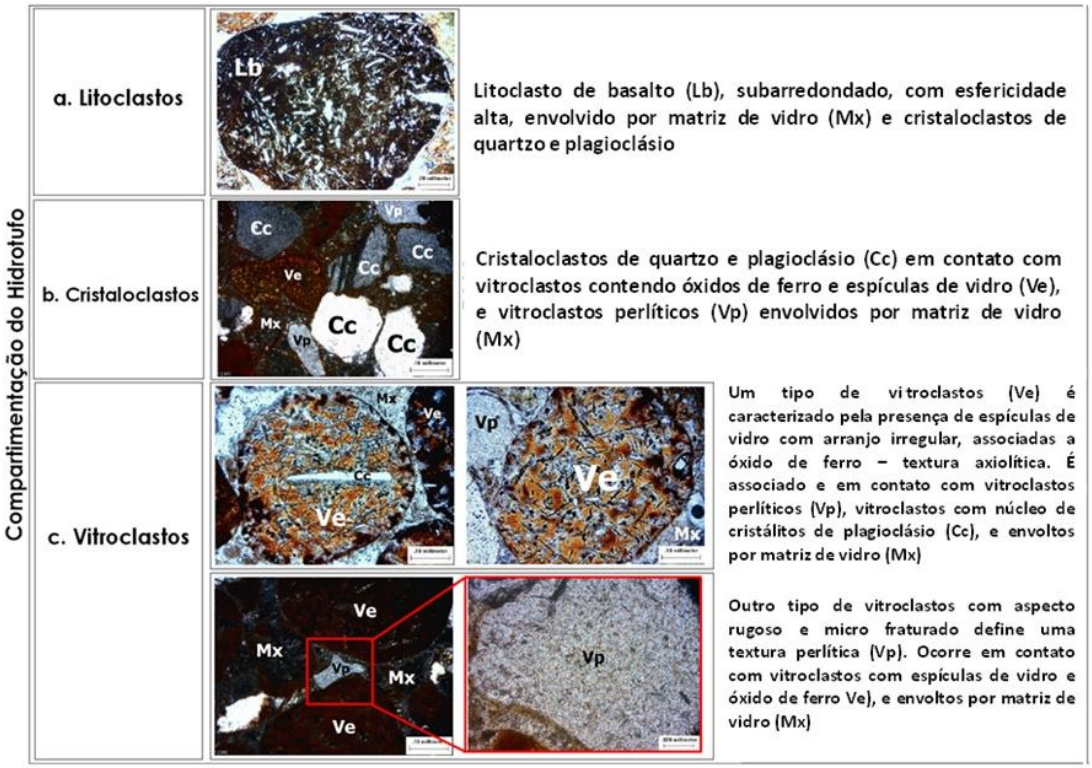


Figura 162 – Quadro resumo da estrutura do tufo vitroclástico de Coronel Vivida (Santos et al, 2011).

15.3. Microscopia eletrônica de varredura (MEV)

Corpos de prova do tufo vitroclástico de Coronel Vivida examinados com microscópio eletrônico de varredura (MEV), apresentam detalhes que indicam que as condições de formação foram de pluma eruptiva, com abundância de vapor em alta temperatura.

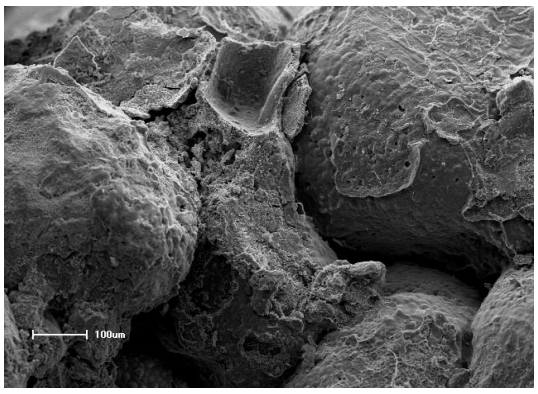


Figura 163 – Vitroclastos sub-esféricos envolvidos pela matriz de vidro (estação de campo EA-610). Corpo de prova em MEV. A linha branca tem 100 µm.

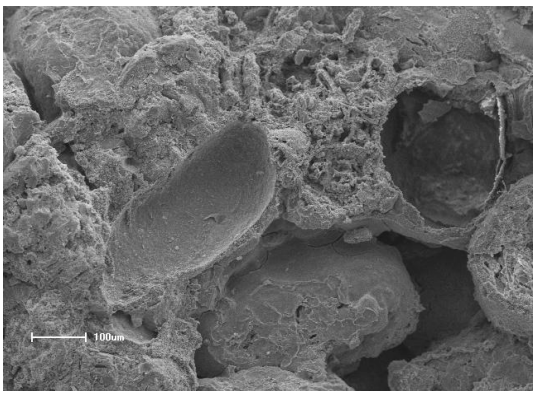


Figura 164 – Moldes de vitroclastos prolatos e sub-esféricos na matriz de vidro (estação de campo EA-610). Corpo de prova em MEV. A linha branca tem 100 µm.

A matriz de vidro apresenta uma estrutura típica em forma de “favo de abelha” que envolve os vitroclastos e cristaloclastos (Figura 165, 166 e 167). Pode ser devida aos efeitos de presença e migração de gases ou estruturas de *front* de palagonitização a partir de fraturas, como foi proposto por Drieff e Schiffmann (2004).

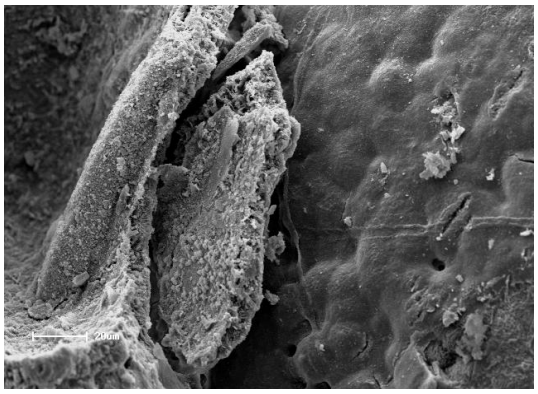


Figura 165 – Capa de matriz vítrea envolvendo um vitroclasto com textura perlítica (à direita) (estação de campo EA-610). Corpo de prova em MEV. A linha branca tem 20 µm.

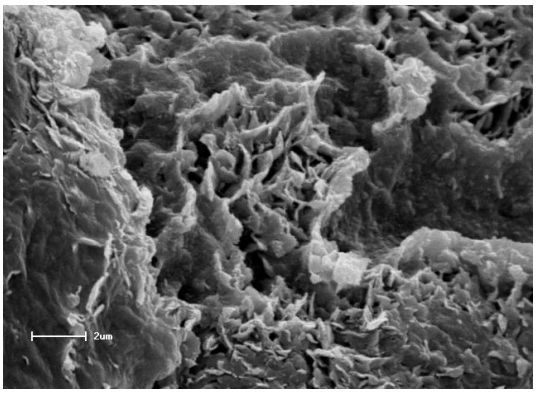


Figura 166 – Estrutura típica da matriz vítrea em favo de abelha (estação de campo EA-610). Corpo de prova em MEV. A linha branca tem 2 µm.

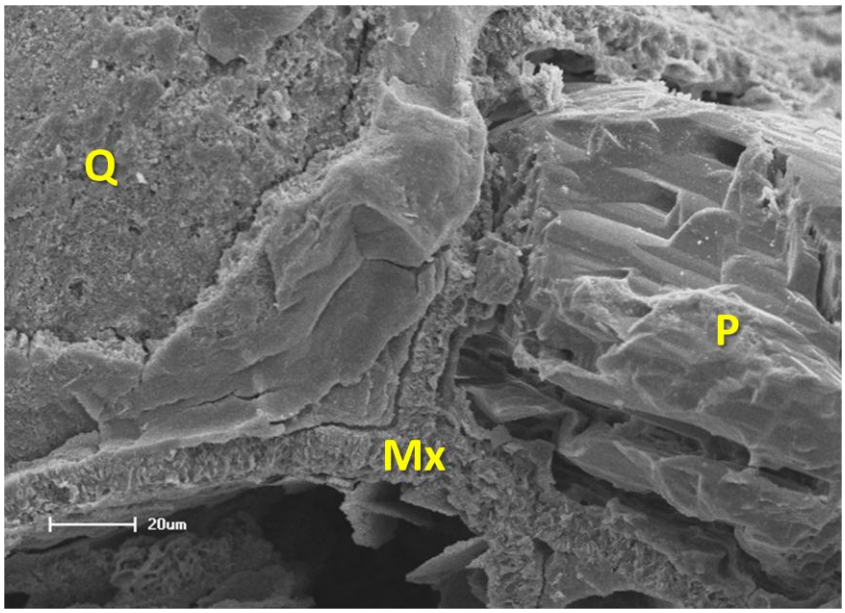


Figura 167 - Cristaloclastos de quartzo (Q) e plagioclásio (P) envolvidos pela matriz vítrea (Mx). Corpo de prova em MEV. A linha branca tem 20 µm.

Nos espaços vazios da matriz vítrea e os componentes estruturais do tufo vitroclástico, são frequentemente encontrados os filamentos com secção circular (microfios) e achatada (microfitas), curvos e retorcidos. Essas estruturas estão enraizadas na matriz vítrea e com extremidades livres, ou soldadas à matriz vítrea (Figuras 168, 169, 170 e 171).

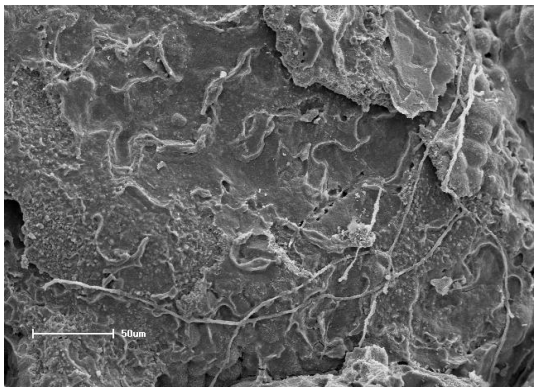


Figura 168 – Microfilamentos de vidro soldados na matriz vítrea (estação de campo EA-610) corpo de prova em MEV. A linha branca tem 50 µm.

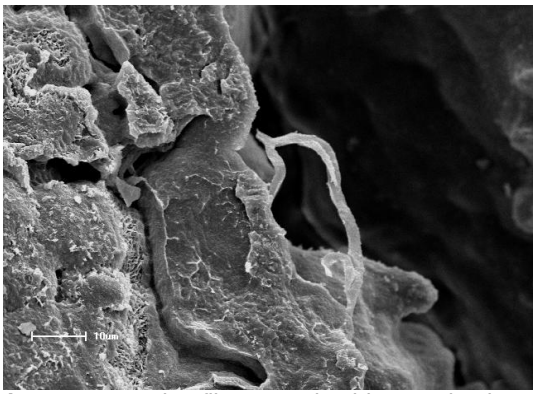


Figura 169 – Microfilamento de vidro enraizado na matriz de vidro e extremidade livre (estação de campo EA-610) corpo de prova em MEV. A linha branca tem 10 µm.

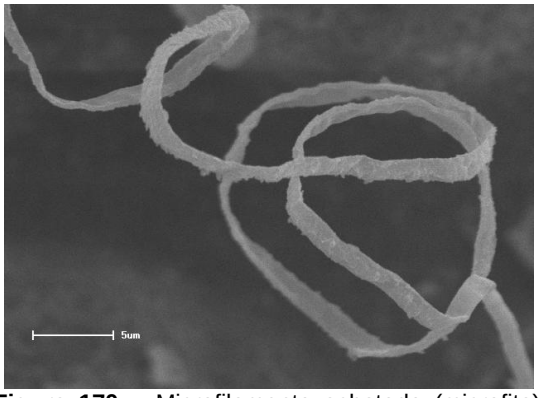


Figura 170 – Microfilamento achatado (microfita) de vidro, livre no espaço vazio entre matriz e componentes estruturais do tufo vitroclástico (estação de campo EA-610) corpo de prova em MEV. A linha branca tem 5 µm.

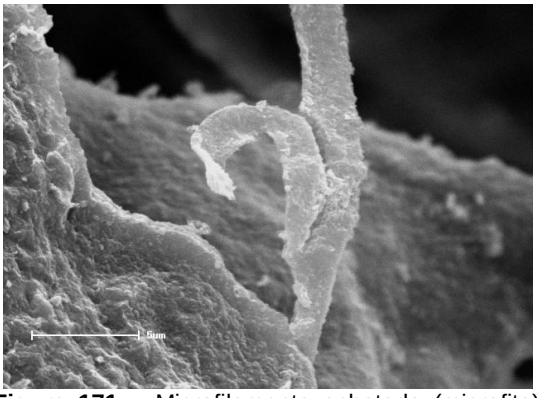


Figura 171 – Microfilamento achatado (microfita) de vidro, enraizado na matriz vítrea e com extremidade livre no espaço vazio entre matriz e componentes estruturais do tufo vitroclástico (estação de campo EA-610) corpo de prova em MEV. A linha branca tem 5 µm.

Para efeito de registro e visando estabelecer um padrão de comparação, foram obtidas duas imagens de MEV, uma com vesícula da matriz vítrea (Figura 172) e outra com um poro na resina de montagem de lâmina delgada (Figura 173).

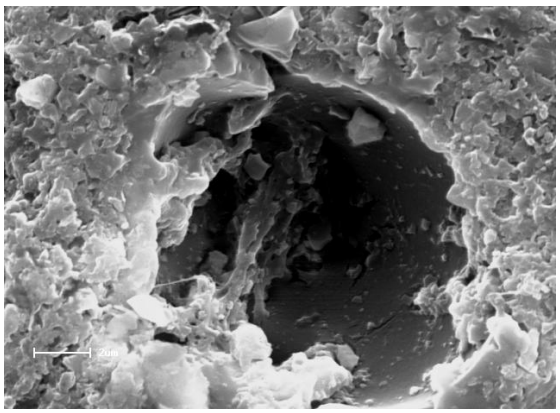


Figura 172 – Vesícula desenvolvida na matriz vítrea com microcristálitos.

Figura 173 – Poro com resíduos de polimento, desenvolvido na resina de montagem de lâmina delgada.

15.4. Composição química pontual (EDS–MEV)

As amostras foram examinadas com o microscópio eletrônico de varredura (MEV) equipado com Espectroscopia de Energia Dispersiva (EDS) do Departamento de Ciência de Materiais da Universidade Estadual de Ponta Grossa. Isso possibilitou a obtenção de análises químicas qualitativas pontuais dos componentes do tufo vitroclástico, que estão abaixo apresentados com a respectiva imagem de MEV.

O gráfico EDS de um cristaloclasto de quartzo mostra exclusivamente os picos de O e Si (Figuras 174 e 175).

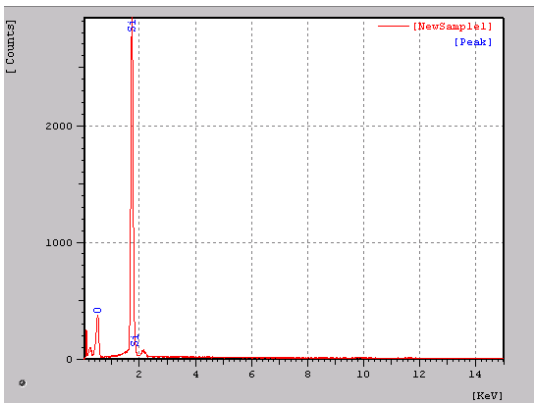


Figura 174 – Gráfico da análise qualitativa por EDS de um cristaloclasto de quartzo.

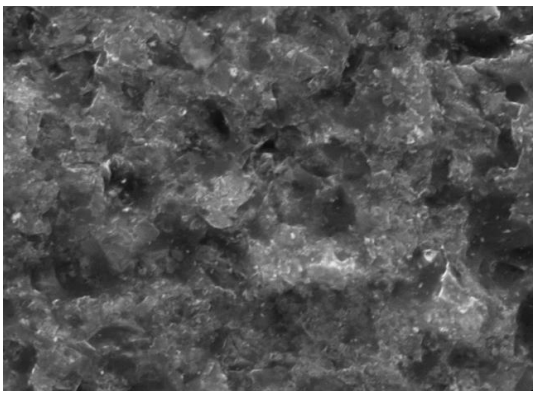


Figura 175 - Cristaloclasto de quartzo. Imagem MEV.

O gráfico EDS de um cristaloclasto de plagioclásio mostra diversos picos, indicando uma composição à base de O, Ca, Na, Al, Si, com quantidades subsidiárias de Fe e K (Figuras 176 e 177).

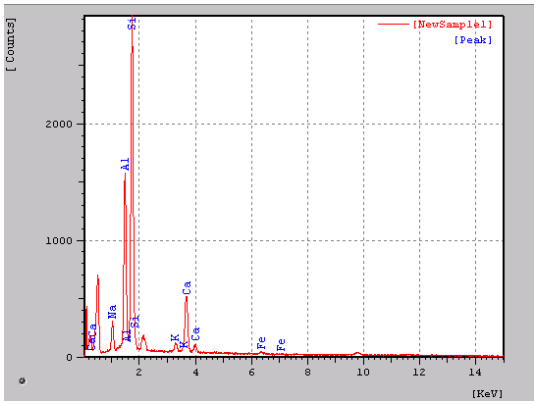


Figura 176 - Gráfico da análise qualitativa por EDS de um cristaloclasto de plagioclásio.

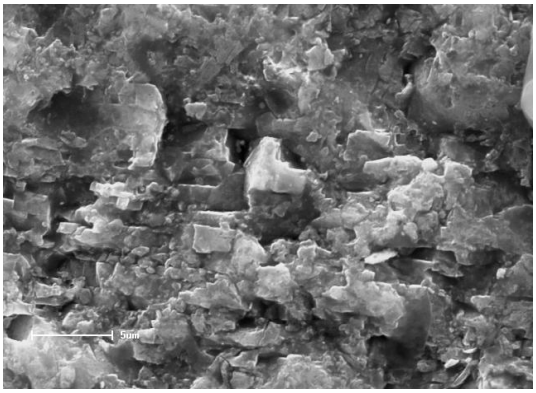


Figura 177 – Cristaloclasto de plagioclásio. Imagem MEV.

O gráfico EDS, mostra que a matriz vítrea tem composição à base de O, Ca, Na, Mg, Al, Si, com quantidades menores de K, Ti e Fe (Figuras 178 e 179).

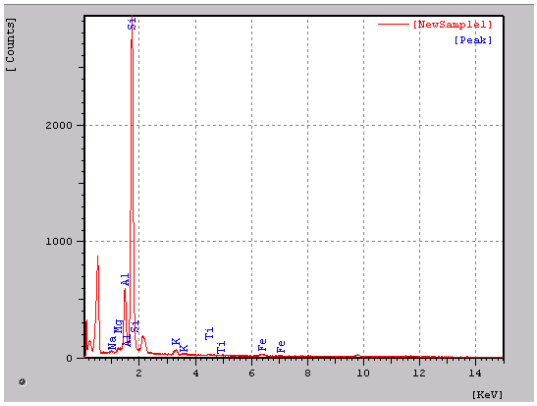


Figura 178 - Gráfico da análise qualitativa por EDS da matriz vítrea.

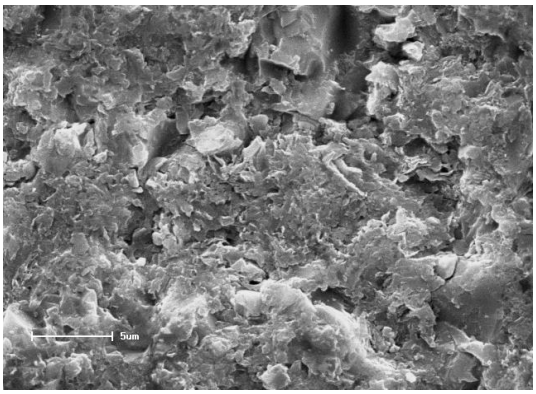


Figura 179 – Matriz vítrea. Imagem MEV.

O gráfico EDS de um vitroclasto, mostra que sua composição é à base de O, Ca, Na, Mg, Al, Si, com quantidades subsidiárias de K, Ti e Fe, praticamente idêntica à da matriz vítrea (Figuras 180 e 181).

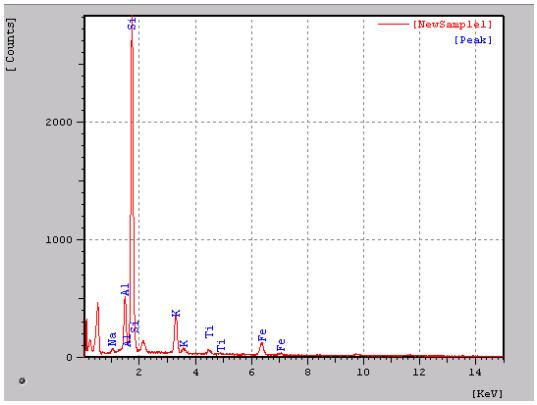


Figura 180 - Gráfico da análise qualitativa por EDS de um vitroclasto claro.

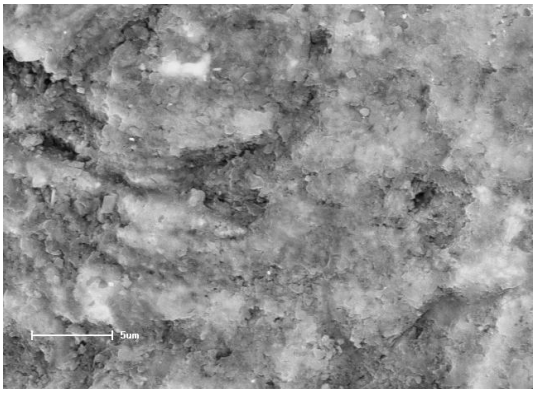


Figura 181 – Vitroclasto. Imagem MEV.

O gráfico EDS da resina utilizada para a montagem da lâmina delgada, mostra que ela é composta apenas por O e C, como esperado num composto orgânico. Já o pico de Si, é gerado pela lâmina de vidro usada como suporte para a lâmina petrográfica (Figuras 182 e 183).

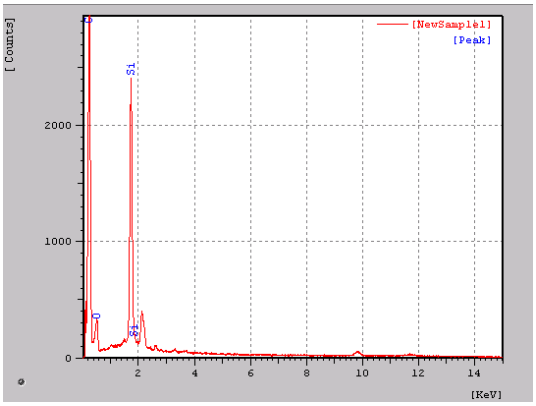


Figura 182 – Imagem EDS da resina usada na montagem da lâmina delgada.

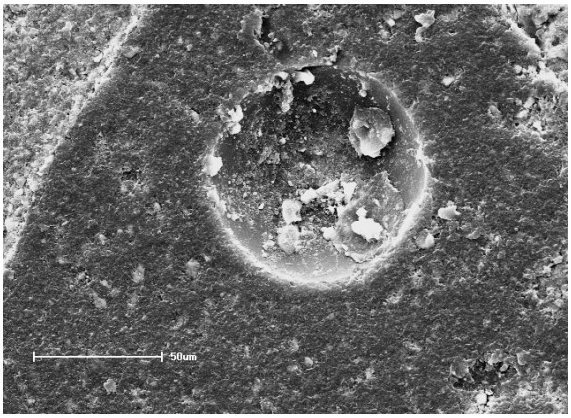


Figura 183 – Resina usada na montagem da lâmina delgada. Imagem MEV.

Assim, as análises EDS forneceram os resultados esperados e principalmente, mostram que os vitroclastos e a matriz de vidro têm a mesma origem.

16. O DEPÓSITO HIDROVULCÂNICO DE CASCAVEL

No trevo que conecta a BR-163 com a BR-277, aproximadamente 10 km a oeste de Cascavel, num corte de aproximadamente 60 metros de extensão (estação de campo OL-3073) (Anexo 2), está exposto um depósito hidrovulcânico (Figura 184).

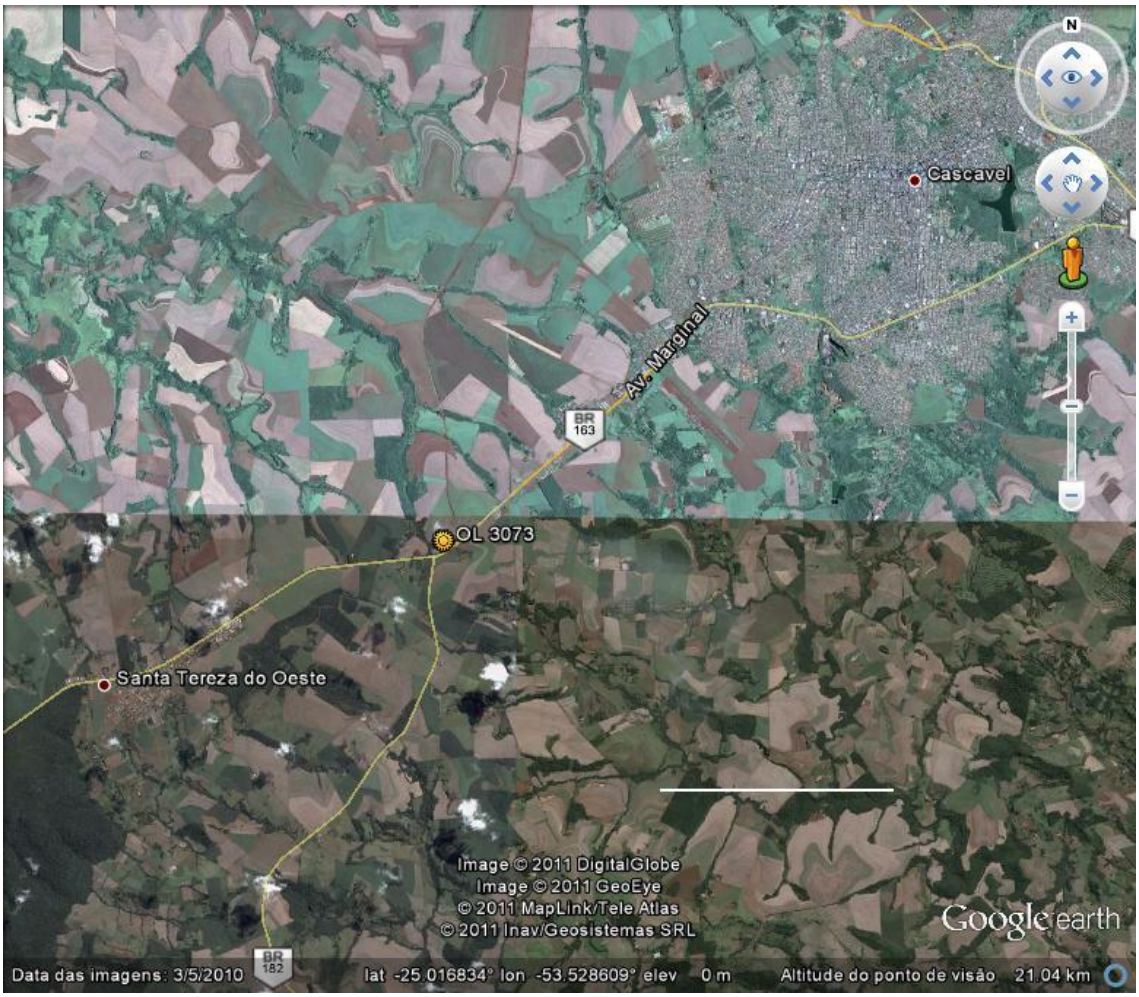


Figura 184 – Localização da estação de campo OL-3073 (a linha branca tem 5.000 m) (imagem do Google Earth).

16.1. Observação em escala de afloramento

O depósito tem espessura de 8 metros, é estruturado em camadas decimétricas a métricas, sub-horizontais (Figuras 185, 186, 187, 188 e 189) e está sintetizado na secção mostrada na Figura 191.

A base do depósito (1 na Figura 190) é constituída por uma camada de até 2 metros de espessura, de material argiloso, cinza claro a cinza lilás, localmente manchado de ocre, maciço sem estrutura aparente, mas com clivagem de aspecto conchoidal. O topo dessa camada é seccionado por uma superfície irregular, nitidamente erosiva (2 na Figura 190),

onde se inicia um depósito de aproximadamente 1,5 – 2 m de espessura, com abundantes estratificações cruzadas acanaladas (3 na Figura 190), que são evidenciadas pela deposição secundária de material ferruginoso.

Figura 185 - Vista da camada argilosa da base do depósito hidrovulcânico (acima). A posição está indicada pelo retângulo vermelho na vista panorâmica com 60 metros de extensão (abaixo). A escada que serve de escala tem 1,30 m de comprimento.

Figura 186 - Vista da camada lapilli acrecionário do depósito hidrovulcânico (acima). A posição está indicada pelo retângulo vermelho na vista panorâmica com 60 metros de extensão (abaixo). A escada que serve de escala tem 1,30 m de comprimento.

Nessa camada do depósito, existem feições milimétricas, arredondadas, que assemelham-se a lapilli acrecionário, faltando análises petrográficas e principalmente de microssonda eletrônica de varredura para confirmação.

Figura 187 – Detalhe do depósito hidrovulcânico. A camada argilosa maciça na base está recoberta por uma camada de lapilli acrecionário, que por sua vez está recoberto por brecha e esta por solo (a escada tem1,30 m).

Figura 188 – Detalhe do depósito hidrovulcânico. A camada argilosa maciça da base está separada da camada de lapilli acrecionário por uma superfície erosiva. A camada de lapilli acrecionário é composta por diversos conjuntos (*sets*) com estratificação cruzada acanalada.

Nessa camada há um nível de brecha (4 na Figura 190), mas em virtude do estado avançado de intemperismo, as relações de contato, características e composição são impossíveis de descrever. Esse horizonte está recortado por veios subverticais, centimétricos, preenchidos por óxidos de ferro (7 na Figura 190). Uma concentração intensa de níveis de óxidos de ferro e sílica (5 na Figura 190) separa o topo desse depósito do latossolo (6 na Figura 190) com cerca de 80 cm de espessura.

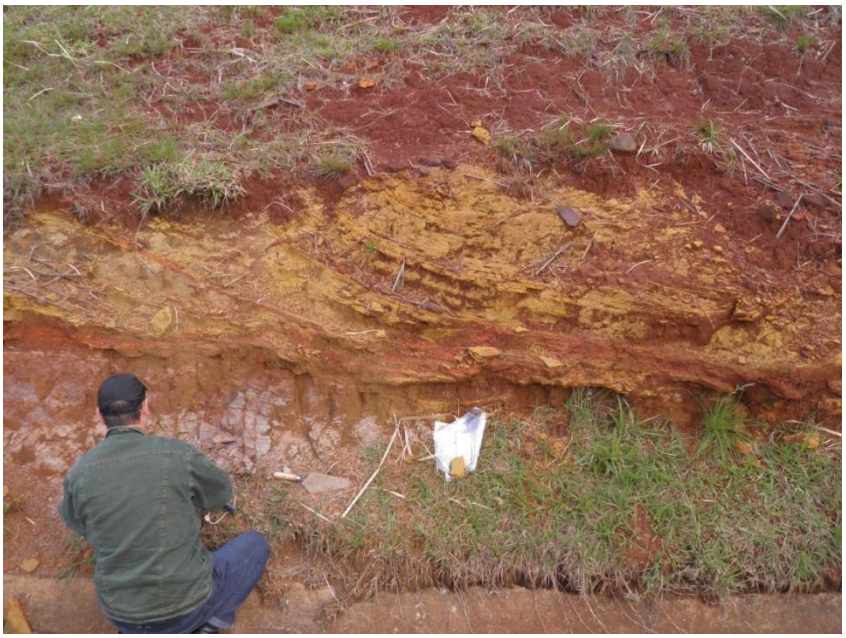


Figura 188 - Uma superfície erosiva separa o depósito argiloso maciço da base, do depósito de lapilli acrecionário. O pacote de lapilli acrecionário é composto por diversos conjuntos (*sets*) com estratificação cruzada acanalada.

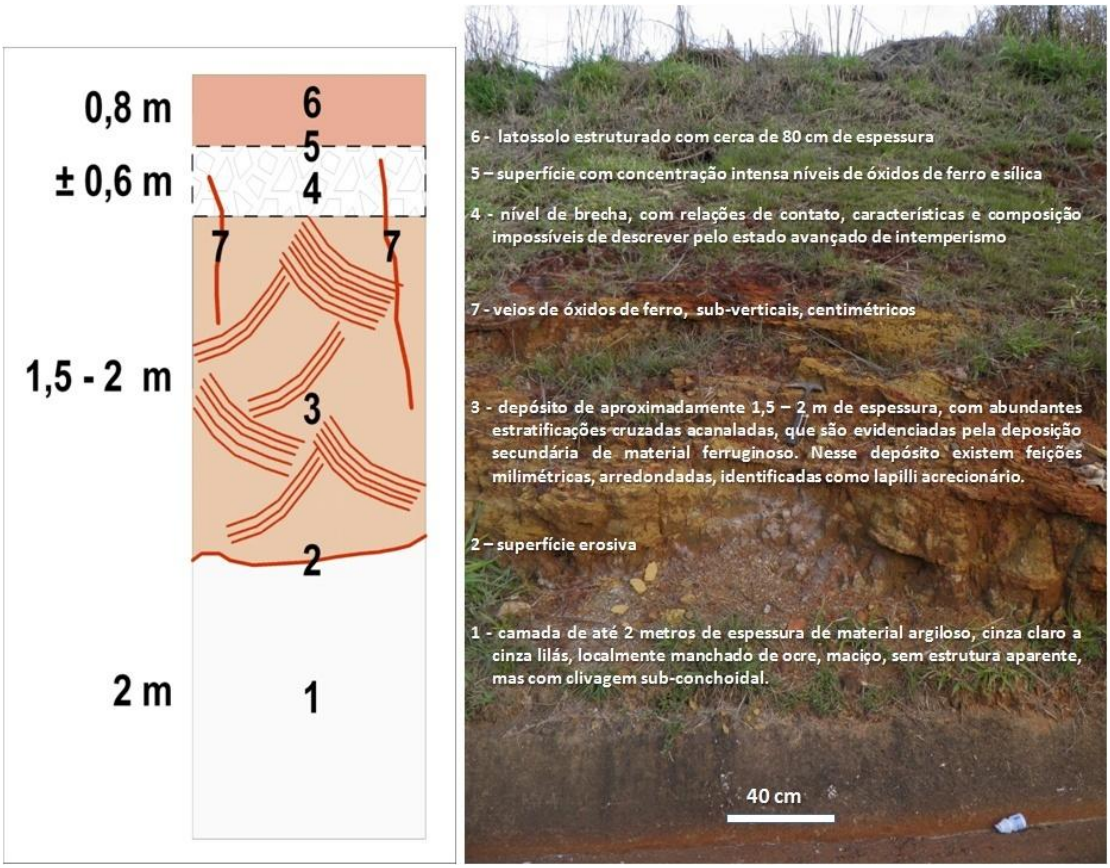


Figura 189- A secção esquemática do depósito hidrovulcânico de Cascavel (à esquerda), com a correspondência na fotografia e descrição (à direita).

Todo o conjunto, especialmente a camada com estratificações cruzadas é recortada por veios de até 7 cm de espessura, subverticais, constituídos por material ferruginoso maciço (6 na Figura 190).

A secção do depósito (Figura 190) mostra uma configuração semelhante à da secção ideal de um depósito hidrovulcânico apresentada por Wohletz e Heiken (1992) (Figura 191).

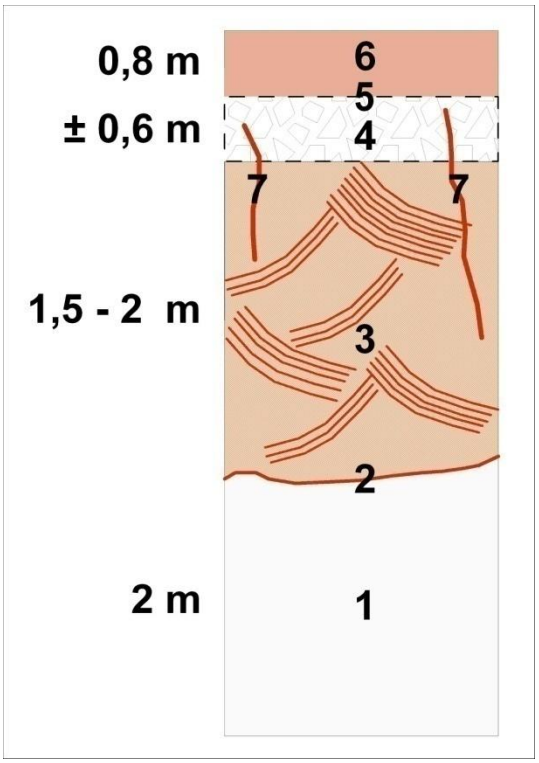


Figura 190 – Secção do depósito hidrovulcânico de Cascavel (estação de campo OL-3073).

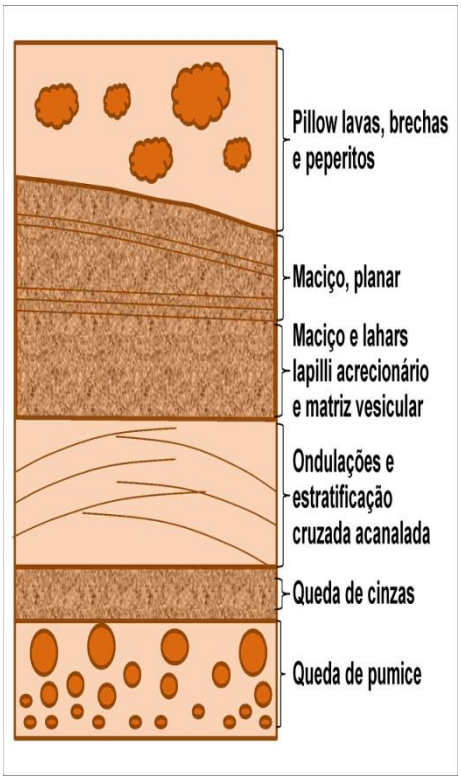


Figura 191 – Secção ideal de um depósito hidrovulcânico (Wohletz e Heiken, 1992).

16.2. Observação com lupa digital

Apesar do intenso grau de intemperização, observa-se que o material é constituído por esferoides que variam entre 1 e 3 mm segundo o eixo maior (Figuras 192 e 193), tem uma estrutura geral frouxa, o que significa que há contato entre os esferoides. No entanto, observa-se que há preenchimento de interstícios e vazios deixados pelo contato entre os esferoides por uma matriz muito fina, argilosa e ferruginosa.

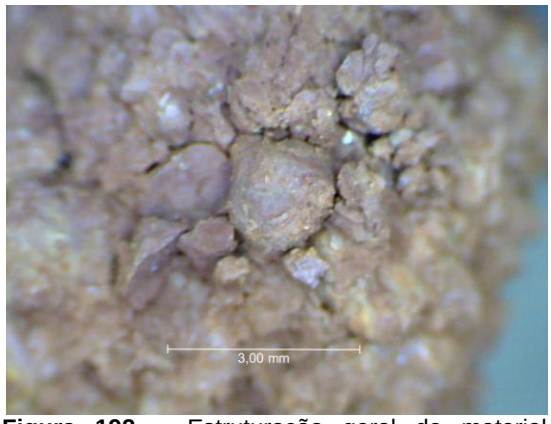


Figura 192 – Estruturação geral do material da camada 3 da Figura 190. imagem obtida em lupa digital (estação de campo OL-3073).

Figura 193 – Detalhe da Figura xxx mostrando os esferóides e os interstícios vazios e preenchidos com material argilos e ferruginoso., imagem obtida em lupa digital (estação de campo OL-3073).

16.3. Microscopia eletrônica de varredura (MEV)

A observação do material em microscópio eletrônico de varredura, confirma a estrutura geral anteriormente descrita, e que é composta por esferóides. No entanto, com a escala de observação e o detalhe permitidos pelo MEV, os esferóides apresentam uma estrutura interna radiada composta por placas divergentes, mas não paralelas, a partir de um núcleo (Figuras 194, 195 e 196) .

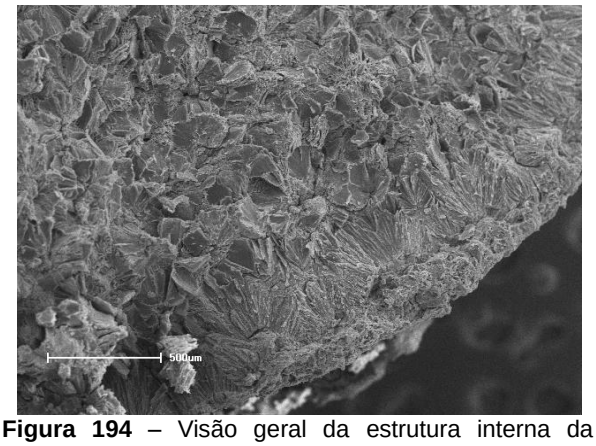


Figura 194 – Visão geral da estrutura interna da camada 3 do depósito hidrovulcânico com esferóides com estrutura interna radiada. Imagem MEV (estação de campo OL-3073).

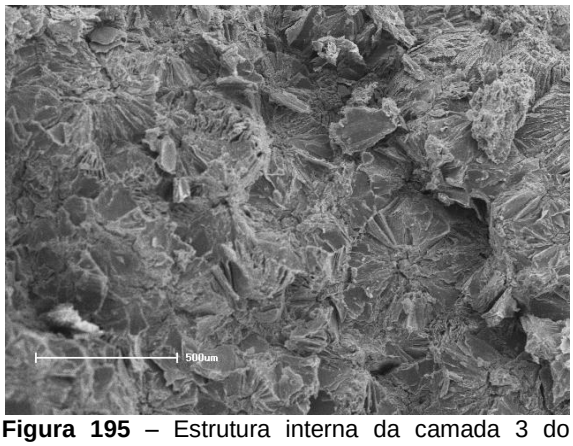


Figura 195 – Estrutura interna da camada 3 do depósito hidrovulcânico mostrando os esferóides com estrutura interna radiada. Imagem MEV (estação de campo OL-3073).

O núcleo dos esferóides é composto por pelo menos dois materiais cristalinos. Um mais claro e com cristais menos desenvolvidos e o outro mais escuro com cristais maiores.

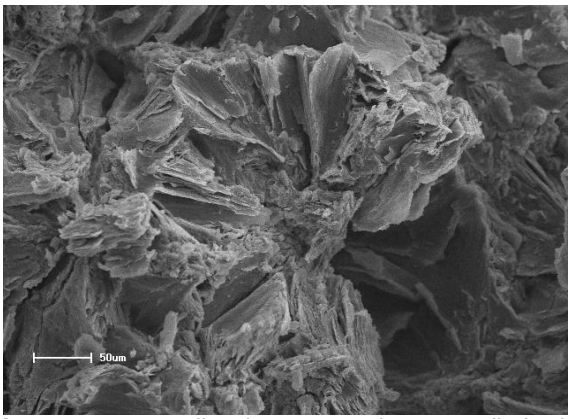


Figura 196 – Detalhe da estrutura interna radiada de um esferóide e o seu núcleo. Imagem MEV (estação de campo OL-3073).

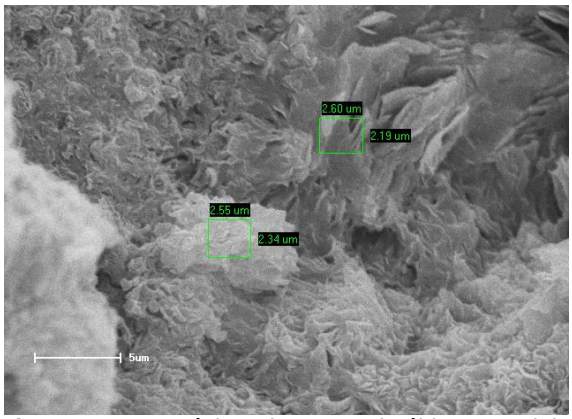


Figura 197 – Núcleo de um esferóide com dois materiais com diferentes estruturas e colorações. Os dois retângulos indicam a área onde foram realizadas as análise por EDS. Imagem MEV (estação de campo OL-3073).

16.4. Composição química pontual (EDS–MEV)

Foi realizada análise química qualitativa e quantitativa em duas áreas selecionadas no núcleo de um esferóide (Figura 197).

Ambos os materiais têm uma composição quimica baseada em Fe, Al, Si, Ca e Mg. No entanto, devido ao grau de intemperização, é de supor que as proporções e abundâncias dos elementos não sejam as mesmas que a do material original. Os picos de Au presentes nos dois gráficos (Figuras 198 e 199), são reais mas não significativos, pois resultam da metalização com ouro exigida para a realização do imageamento MEV.

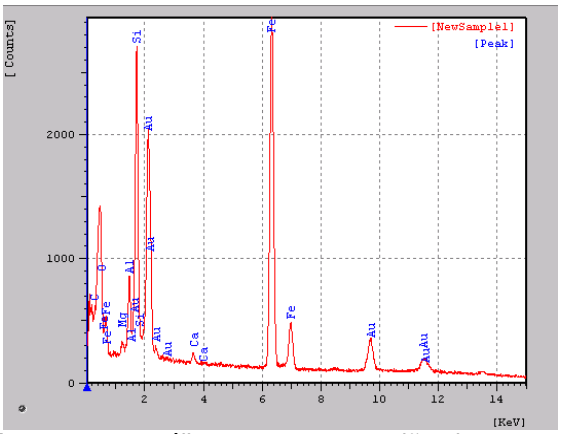


Figura 198 – Análise por EDS na região clara e com cristais menores do núcleo de um esferóide. Os picos de Au resultam da metalização da amostra para o imageamento MEV (estação de campo OL-3073).

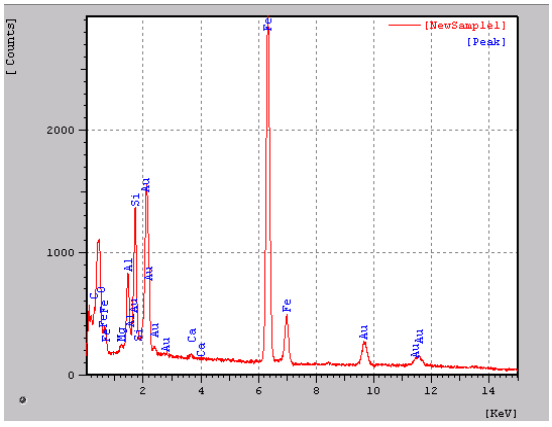


Figura 199 – Análise por EDS na região escura e com cristais maiores do núcleo de um esferóide. Os picos de Au resultam da metalização da amostra para o imageamento MEV (estação de campo OL-3073).

O material mais claro e com cristais menos desenvolvidos (Figura 197), mostra uma composição com as seguintes proporções em peso: 0,575% Ca, 0,602% Mg, 3,507% Al, 12,895% Si e 82,421% Fe.

Já a porção mais escura e com cristais mais bem desenvolvidos (Figura 197), apresenta a seguinte composição: 0,338% Ca, 0,406& Mg, 4,104% Al, 6,615% Si e 88,537% Fe.

16.5. Testes de queima de material cerâmico

Duas amostras coletadas no depósito argiloso da base do perfil foram ensaiadas no laboratório da Mineropar e os resultados estão sintetizados na Tabela 7.

Ambas as amostras estão espaçadas de aproximadamente 600 m no sentido EW, e fazem parte do mesmo depósito que deve se estender também para sul. Como é um depósito sub-horizontal e a topografia tem um forte aclive para sul, não existe outra exposição passível de exame. Por esse motivo, em caso de detalhamento desse depósito, será necessário realizar escavações para confirmação das dimensões e das características do material não exposto ao intemperismo.

Tabela 7 - Síntese dos resultados de caracterização tecnológica das duas amostras do depósito de *ashfallout* após a queima. Laboratório da MINEROPAR, 2011.

Nº campo	OL 3073-1			OL 3088		
Nº laboratório	ZAE 159			ZAE 160		
Temperatura	850ºC	950 ºC	1050 ºC	850 ºC	950 ºC	1050 ºC
Perda ao fogo %	12,62	13,09	13,37	14,64	15,45	15,91
Retração linear %	4,01	7,01	7,51	4,71	7,41	9,09
Módulo R. Flexão (Kgf/cm²)	15,03	22,8	25,05	22,30	34,57	59,38
Absorção água (%)	41,22	35,36	33,98	36,59	35,63	31,04
Porosidade aparente (%)	73,49	62,46	60,04	62,86	58,13	51,19
Densidade aparente (g/cm³)	1,17	1,27	1,29	1,28	1,35	1,42
Cor	2,5YR 5/8	5YR 5/8	5YR 6/8	5YR 8/3	5YR 8/3	5YR 8/3

Os resultados indicam a presença de um material caulinítico, e apesar da queima dos corpos de prova não ter produzido a cor branca nas temperaturas testadas, o geólogo Luciano Cordeiro de Loyola (MINEROPAR) sugere o aprofundamento das investigações para sua caracterização como matéria-prima da indústria cerâmica, com a realização de testes de queima a temperaturas mais elevadas que 1050°C, executados no laboratório da Mineropar.

As conclusões que os exames realizados até o momento permitem, é que o depósito está submetido a um intenso processo de intemperização. O material da camada 3 é composto

por esferóides com estrutura interna placoide e radiada. Há semelhanças entre esse material fortemenmte intemperizado e o material coletado em Coronel Vivida (item 15) e examinado com técnicas semelhantes. É viável supor que a composição dos esferóides em ambos locais tenha sido semelhante. Esses esferóides frequentemente se tocam e os intersticios são preenchidos por matriz argilosa e ferruginosa - esta, provavelmente decorrente dos processos de laterização sobre uma matriz vítrea original. Assim, o contexto geológico, a estruturação geral do depósito e a estrutura interna do material, leva-nos a supor que originalmente fosse um depósito de glóbulos de vidro depositados por um fluxo ou queda de cinzas, a partir de uma erupção vulcânica básica com forte participação de fluidos.

A camada 1 desse depósito, que atualmente é constituído por caulinita, deve representar um depósito de queda de cinza, gerado por episódio eruptivo com características semelhantes mas pouco mais antigo, já que está separado da camada 3 por uma superfície nitidamente erosiva.

Pelo estado avançado de intemperização do material, não foi possível confeccionar lâminas delgadas.

Em 2013 deve ser realizado estudo mais aprofundado com MEV e difração de raios X para definição da mineralogia e estrutura dos materiais das diversas camadas desse depósito.

17. OS VEIOS DE HIDROTUFO INJETADOS NOS DERRAMES

Venulações e veios são frequentemente encontrados nos derrames de basalto e basalto andesítico que recobrem os depósitos hidrovulcanoclásticos, especialmente quando estão em contato com os depósitos de hidrotufo. Esses veios têm as mais diversas posições espaciais e atitudes, mas normalmente são subverticais e com uma espessura que pode variar entre poucos milímetros até vários decímetros. Podem ocorrer também na forma de um sistema complexo de veios (*stockwork*) que envolve ou circunda fragmentos angulosos do basalto ou basalto-andesítico (Figuras 200 e 201). Esses veios são geralmente preenchidos por material areno-síltico-argiloso quartzo-feldspático-micáceo, muito semelhante à matriz dos depósitos hidrovulcanoclásticos, especialmente as camadas de hidrotufos. Ocasionalmente, envolvidos pelo material areno-síltico-argiloso quartzo-feldspático-micáceo, são encontrados fragmentos angulosos da rocha encaixante, compondo o material brechoide de preenchimento do veio (Figura 204).

Figura 200 – Fraturas preenchidas por hidrotufo no derrame de basalto vesicular fraturado.

Figura 201 – Basalto vesicular autobrechado sobreposto a um depósito hidrovulcanoclástico, mostrando a rede de fraturas preenchidas por veios de injeção de hidrotufo.

Os veios preenchem fraturas abertas pelo resfriamento do basalto ou basalto-andesítico encaixante e, independentemente de sua atitude ou posição espacial, estão conectados com a camada de hidrotufo subjacente. Essa conexão acontece de três maneiras: (a) veios isolados mas conectados com a camada de hidrotufo; (b) um sistema de veios interconectados e sem direção preferencial, preenchendo as fraturas de um basalto fraturado e conectados à camada de hidrotufo subjacente (Figuras 200 e 201); (c) um

sistema composto por um feixe de veios subparalelos e sub-horizontais, conectados por um canal de alimentação subvertical que tem origem na camada de hidrotufo (Figuras 202 e 203).

Figura 202 – Basalto vesicular fraturado, sobreposto a um depósito hidrovulcanoclástico, mostrando a rede de fraturas sub-horizontais preenchidas por veios de injeção de hidrotufo, interligadas a um conduto de alimentação sub-vertical (estação de campo OL-3069).

Figura 203 – Fraturas paralelas (disjunção horizontal) preenchidas por hidrotufo no derrame de basalto vesicular, o conduto de alimentação sub-vertical não está presente no afloramento (estação de campo OL- 3089).

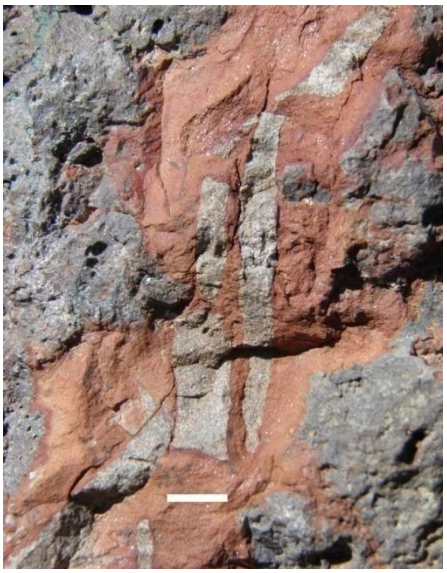


Figura 204 – Fratura preenchida por material brechoide composto por clastos angulosos da rocha encaixante envolvidos pela matriz do hidrotufo subjacente (a linha branca tem 0,5 cm) (estação de campo OL 3000).

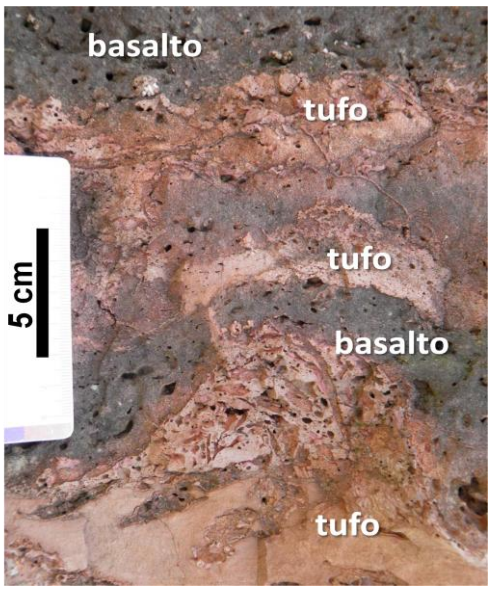


Figura 205 – Veio de injeção de hidrotufo com forte proporção de vesículas ameboides, englobando fragmentos angulosos do basalto vesicular encaixante (estação de campo OL 3089).

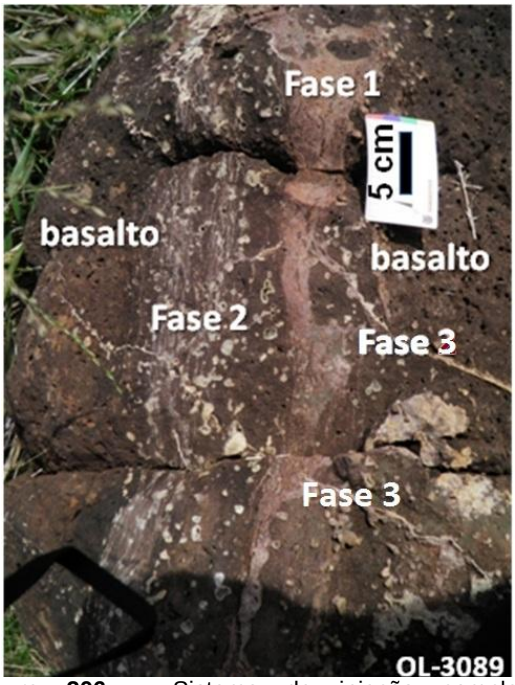


Figura 206 – Sistema de injeção complexo compreendendo: (Fase 1) hidrotufo areno-síltico-argiloso quartzo-feldspático-micáceo, (Fase 2) feixe de veios paralelos e subverticais preenchidos por sílica e (Fase 3) fluidos tardios à base de sílica, preenchendo fraturas oblíquas que interceptam os veios das fases 1 e 2 (estação de campo OL 3089).

Figura 207 – Sistema de injeção complexo composto por um *stockwork* de fraturas preenchidas por hidrotufo areno-síltico-argiloso quartzo-feldspático-micáceo e fluidos tardios encaixados em basalto vesicular (estação de campo OL 3089).

Figura 208 – Veio preenchido com material areno-síltico-argiloso quartzo-feldspático-micáceo, com estrutura maciça. Há borda de reação ou de resfriamento, expressa por diferença de coloração.

Figura 209 – Veio preenchido com material areno-síltico-argiloso quartzo-feldspático-micáceo, com laminação plano paralela e algumas perturbações devidas aos pulsos de injeção Há borda de reação ou de resfriamento, expressa por diferença de coloração.

O material areno-síltico-argiloso quartzo-feldspático-micáceo de coloração avermelhada que preenche os veios é geralmente maciço e sem estrutura (Figura 207), mas frequentemente apresenta uma fina laminação plano-paralela horizontal ou sub-horizontal, independentemente da atitude dos contatos com a rocha encaixante (Figura 209). A estrutura maciça deve ter sido produzida pela consolidação sob pressão, do material areno-síltico-argiloso quartzo-feldspático-micáceo na fratura do basalto vesicular. Já a laminação interna pode ser devida à interrupção da pressão responsável pela injeção, produzindo condições para a sedimentação e laminação do material em suspensão no fluido injetado. O contato entre os veios e a rocha encaixante nas Figuras 208 e 209, mostra uma diferença de coloração, o que sugere diferenças composicionais ou nas condições de contato e de resfriamento.

Os veios podem mostrar dois tipos de zonalidade:

- transversal com um núcleo de material areno-síltico-argiloso quartzo-feldspático-micáceo, seguido por uma borda de reação produzida pela reação do fluido com o basalto ou basalto-andesítico encaixante (Figuras 210 e 211);

Figura 210 – Zonalidade transversal de um veio de injeção, com um núcleo de sílica (branco) e uma borda de reação resistente (marrom avermelhado) (estação de campo OL 3018).

Figura 211 – Zonalidade transversal de um feixe de veios milimétricos de material areno-síltico-argiloso quartzo-feldspático-micáceo com borda de reação descolorida (estação de campo OL 3000).

- longitudinal com um núcleo sólido do material areno-síltico-argiloso quartzo-feldspático-micáceo na base que grada para sílica maciça no topo, indicando a deposição de material sólido e particulado na base e a cristalização dos fluidos residuais no topo (Figura 212).

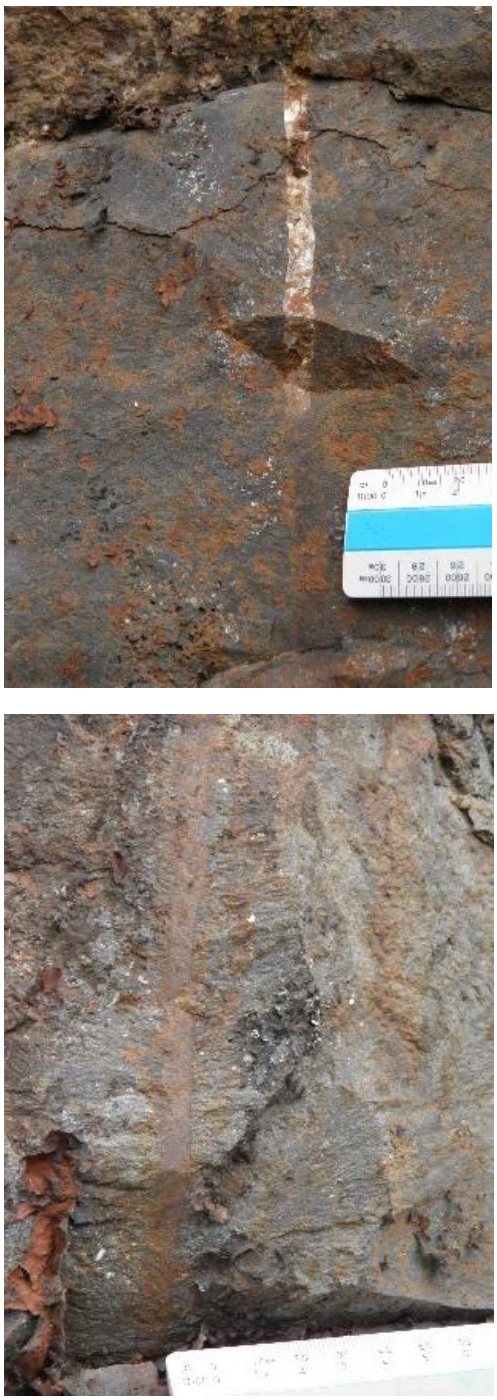


Figura 212 - Zonalidade composicional longitudinal de um veio de injeção em basalto (em cima) núcleo de sílica branca no topo e (em baixo) núcleo de material areno-síltico-argiloso-micáceo na base (estação de campo EA-1435).

Comentários do revisor Gilson B. Guimarães:

1. Não sei dizer o quanto este mecanismo é viável fisicamente (a hipótese apresentada parece razoável). É uma particularidade interessantíssima e que mereceria uma investigação detalhada (busca por referências equivalentes em contextos similares; análise de condicionantes reológicos; papel dos vetores cinemáticos [ascensão X decantação] em ambiente confinante submetido a desequilíbrio térmico [chilled-margin]).

2. É possível invocar algum mecanismo de formação de estilo similar ao de pegmatitos ?

18. A ESTRUTURA DOS DEPÓSITOS HIDROVULCANOCLÁSTICOS

A secção completa dos depósitos hidrovulcanoclásticos pode ser observada em poucos locais, pois na maioria dos casos, as exposições são parciais ou incompletas. A secção completa ideal do depósito é mostrada na Figura 213 e está descrita a seguir da base ao topo; foi composta pelas relações de contato e pela persistência das feições observadas em cerca de 400 afloramentos distribuídos por toda a área mapeada que cobre cerca de 60.000 km².

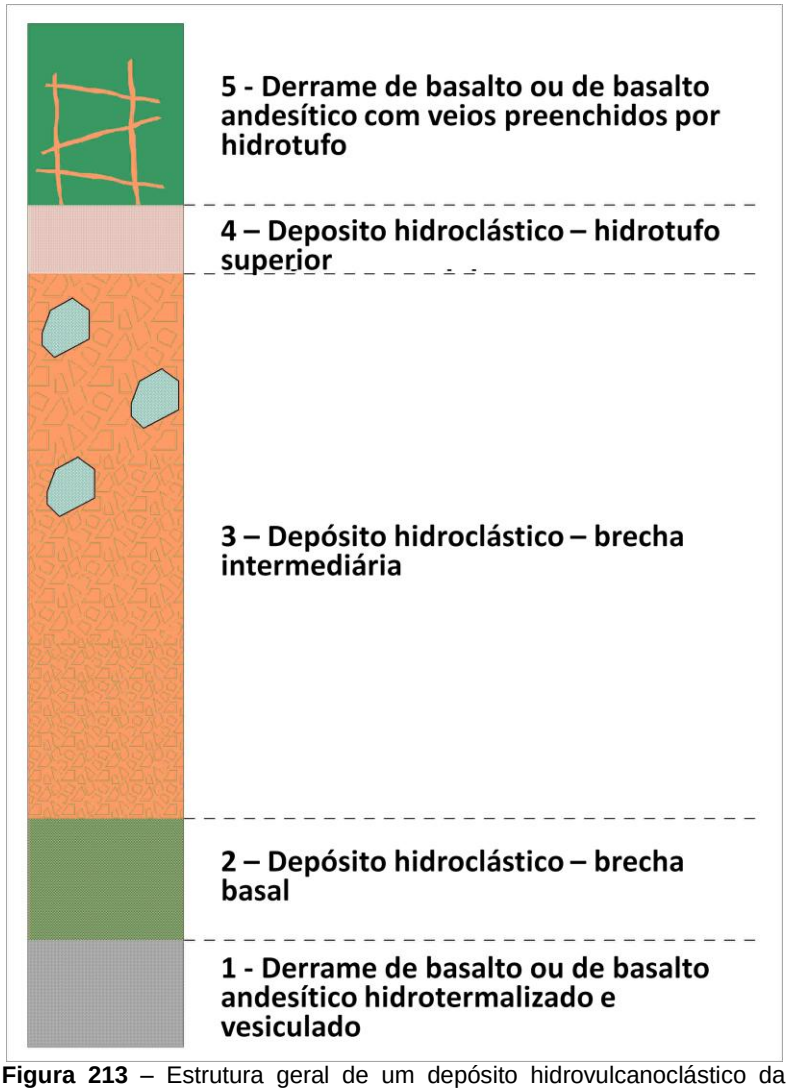


Figura 213 – Estrutura geral de um depósito hidrovulcanoclástico da Formação Serra Geral.

Os depósitos hidrovulcanoclásticos são sobrepostos a um basalto ou basalto-andesítico hidrotermalmente alterado, com vesículas frequentes (5-10%) atapetadas por sílica microcristalina ou preenchidas por sílica branca e/ou carbonatos hialinos maciços. As vesículas são arredondadas (oblatas) com 0,5 a 1 cm diâmetro e mostram uma distribuição caótica. Os derrames basálticos ou de basalto-andesítico são muito fraturados sem atitude

preferencial, mas mostrando planos horizontais devidos ao fluxo (camada 1 na Figura 213 e Figura 214). O contato com a brecha hidrovulcânica sobreposta é irregular. As relações de campo nos levam a considerar que esse derrame hidrotermalizado seja a fase inicial do processo que produziu o depósito.

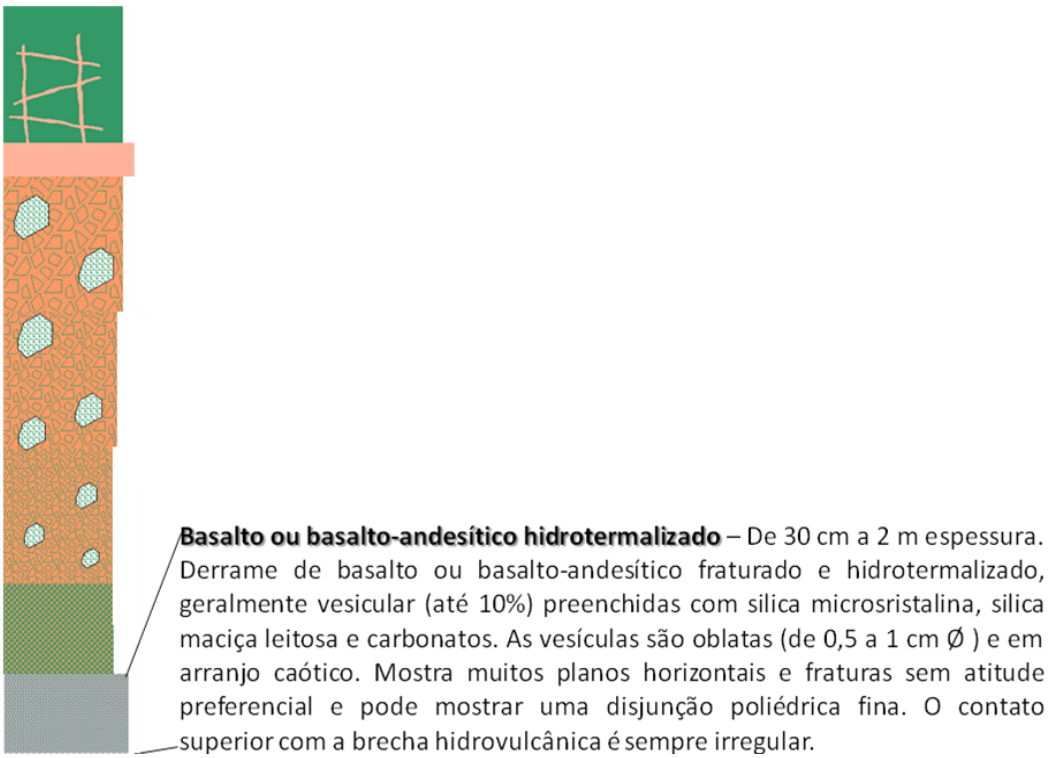


Figura 214 - Derrame de basalto ou basalto-andesítico hidrotermalizado na porção basal do depósito hidrovulcanoclástico.

A camada basal do depósito hidrovulcanoclástico (camada 2 na Figura 213 e Figura 215) tem dezenas de centímetros a alguns metros de espessura. É uma brecha caótica, pobremente classificada, hidrotermalizada, com contatos difusos entre clastos e matriz, o que dificulta a caracterização de ser clasto ou matriz suportada. Os clastos são constituídos de basalto vesicular e de fragmentos de brecha avermelhada e vesicular. São comuns as massas e venulações de sílica mamelonar ou amorfa, assim como de calcita hialina.

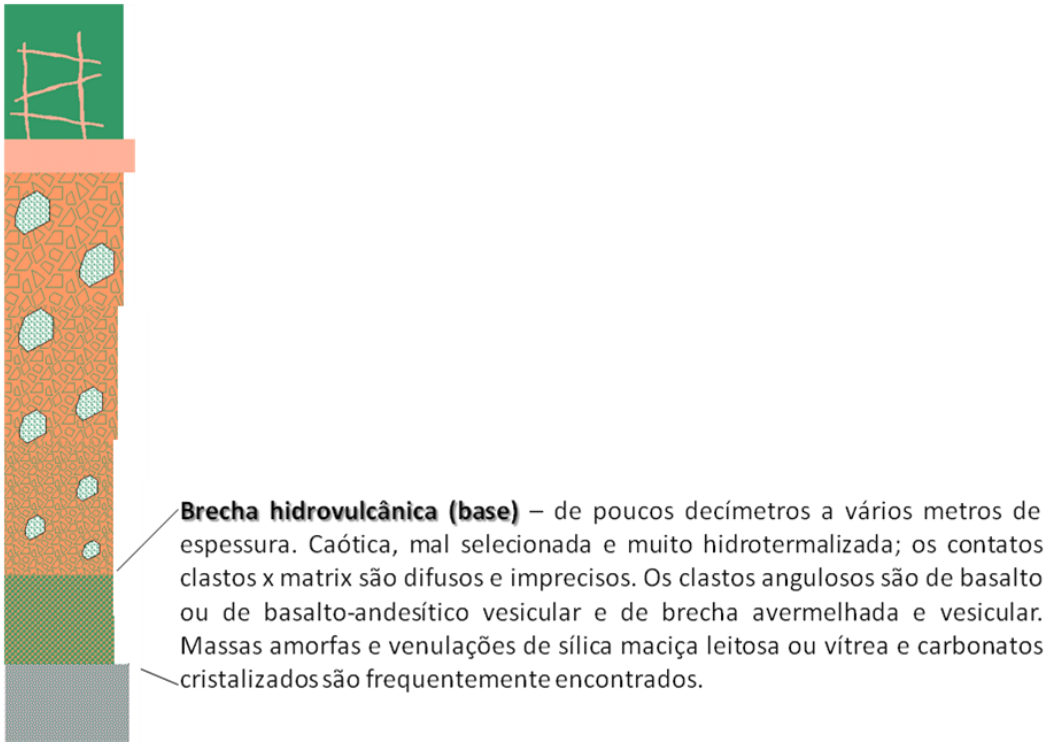


Figura 215 - Brecha hidrovulcânica da base do depósito hidrovulcanoclástico.

A porção intermediária do depósito hidrovulcanoclástico (camada 3 na Figura 213 e Figura 216) tem espessura que varia entre 50-70 cm até 3-4 metros. É uma brecha caótica, matriz suportada com má classificação. Os clastos juvenis de basalto ou basalto-andesítico são fortemente vesiculares (30-40%), com vesículas arredondadas, oblatas ou prolatas especialmente as que se alinham segundo a borda do clasto. Os clastos variam desde alguns centímetros até 80-90 cm de diâmetro ou ao longo de seu eixo maior. A despeito de sua estrutura caótica e má classificação, é notável uma concentração dos clastos maiores na metade superior da camada intermediária do depósito hidrovulcanoclástico.

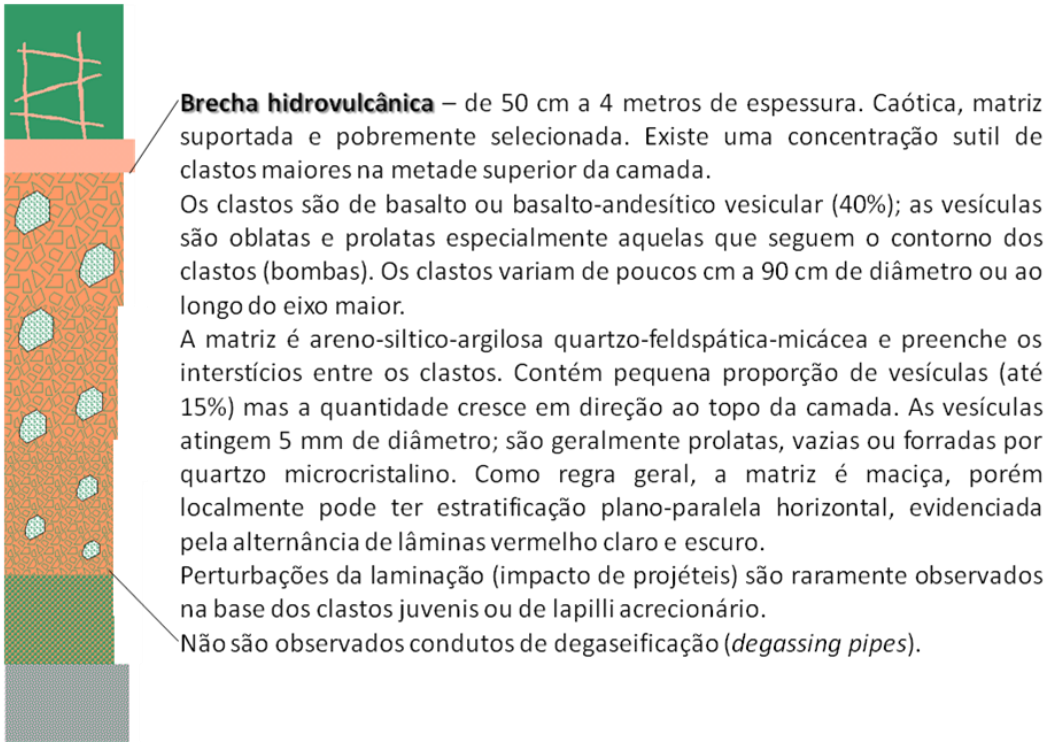


Figura 216 - Brecha hidrovulcânica - porção intermediária do depósito hidrovulcanoclástico.

A matriz é areno-síltico-argiloso quartzo-feldspática-micácea e preenche os interstícios entre os clastos. A matriz contém pequena quantidade de vesículas (10-15%), mas a proporção cresce para o topo. As vesículas têm 1-5 mm de diâmetro ao longo do eixo maior no caso das prolatas, e são geralmente alongadas ou achatadas, vazias ou forradas por quartzo microcristalino. Como regra geral, a matriz não mostra estratificação, mas localmente pode ocorrer uma laminação plano-paralela horizontal com alternância de lâminas vermelhas e bordô. São observadas as perturbações da laminação da matriz no contato com clastos juvenis, o que poderia caracterizar o impacto e a direção de projéteis balísticos, ou devidos à compressão e compactação e degaseificação, ou então ao deslocamento do depósito ainda em estado plástico por influência do derrame de basalto sobreposto. Não são observados lapilli acrecionários.

Este conjunto de características nos levaram a considerar as porções basal e intermediária do depósito como fluxos (*surges*), mesmo que não tenham estratificação clara. A porção basal mostra uma forte influência de fluidos, o que é típico nesse tipo de depósito e por esse motivo está invariavelmente hidrotermalizada. Em alguns locais, as feições encontradas no topo da porção intermediária do depósito hidrovulcanoclástico sugerem que sejam do tipo de queda de cinza e blocos (*block-and-ash fall deposits*).

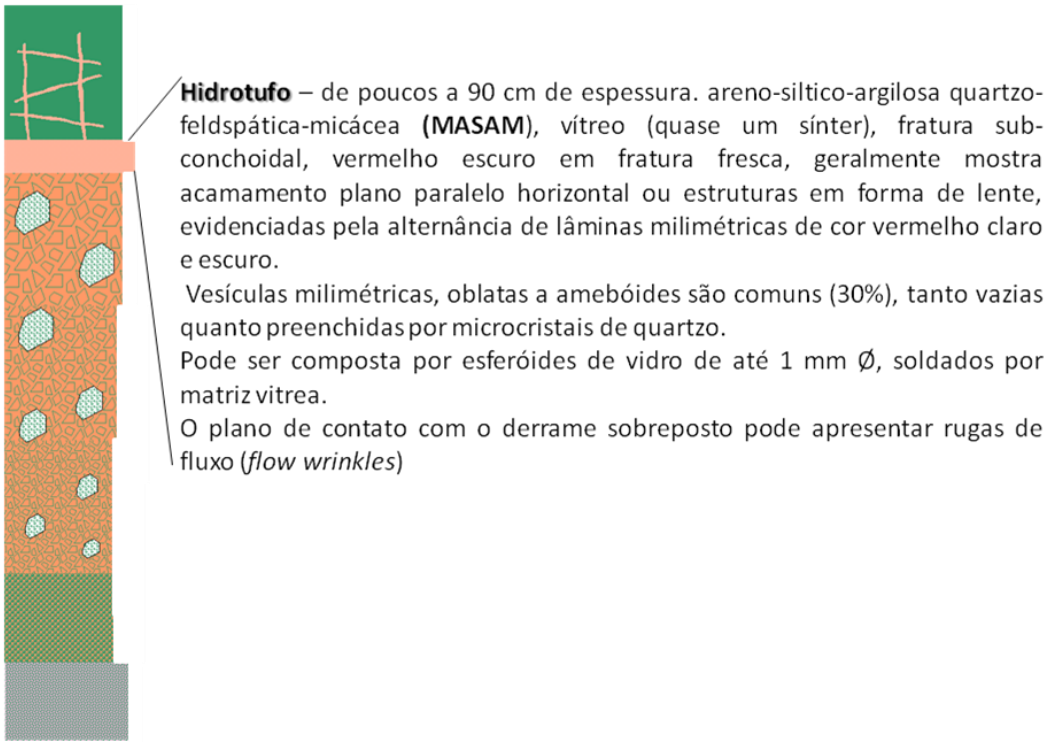


Figura 217 - Depósito de hidrotufo, que capeia o depósito de brecha hidrovulcânica.

A porção superior do depósito hidrovulcanoclástico (camada 4 na Figura 213 e Figura 217) foi classificada como hidrotufo, cuja espessura pode variar entre poucos cm até quase 1 m. É um material areno-síltico-argiloso quartzo-feldspático-micáceo extremamente endurecido, que mostra fraturamento subconchoidal. Geralmente é vermelho escuro, mostrando finas estruturas plano-paralelas horizontais com alternância de lâminas vermelhas e bordô, que são frequentemente lenticulares. As vesículas milimétricas são vazias ou preenchidas com microcristais de quartzo hialino; a proporção de vesículas pode atingir até 30%. O contato com o derrame basáltico sobreposto é feito por um nítido plano sub-horizontal. É nessa camada que são encontrados os lapilli acrecionários.

Consideramos importante adotar o termo ***hidrotufo*** para que fique bem marcada a diferença que, no nosso entendimento existe entre esses materiais e as recorrências da Formação Botucatu, nas camadas de ***arenitos inter-trapp*** intercaladas nos derrames da base da Formação Serra Geral. Mesmo que os hidrotufos tenham a granulometria areno-siltico-argilosa e a sua mineralogia seja principalmente quartzo e plagioclásio, vimos ao longo do texto precedente que há diferenças fundamentais entre ambos. Além disso, consideramos importante adotar o termo hidrotufo para apontar o processo de formação relacionado com erupções hidrovulcânicas, totalmente diverso do processo de transporte eólico e deposição em campos de dunas para os arenitos da Formação Botucatu.

O depósito hidrovulcanoclástico é coberto por um derrame de basalto ou basalto-andesítico, cuja espessura pode variar de dezenas de centímetros a alguns metros de espessura (camada 5 na Figura 213 e Figura 218). É uma rocha maciça, fanerítica fina a média, as vesículas (até 5%) são globulares com 3 a 5 cm de diâmetro, preenchidas com sílica maciça branca leitosa. Próximo da base observa-se uma laminação sutil que sugere movimento de fluxo. Pela existência de um contato nítido, esse derrame não faz parte do depósito hidrovulcanoclástico.

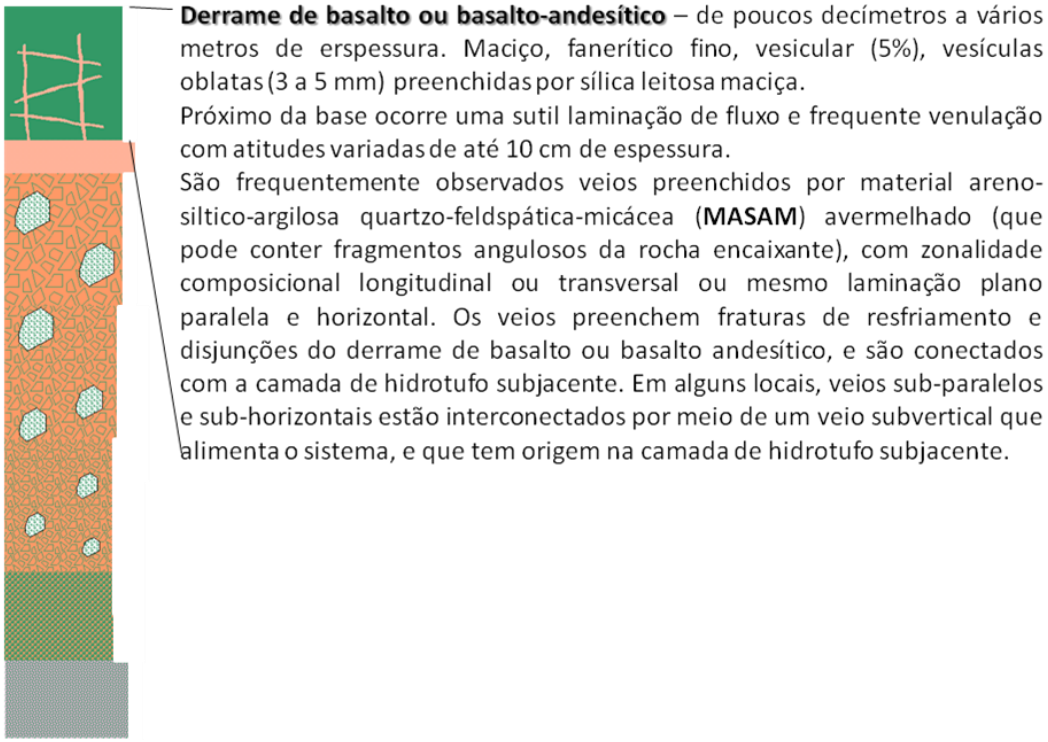


Figura 218 - Derrame de basalto ou de basalto-andesítico sobreposto ao depósito hidrovulcanoclástico.

Comentários do revisor Carlos Sommer: modelos do tipo surge, ou mesmo queda deveriam ser assumidos com muita cautela. Os dados apresentados são frágeis e, conforme descrito no relatório, há pouca estruturação nos depósitos, indicativas de mecanismos de transporte trativos, marca registrada nos depósitos surges. Além das estratificações cruzadas e imbricação dos clastos pela sua trajetória balística, seria importante identificar a geometria das camadas que veriam apresentar mergulhos mais acentuados. Outro dado que sempre me chama a atenção é que a grande maioria dos depósitos hidrovulcanoclásticos descritos (até mesmo os hidrotufos) são mistos em termos de composição, onde a matriz parece ter sempre um forte componente sedimentar. Praticamente não há descrições de vulcanoclásticas com um amplo predomínio de vulcânicas *strictu sensu*.

19. OUTRAS EVIDÊNCIAS DA INTERAÇÃO DO MAGMA COM OS GEOFLUIDOS

Além das evidências de depósitos hidrovulcanoclásticos e hidrovulcânicos aqui apresentadas, é necessário ainda considerar a existência de outros fatos que corroboram a interação do magma basáltico com geofluidos de características geoquímicas diversificadas e que foram identificados em trabalhos realizados pela equipe da Mineropar.

A primeira evidência é ocorrência de pegmatitos básicos em diversas localidades como Salto do Lontra, Capanema, Três Barras do Iguaçu e Guaraniaçu, praticamente restritas à região central da Formação Serra Geral, (Licht, 2001; Vasconcellos et al, 2001), mas que se sucedem em diversas posições da coluna estratigráfica, indicando que o fenômeno não é localizado e que o magma interagiu com geofluidos ao longo do tempo. A coexistência de cristais de augita com até 10 cm de comprimento com glóbulos de vidro, só pode ser explicada com a abundância de fluidos no momento da formação desses pegmatitos (Figura 219).

Figura 219 – Pegmatito básico com glóbulos de vidro coexistindo com fenocristais de augita. Pedreira da Prefeitura Municipal de Capanema, PR (estação de campo OL-2140 -25,68179°; -53,81159°).

Outra evidência é o veio de pirita maciça, subvertical com cerca de 30 cm de espessura que ocorre na localidade de Santo Antônio, entre as cidades de Salto do Lontra e Santa Isabel do Oeste, PR e que provavelmente é a expressão de fluidos remobilizados pela ascensão do magma em contato com geofluidos sulfetados associados com os depósitos de carvão nas formações Irati e Rio Bonito (Wildner et al, 2006) (Figura 220).

Figura 220 – Amostra de pirita maciça, localidade de Santo Antônio, entre Salto do Lontra e Santa Isabel do Oeste, PR (Wildner et al, 2006).

A geoquímica da pirita de Santo Antônio (Wilson Wildner, com.pess. 2012), mostra uma composição extremamente simples, com a proporção de Fe e S praticamente estequiométrica e com teores muito baixos, quase inexpressivos, de metais contaminantes (Tabela 8). Sob o ponto de vista exploratório e quando se adota o modelo de Noril'sk-Talnakh para a concentração de Metais do Grupo da Platina na fase sulfetada isso é uma decepção. Mas sob o ponto de vista de modelo do vulcanismo, a presença desses veios de pirita é um fato da maior importância, pois indica a potência dos processos envolvidos na ascenção desses materiais à superfície, atravessando uma grande espessura de materiais sedimentares e vulcânicos. Nessa região, a espessura atual das rochas extrusivas é de aproximadamente 1.200 metros.

Tabela 8 - Análise geoquímica da pirita de Santo Antônio (Wilson Wildner, com.pes. 2012)

Técnica analítica (código do laboratório)	Elemento	Unidade	Teor
ME-ICP61a	Ag	ppm	2
ME-ICP61a	Al	%	0,1
ME-ICP81	As	%	0,01
As-AA45	As	ppm	87
ME-ICP61a	As	ppm	100
PGM-ICP23	Au	ppm	<0.001
ME-ICP61a	Ba	ppm	<100
ME-ICP61a	Be	ppm	<10
ME-ICP61a	Bi	ppm	<20
ME-ICP61a	Ca	%	0,07
ME-ICP61a	Cd	ppm	<10
ME-ICP81	Co	%	<0.002
ME-ICP61a	Co	ppm	<10
ME-ICP61a	Cr	ppm	10
ME-ICP81	Cu	%	<0.005
ME-ICP61a	Cu	ppm	60
ME-ICP81	Fe	%	43,5
ME-ICP61a	Fe	%	>30
ME-ICP61a	K	%	<0.1
ME-ICP61a	Mg	%	0,12
ME-ICP61a	Mn	ppm	160
ME-ICP61a	Mo	ppm	80
ME-ICP61a	Na	%	<0.05
ME-ICP81	Ni	%	<0.005
ME-ICP61a	Ni	ppm	90
ME-ICP81	Pb	%	<0.01
ME-ICP61a	Pb	ppm	20
PGM-ICP23	Pd	ppm	0,007
PGM-ICP23	Pt	ppm	0,011
ME-ICP81	S	%	49,3
ME-ICP61a	S	%	>30.0
ME-ICP61a	Sb	ppm	<50
ME-ICP61a	Sr	ppm	10
ME-ICP61a	Ti	%	<0.05
ME-ICP61a	V	ppm	20
ME-ICP81	Zn	%	0,01
ME-ICP61a	Zn	ppm	40

20. O MODELO HIDROVULCÂNICO PARA A FORMAÇÃO SERRA GERAL

Temos a convicção que, considerar apenas um modelo eruptivo para uma província ígnea de dimensões continentais (1,2 x 10^6 km^2), de tão grande espessura (cerca de 1.600 m em Presidente Prudente, São Paulo) (Figura 221) e de tão grande complexidade ambiental e tectônica, é uma supersimplificação. É necessário levar em consideração a existência e a participação de outros componentes principais desse sistema complexo, como grande parte dos eventos magmáticos terem ocorrido ao nível do mar ou muito próximo dele, e principalmente de os eventos magmáticos terem atravessado mais que 6.000 m de espessura de sedimentos incipientemente consolidados, com uma grande diversidade granulométrica e composição química e saturados em fluidos de características geoquímicas muito diversificadas. Por todos esses motivos, é necessário considerar modelos alternativos de forma a constituir um quadro com maior quantidade de estilos eruptivos para os eventos que aconteceram na Bacia do Paraná. Acreditamos que a ascensão do magma aconteceu em íntima interação com um grande e complexo sistema aquífero, o que resultou em processos hidrovulcânicos e na geração de seus produtos característicos. As altas taxas de efusão associadas com o modelo hidrovulcânico ajustam-se perfeitamente com o curto período necessário para a constituição da Formação Serra Gera,l como foi recentemente proposto por Thiede e Vasconcellos (2008; 2010).

Entendemos que os achados e evidências apresentados no presente relatório são capazes de preencher o vazio observado por Ross et al (2005) e White et al (2009) no que concerne à ausência de depósitos vulcanoclásticos máficos (MVDs) na Bacia do Paraná, em contraponto com outras províncias ígneas do planeta: "*Imagina-se geralmente que as províncias de derrames vulcânicos consistem exclusivamente de espessos derrames de lavas e rochas intrusivas rasas (principalmente soleiras), com quaisquer rochas piroclásticas limitadas aos termos silicosos. No entanto, depósitos vulcanoclásticos máficos (MVDs) existem em muitas províncias, e as erupções que os formaram tem potencial significativo em termos de impactos atmosféricos e conexão com extinções em massa.*" (Ross, et al, 2005).

Assim, apoiado nas evidências geométricas, tectônicas e geocronológicas da Bacia do Paraná e a comparação com situações similares em outros rifts antigos e modernos, nos parece lógico propor que os eventos eruptivos do magmatismo básico da Bacia do Paraná tenham sido produzidos por centros eruptivos alinhados segundo os grandes lineamentos transcorrentes com direção NE-SW e suas estruturas subsidiárias distensivas NNE-SSW, e que os diques de diabásio, isolados ou em enxames como o do Arco de Ponta Grossa, com direção geral NW-SE, constituam um evento posterior.

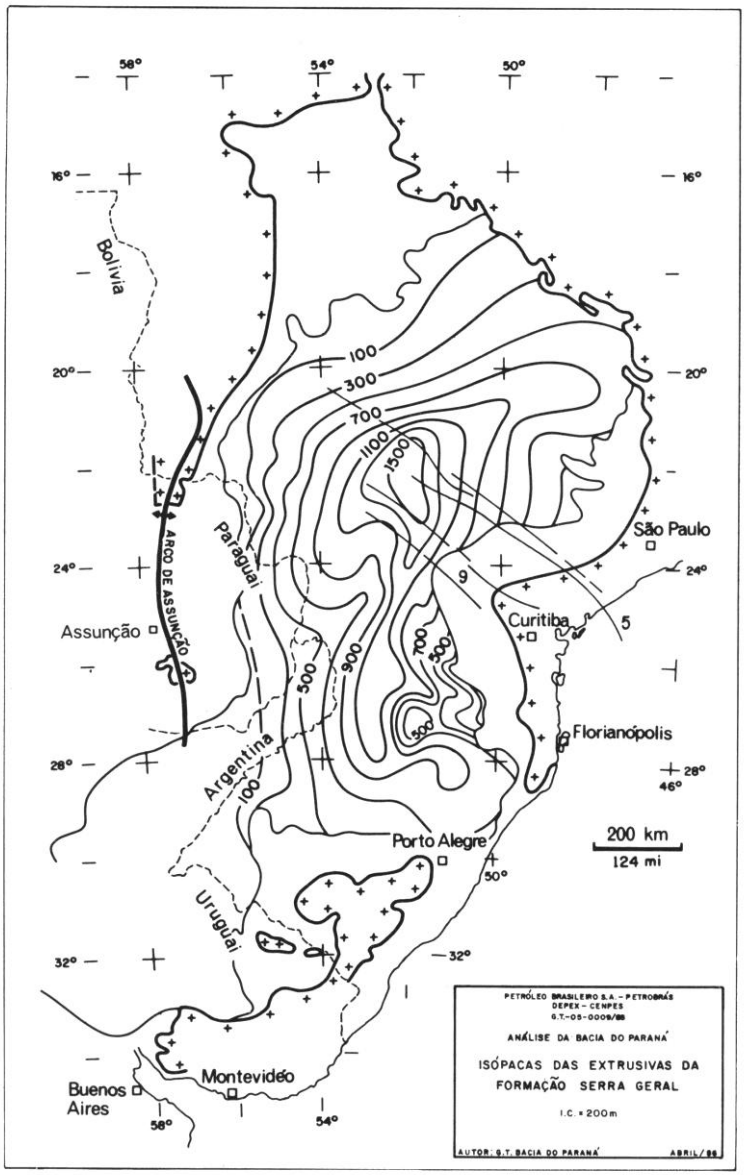


Figura 221 – Isópacas das rochas efusivas da Formação Serra Geral (Zalán et al, 1986).

A proposição desse modelo geral para o magmatismo básico da Bacia do Paraná, leva em consideração diversos aspectos que não têm sido considerados de maneira integrada na maioria dos estudos já realizados, como o quadro estrutural e tectônico, a geocronologia, o paleomagnetismo, a interação entre os eventos vulcânicos e os geofluidos contidos na sequência sedimentar paleozoica, e estabelece uma visão sistêmica de província vulcano-sedimentar para a Bacia do Paraná.

Desse modo, e com base nas evidências de campo que foram descritas e apresentadas, o modelo de hidrovulcanismo para os eventos eruptivos básicos e intermediários da Formação Serra Geral adquire solidez. O esquema é baseado no modelo hidrovulcânico geral descrito

no início desse relatório, com as adaptações necessárias para a Formação Serra Geral no contexto geológico da Bacia do Paraná.

Fase 1 - uma situação relativamente tranquila é representada por uma sucessão de rochas sedimentares e eventualmente vulcânica de um evento efusivo anterior (Figura 222).

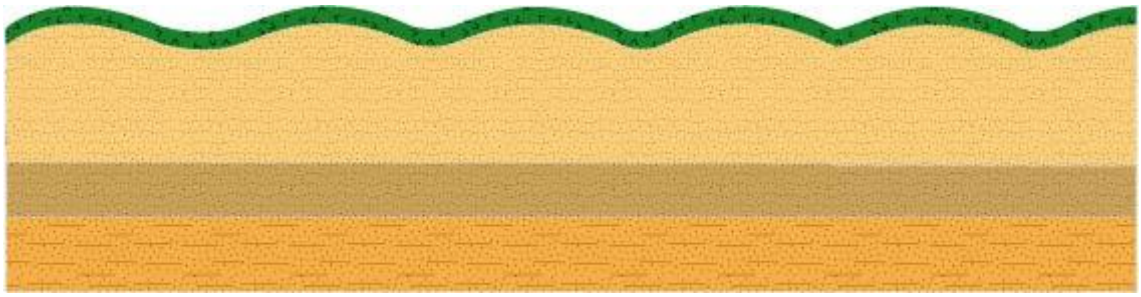


Figura 222– Secção geológica idealizada, apresentando uma situação inicial, ou Fase 1 do processo de hidrovulcanismo na Bacia do Paraná. A figura é genérica apenas para ilustração do modelo eruptivo e não sugere a existência de soleiras nas Formações Rio do Rasto, Pirambóia e Botucatu.

Fase 2 – zonas de fraqueza de direção NE-SW, teriam propiciado caminhos para que o magma básico iniciasse seu caminho para a superfície. Durante o processo forçado de ascensão e ainda dentro do conduto, ao ser atingida a profundidade favorável, teria acontecido a fragmentação do magma. Em tal estado, o magma básico ao encontrar sedimentos incipientemente consolidados pertencentes à unidades como Botucatu, Pirambóia, Rio do Rasto ou mesmo mais profundas, todos eles saturados em geofluidos, teria provocado o superaquecimento da água em ambiente confinado, causando a produção desmesurada de vapor e o aumento da pressão e da temperatura. Essas mudanças drásticas nas condições ambientais teriam causado um fraturamento da cobertura composta por sedimentos pobremente consolidados e até mesmo derrames de basalto ou basalto-andesítico depositados por eventos anteriores. Todos esses materiais – cobertura sedimentar, água, vapor e magma em estado fragmentado – teriam sido violentamente expelidos à velocidade supersônica (Figura 223), constituindo erupções hidrovulcânicas de alta energia, cujas colunas podem ter alcançado muitas centenas ou mesmo alguns milhares de metros de altitude.

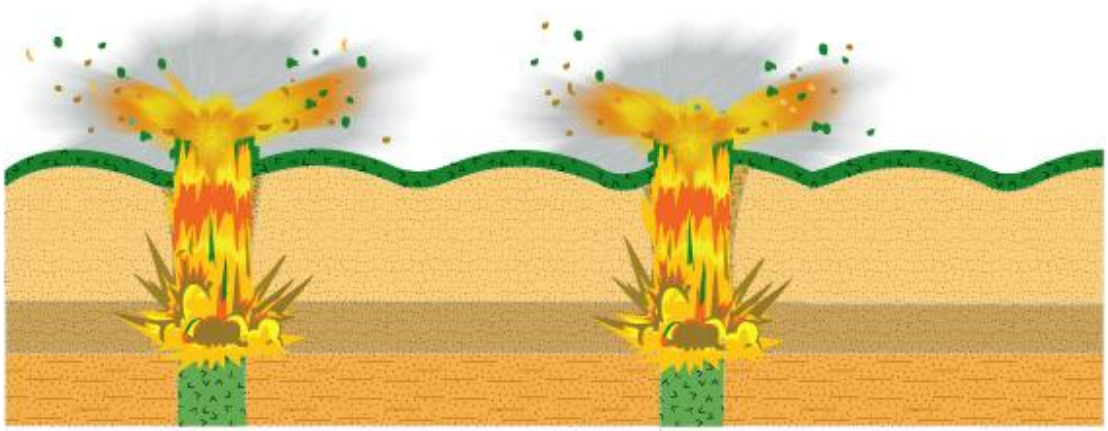


Figura 223 – Secção geológica idealizada, apresentando a Fase 2 do processo de hidrovulcanismo na Bacia do Paraná. A figura é genérica apenas para ilustrção do modelo eruptivo e não sugere a existência de soleiras nas Formações Rio do Rasto, Pirambóia e Botucatu.

Em virtude da interação efetiva do sistema magma-aquífero, podem ter sido produzidos muitos estilos eruptivos desde simples jorros de vapor, jorros de água e vapor (*geysers*) com material areno-síltico-argiloso em suspensão, até erupções que produziram uma mistura de fragmentos de lava + material areno-síltico-argiloso + água + vapor. O magma basáltico fragmentado e o material de granulometria fina da matriz devem ter se dispersado na forma de depósitos de fluxos de base (*base surges*), queda de blocos, queda de cinzas em áreas relativamente amplas. Os centros eruptivos de hidrovulcanismo teriam sido construídos na forma de *maare* e anéis de tufos, ao longo dessas zonas de fraqueza de direção NE-SW.

Fase 3 - O extravasamento de lava basáltica deve ter acompanhado e sucedido esses eventos hidrovulcânicos, pois à medida que os fluidos foram sendo removidos, a erupção foi se tornando progressiva e dominantemente composta por derrames de lavas. Assim, derrames de lavas e depósitos hidrovulcanoclásticos e hidrovulcânicos se superpuseram e se interdigitaram, promovendo a construção, preenchimento e destruição dos *maare* ou anéis de tufos. Grandes espaços foram abertos na região de ocorrência dos eventos explosivos, em virtude da enorme transferência de matéria (sedimentos e geofluidos) para a superfície. Esses espaços podem ter sido aproveitados na formação de soleiras sub-horizontais (Figura 224).

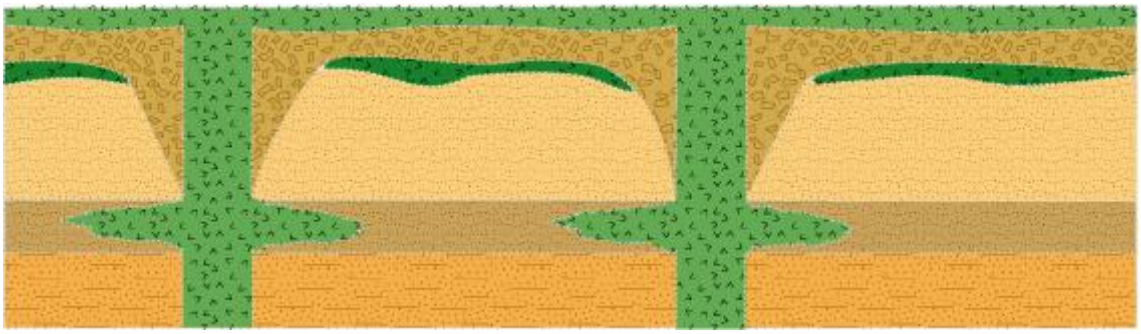


Figura 224 – Secção geológica idealizada, apresentando a Fase 3 do processo de hidrovulcanismo na Bacia do Paraná. A figura é genérica apenas para ilustração do modelo eruptivo e não sugere a existência de soleiras nas Formações Rio do Rasto, Pirambóia e Botucatu.

Fase 4 – Novos eventos devem ter ocorrido em centros eruptivos vizinhos, sejam os localizados na mesma zona de fraqueza ou em zonas de fraqueza vizinhas (Figura 225). Essa atividade intermitente deve ter produzido forte intercalação e interdigitação de camadas de hidrobrechas, hidrotufo-brechas e hidrotufos com derrames de lava.

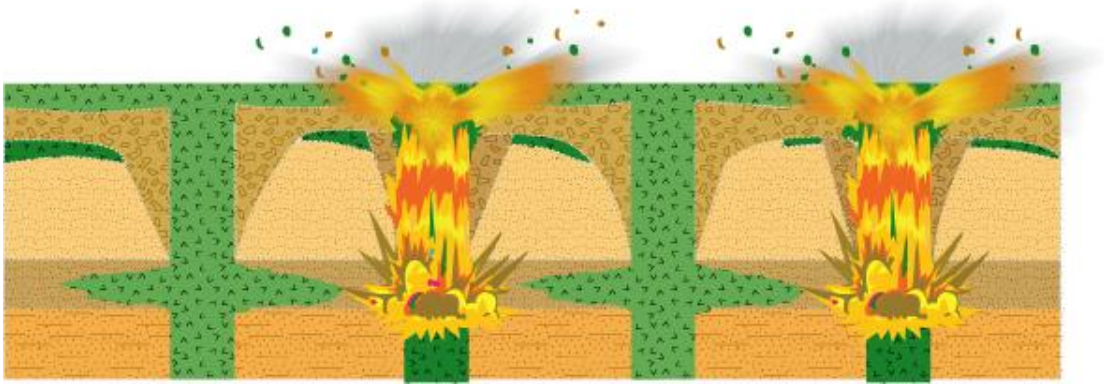


Figura 225– Secção geológica idealizada, apresentando a Fase 4 do processo de hidrovulcanismo na Bacia do Paraná. A figura é genérica apenas para ilustração do modelo eruptivo e não sugere a existência de soleiras nas Formações Rio do Rasto, Pirambóia e Botucatu.

Fase 5 – O quadro final da região submetida ao processo de hidrovulcanismo que se estendeu de forma recorrente por longo período de tempo pode ser representado como está na Figura 226: uma sucessão de depósitos lenticulares brechoides, com grande variação granulométrica lateral e vertical, produzidos por longa sucessão de eventos explosivos hidrovulcânicos, intercalando-se e interdigitando com derrames de lavas basálticas e basáltico-andesíticas, originados em vários condutos. Em profundidade, soleiras que ocuparam os espaços abertos pelos eventos explosivos podem ter ficado isoladas ou coalescer, formando corpos tabulares de grande espessura ou extensão lateral.

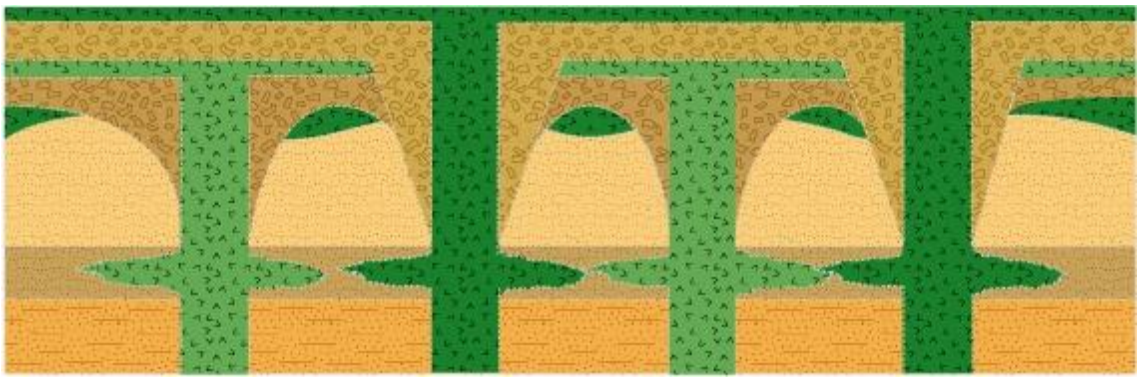


Figura 226 – Secção geológica idealizada, apresentando a Fase 5 do processo de hidrovulcanismo na Bacia do Paraná. A figura é genérica apenas para ilustração do modelo eruptivo e não sugere a existência de soleiras nas Formações Rio do Rasto, Pirambóia e Botucatu.

Na medida em que o centro eruptivo foi sendo totalmente desobstruído, o magma básico fluiu continuamente. Os derrames de lava básica do tipo pahoehoe devem ter atingido grandes distâncias – muitas dezenas ou mesmo centenas de quilômetros – graças à sua baixa viscosidade e aos processos de inflação, o que significa uma alimentação contínua de lava para o interior de derrames pré-existentes.

Colapsos repetidos das paredes, assim como a chegada de fluxos e de depósitos hidrovulcânicos externos no interior de um centro eruptivo, podem ter re-incorporado materiais juvenis e alóctones, que participaram de fluxos, plumas e derrames. Num depósito hidrovulcanoclástico na Formação Serra Geral, não é uma tarefa simples identificar os materiais alóctones – provenientes de outros centros eruptivos - em virtude da similaridade com os materiais autóctones.

O intemperismo e a erosão também atuaram no sentido de destruir o centro eruptivo (*maar* ou anel de tufos) e seus depósitos, mas sob as condições de clima desértico essa ação deve ter sido lenta, já que foi dominada por processos físicos de fragmentação. Nas proximidades, outros centros eruptivos permaneciam ativos ou começavam a atuar, cobrindo o *maar*, anel de tufo e depósitos hidrovulcanoclásticos e derrames de lava de um centro eruptivo extinto ou dormente. Todos esses processos contribuíram para a interdigitação dos depósitos hidrovulcânicos e derrames de lava produzidos por diversos centros eruptivos, que possivelmente estavam atuando em conjunto.

A extrema dureza dos depósitos hidrovulcanoclásticos, especialmente a camada superior de hidrotufo, que desenvolve fratura subconchoidal, deve ser devida a sua temperatura própria que pode ter alcançado várias centenas de graus no momento da erupção explosiva, formação da pluma e do depósito. A temperatura deve ser combinada com a compressão devida ao soterramento durante a evolução da Formação Serra Geral, o que pode explicar a virtual ausência de bordas de reação nos contatos entre os clastos juvenis e a matriz. No

entanto, um fato importante é a comprovação do fenômeno FCI (*fuel coolant interaction*) pois os clastos juvenis apresentam uma borda vítrea devida ao resfriamento brusco.

A grande e contínua transferência de geofluidos para a superfície deve ter contribuído para a formação de muitos corpos d'água, tais como *playa lake*, rios temporários e lagos vulcânicos. Quando os fluxos hidrovulcânicos e derrames de lava encontraram esses corpos de água, haveriam as condições ambientais favoráveis para a formação de peperitos continentais. A ocorrência de peperitos continentais é totalmente compatível com o modelo hidrovulcânico, na medida em que na secção idealizada pelos depósitos hidrovulcânicos de Wohletz e Heiken (1992), ambos os depósitos coexistem. A diferença é que para cada modelo, a água externa deve estar em duas posições diferentes do sistema: para os depósitos hidrovulcanoclásticos o magma entra em contato com um sistema aquífero ainda em profundidade e nas vizinhanças do conduto, e para a formação dos peperitos, o contato do derrame de lava ou depósito hidrovulcanoclástico quente com o corpo d'água com sedimentos se dá na superfície.

A zonalidade geoquímica do sistema hidrológico, superficial ou subterrâneo, também deve ter desempenhado forte influência nos produtos do hidrovulcanismo, contaminando lavas, brechas autoclásticas, depósitos hidrovulcânicos e peperitos continentais. Essa contaminação deve ter desempenhado papel importante na formação de minerais de baixa temperatura que preenchem as vesículas, tais como gipsita/selenita, calcita, quartzo, ametista e todos os tipos de zeólitas, assim como a alteração hidrotermal pervasiva principalmente clorítica, sincrônica à efusão como é observado em alguns derrames e que foi descrita por Gomes (1996). É necessário considerar também que em províncias vulcânicas localizadas em ambiente desértico, é comum a presença e formação de lagos salgados e crostas evaporíticas que podem ter desempenhado forte influência na formação desses minerais de baixa temperatura, quando houve o contato com os produtos hidrovulcânicos, peperitos, derrames basálticos e de basalto-andesítico.

Os "*diques de arenito*" isolados ou interconectados que ocorrem nos derrames de basalto ou basalto-andesítico que recobrem cada depósito hidrovulcanoclástico devem ter sido produzidos por injeções de fluidos e/ou vapor com material areno-síltico-argiloso quartzo-feldspático-micáceo em suspensão. Essa mistura de água-vapor-sólidos foi injetada nos espaços vazios propiciados pelas juntas de resfriamento e disjunções. Em virtude da pressão e da velocidade de injeção, fragmentos da rocha encaixante foram englobados e transportados junto com a mistura, formando a brecha de veio. A estratificação plano-paralela que é observada com frequência nesses veios, deve ter sido produzida pelos pulsos sucessivos da pressão responsável pela injeção. Cessada a pressão e livre de movimentação e turbulência, o material areno-síltico-argiloso depositou-se, produzindo a

laminação sub-horizontal. As zonalidades composicionais transversal e longitudinal dos veios de injeção, representam os halos de dispersão e a migração geoquímica do fluido que preencheu a fratura e da sua reação com a rocha encaixante.

A espessura da Formação Serra Geral, na região do depocentro, é notavelmente maior que sua espessura na região de borda da bacia (Figura 32). As explicações para esse fato sempre se basearam em dois argumentos: (a) endógenos - basculamento de blocos devido a tectônica da bacia, compactação da sequência sedimentar e expulsão de fluidos bacinais; (b) exógeno – erosão atuando no sentido de remover materiais especialmente nas regiões das bordas da bacia. No entanto, é necessário levar em conta que os processos hidrovulcânicos promoveram enorme transferência de material, arrastando grandes porções da sequência sedimentar e intercalando-as aos derrames na forma de hidrobrechas, hidrotufo-brechas e hidrotufos. Se esse transporte promoveu o espessamento da Formação Serra Geral, atuou no sentido contrário reduzindo a espessura da sequência sedimentar. Assim, às razões para a diferença de espessuras deve ser somada mais esta, de natureza endógena, ficando claro que a equação usada para essa explicação é um pouco mais complexa.

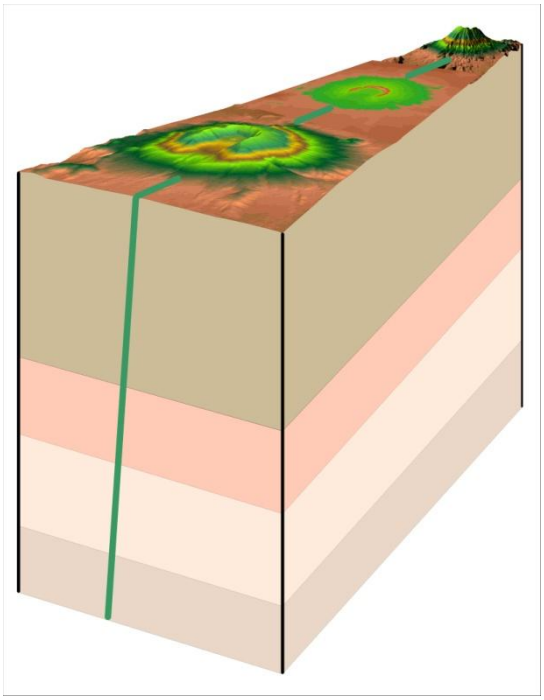


Figura 227 - Esquema para os maares e anéis de tufo que estariam alinhados segundo um conduto alimentador com direção N10-20E, a mesma das estruturas distensivas da Bacia do Paraná, paralelas ao eixo da abertura do Oceano Atlântico.

O hidrovulcanismo na Bacia do Paraná, originado pela interação explosiva entre os condutos do magma básico e os sistemas aquíferos abrigados na espessa pilha sedimentar, deu origem na área pesquisada a uma espessa sequência de derrames de basalto e basalto-andesítico com intercalações de hidrobrechas, hidrotufo-brechas e hidrotufos. O modelo está sintetizado nas Figuras 227 e 228.

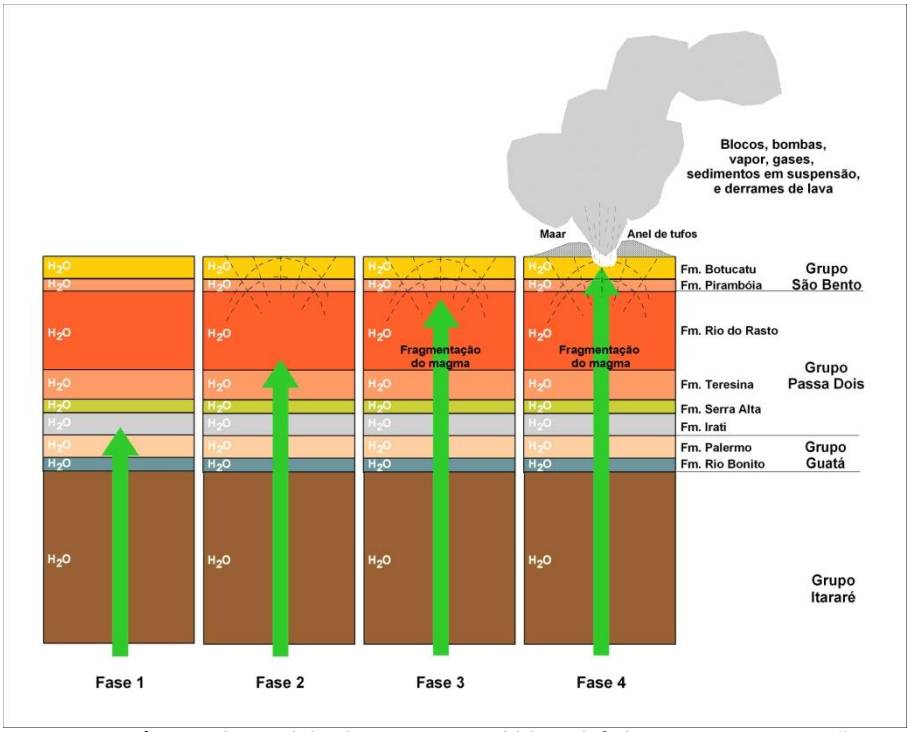


Figura 228 - Síntese do modelo dos processos hidrovulcânicos para a Formação Serra Geral na Bacia do Paraná.

Comentários do revisor Gilson B. Guimarães:

(...) Em todo caso não cabe a afirmação de que toda esta pilha sedimentar estivesse inconsolidada ou mesmo incipientemente consolidada, pois boa parte alcançou estágios de mesodiagênese antes mesmo do advento do Magmatismo Serra Geral, com diferentes modalidades (em termos de paragênese mineral) e intensidades de compactação e cimentação (ver, por ex.: Bocardi et al., 2009 para a história diagenética da Fm. Rio Bonito; Bocardi et al., 2008 para o Gr. Itararé; Freitas-Brazil, 2004 para a Fm. Ponta Grossa http://www.fgel.uerj.br/prh17/ fatimaandreiafreitasbrazil_prh17_uerj_fgel_mes.pdf; De Ros, 1998 para a Fm. Furnas). Uma consolidação menos expressiva poderia ser esperada em unidades como as formações Piramboia e Botucatu (porém em páginas subsequentes, isto fica mais claro. Vi que pensei “tal e qual” !).

Comentários do revisor Carlos Sommer:

1. Fase 2 - embora eu acredite que na evolução do vulcanismo Serra Geral tenha ocorrido episódios explosivos, alguns deles envolvendo erupções hidrovulcânicas, é preciso cautela na sugestão de modelos, pois os dados disponíveis ainda são insuficientes para sustentá-los, principalmente os que envolvem erupções de grande magnitude. Colunas de erupção com centenas ou milhares de metros de altitude gerariam um volume muito maior de piroclastos e estes depósitos deveriam ser encontrados em maior abundância, do que as ocorrências apresentadas até o momento. Registros de atividades explosivas decorrentes de magmatismo básico/intermediário são preservadas em sucessões vulcânicas bem mais antigas (Paleoproterozóico/ Neoproterozóico), mas o mesmo não é observado no Serra Geral? Porque foram destruídos por eventos posteriores? Em parte sim, mas há vários exemplos de sequências que são parcial a totalmente preservadas. A sugestão de que os centros eruptivos teriam sido construídos na forma de maars e anéis de tufo é interessante e compatível com as características do magmatismo envolvido, mas ainda não vejo dados suficientes para atestar estes modelos. As características estruturais e faciológicas não poderiam sugerir erupções hidrovulcânicas a partir de sistemas fissurais lineares ou anelares? Em relação aos *base surges*, também creio que os poucos dados apresentados são insuficientes para corroborar a sua existência.

2. O modelo hidrovulcânico pode ser interessante para explicar variações faciológicas dentro do vulcanismo Serra Geral, mas algumas ponderações são necessárias: (a) localmente, espessuras > 100m para as vulcanoclásticas do Serra Geral ? Há algum registro ? (b) presença de tufos, brechas-tufos, aglomerados? em termos de abundância parecem que têm ocorrência muito limitada; dominam depósitos vulcanoclásticos mistos com matriz silte-arenosa; (c) presença de lápilli acrecionário: no relatório as descrições deste componente estão limitadas ao depósito hidrovulcânico de Cruz Machado. Não é uma ocorrência limitada para ser utilizada como argumento para corroborar o modelo proposto. Mesmo porque, parece não haver certeza de que se tratam de lápillis acrecionários

21. IMPLICAÇÕES DO MODELO HIDROVULCÂNICO PARA A FORMAÇÃO SERRA GERAL

O conjunto consistente de feições de campo e de laboratório que foi apresentado, constitui evidência robusta que eventos eruptivos hidrovulcânicos ocorreram de forma extensiva, persistente e recorrente em uma ampla região que coincide com o eixo e também com o depocentro da Bacia do Paraná. Isso ocorre principalmente na região localizada entre as cidades de Barracão, Santo Antonio do Sudoeste, Santa Helena de Itaipu, Toledo, Cascavel, Laranjeiras do Sul, Francisco Beltrão, Clevelândia e Salgado Filho, no Estado do Paraná e também Dionísio Cerqueira, Campo Erê, Guarujá do Sul, Guaraciaba, Palma Sola, Chapecó e Xanxerê, no Estado de Santa Catarina.

Isso permite uma significativa alteração do conhecimento sobre a Bacia do Paraná, pois é consenso internacional que nela não existem depósitos vulcanoclásticos máficos, como pode ser observado na Figura 229 que consta da síntese apresentada por Ross et al (2005).

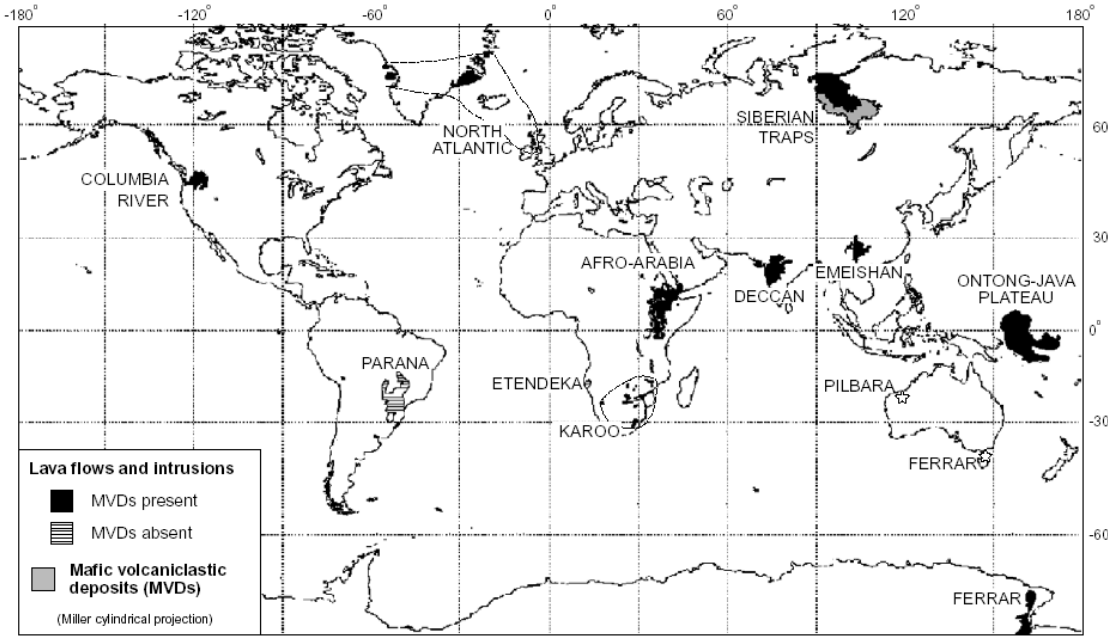


Figura 229 – Mapa com a distribuição das grandes províncias basálticas no mundo com indicação da presença de depósitos vulcanoclásticos máficos (MVDs) (Ross et al, 2005).

No mesmo artigo, Ross et al (2005) apresentam um quadro que sintetiza as posições relativas entre os derrames e os depósitos vulcanoclásticos nas várias províncias máficas do mundo, como está na Figura 230. Segundo esse esquema geral, os MVDs que comprovadamente existem na Bacia do Paraná enquadram-se na categoria de MVDs intercalados em lavas, seguindo o que acontece no platô do Deccan, na província do Atlântico Norte (ilhas Faroe, Gronau Ocidental Nunatak na Groenlândia oriental e platô Vøring), a região de Noril'sk na plataforma Siberiana, platô Eimesh na China e parcialmente no Yemen.

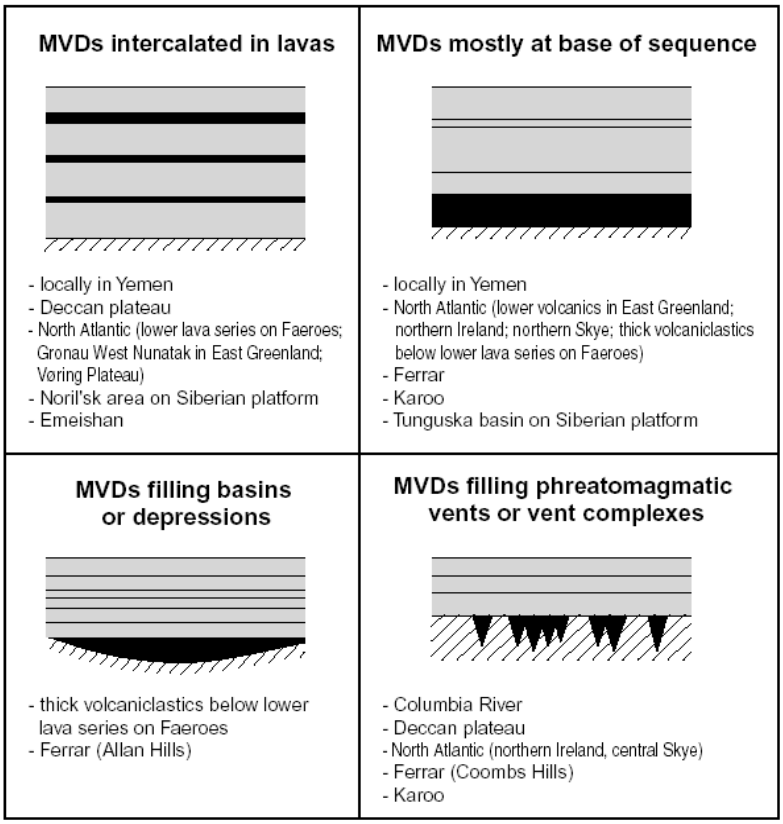


Figura 230 - Ilustração esquemática resumindo as diferentes posições que os depósitos vulcanoclásticos máficos (MVDs) podem ocupar em províncias de derrames basálticos (Ross et al, 2005).

Ross et al (2005) apresentam uma tabela (Figura 231) que resume diversas características e observações de MVDs em diversas províncias de basaltos do mundo, e que pode ser tomada como referência para a identificação desses produtos vulcanoclásticos básicos.

Table 6
Summary of observations and interpretations regarding MVDs from flood volcanic provinces

	Columbia River	Afro-Arabia	E Greenl.	Ireland+ Skye	North Sea	Deccan	Ontong-Java	Ferrar	Karoo	Siberian	Emeishan	E Pilbara
Observations												
Cumulative MVD thickness locally >100 m	x	x		✓		✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Structureless deposits			✓	✓				✓	✓	✓		
Layered deposits	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Tuff-breccias and lapilli-tuffs (including 'agglomerates')	✓	✓	✓	✓	x	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
Tuffs	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Non-to poorly-vesicular blocky sideromelane (or former basaltic glass) clasts	✓		✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓			✓
Vesicular basaltic clasts	✓		✓			✓	✓	✓	✓			rare
Abundant country rock fragments	✓		✓			✓		✓	✓	✓	✓	✓
Quartz grains (ash fraction)			✓					✓	✓			
Presence of accretionary lapilli		✓	✓			✓	✓	✓	✓			✓
Interpretations												
Primary volcaniclastic deposits	✓		✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓			✓
Reworking syn- or post-volcanism	✓		✓		✓	✓		✓	✓			✓
Vent-filling deposits	✓[1]			✓		✓		✓	✓			
Phreatomagmatic fragmentation	✓		✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓			✓
'Magmatic' fragmentation	✓								✓			
Subaerial eruptions	✓		✓	✓			✓	✓	✓			✓
Subaqueous eruptions	✓		✓									
Subaerial deposition	✓	✓	✓	✓			✓	✓	✓	✓		
Subaqueous deposition	✓	✓	✓	✓	✓			✓	✓	✓		✓

✓=present; x=probably absent; left blank=insufficient information available; 1=Asotin craters only; 2=Gronau alkaline tuff.

Figura 231 – Tabela com o resumo das observações sobre os depósitos vulcanoclásticos máficos (MVDs) em diversas províncias basálticas do mundo (Ross et al, 2005).

Usando a tabela da Figura 231 como um *check-list* para a Formação Serra Geral, temos um preenchimento quase total dos campos como está apresentado na Tabela 9, o que consolida o modelo de erupções hidrovulcânicas e responsáveis pela formação de depósitos vulcanoclásticos máficos na Bacia do Paraná.

Tabela 9 – Características e observações de MVDs para a Formação Serra Geral (seg. Ross et al, 2005).

		Serra Geral basic volcanics (Paraná-Etendeka)
Observações	***Observations***	
Espessuras acumuladas de MVDs localmente > 100 m	Cumulative MVDs thickness locally > 100 m	✔
Depósitos sem estrutura	Structurless deposits	✔
Depósitos acamadados	Layered deposits	✔
Tufo-brechas e tufos lapillicos (incluindo “aglomerados”)	Tuff-breccias and lapilli-tuffs (including ‘agglomerates’)	✔
Tufos	Tuffs	✔
Clastos de sideromelano maciços ou pobremente vesiculados (ou antigos vidros basálticos)	Non to poorly-vesicular blocky sideromelane (or former basaltic glass) clasts	✔
Clastos de basalto vesicular	Vesicular basaltic clasts	✔
Fragmentos de rocha regional em abundância	Abundant country rock fragments	✔
Grãos de quartzo (fração cinza)	Quartz grains (ash fraction)	✔
Presença de lapilli acrecionário	Presence of accetionary lapilli	✔
Interpretações	***Interpretations***	
Depósitos vulcanoclásticos primários	Primary volcaniclastic deposits	✔
Retrabalhamento sin- e pós-erupções	Reworking syn- and post-volcanism	✔
Depósitos de preenchimento de conduto	Vent filling deposits	
Fragmentação freatomagmática	Phreatomagmatic fragmentation	✔
Fragmentação ‘magmática’	‘Magmatic’ fragmentation	✔
Erupções subaéreas	Subaerial eruptions	✔
Erupções subaquosas	Subaqueous eruptions	
Deposição subaérea	Subaerial deposition	✔
Deposição subaquosa	Subaqueous deposition	

As altas taxas de efusão devidas a eventos explosivos hidrovulcânicos, a íntimo contato com um espesso sistema aquífero e também a transferência de material e de energia desde a sequencia sedimentar para a superfície pode também incluir a Formação Serra Geral como participante na emissão de gases tóxicos e de efeito estufa pela degaseificação dos sedimentos e rochas sedimentares tais como dolomitos, folhelhos carbonosos e carvão superaquecidos pela passagem do magma, como foi proposto por Ganino e Arndt (2009, 2010) para bacias sedimentares cobertas por derrames basálticos. Rampino et al (1988) já haviam sugerido uma correlação entre a erupções da Província Paraná-Etendeka com eventos de extinção em massa no limite Jurássico-Cretáceo. Esse evento situado no final do Tithoniano, há cerca de 140 Ma, é um dos oito eventos de extinção reconhecidos por Raup e Sepkoski (1984, apud Peate, 1997) quando cerca de 37% da fauna marinha, principalmente amonites, bivalvos e corais desapareceram. Essa hipótese foi criticada por Peate (1997) com o argumento de que a lentidão dos processos eruptivos na Bacia do Paraná teria dado à biosfera condições para recuperar-se entre as erupções sucessivas. No entanto, a adição do estilo hidrovulcânico à Formação Serra Geral e por consequência à Província Paraná-

Etendeka, reduz o tempo entre as erupções, com uma liberação maciça de gases. Mesmo que essa proposta pareça viável para a sequência sedimentar da Bacia do Paraná e a Formação Serra Geral, ainda serão necessários muitos trabalhos para confirmá-la ou descartá-la.

Comentário do revisor Gilson B. Guimarães:

Aqui acho que há uma inversão de causa e efeito... A afirmação é válida, genericamente. Precisam ser indicados dados específicos para o Magmatismo Serra Geral. Não há uma extinção em massa contemporânea a esta atividade vulcânica. Não há, em princípio, sinais inequívocos de um aporte expressivo à atmosfera de gases como CO_2, CH_4, SO_2, HF etc., para este momento. Parece que o contexto do final do Permiano, magmatismo na Sibéria, espessa pilha sedimentar com material não-clástico (carvões, evaporitos, calcários etc.) e extinção, não se repete aqui... E o principal... Não é necessário falar sobre emissão de gases tóxicos (e consequências tais como crises bióticas) para sustentar o modelo que contemple a existência de MVDs...

Comentário do revisor Carlos Sommer:

Concordo com as ponderações feitas pelo revisor Gilson Guimarães, principalmente no que refere-se a associação entre modelo hidrovulcânico e a grande emissão de gases tóxicos e de efeito estufa. Na realidade, creio que independentemente do modelo adotado para a erupção do imenso vulcanismo Serra Geral, seria de se esperar uma grande emissão de gases tóxicos e consequentes mudanças climáticas para a época. Mas acho que isso carece de mais estudos.

Comentários do revisor Pedro Vitor Zalán:

Ao longo dos meus vários anos trabalhando com a Bacia do Paraná eu sempre fiquei intrigado com as camadas vermelhas entre os "derrames" de basaltos, com a quantidade de fácies "vulcânicas" com que nos deparávamos quando subíamos o Terceiro Planalto Paranaense e a relativa escassez de verdadeiras corridas de lavas puras. Sempre interpretamos estas camadas como perfis de alteração, paleossolos entre corridas de lavas. Além disso, sempre soubemos que estas fácies argilosas, intemperizadas, friáveis e heterogêneas deveriam originar um campo de velocidades sísmicas na seção de lavas tão extravagante e complexo que seria quase impossível derivar uma função para modelar o

campo de velocidades na Fm. Serra Geral para podermos transformar as seções sísmicas em tempo para seções em profundidade.

A sua explicação de que tais fácies representam depósitos oriundos de hidrovulcanismo cai como uma luva. A construção do modelo conceitual inicial, baseada em pesquisa bibliográfica extensa, depois a apresentação de evidências na bacia e, finalmente, a apresentação do modelo, fazem para mim uma lógica muito lógica! As ponderações de prudência e precaução com o estabelecimento deste modelo já foram apresentadas pelos outros dois revisores. Talvez, até um pouco exageradamente. É sempre bom ter estas recomendações em conta. Entretanto, eu, particularmente, que gosto de interpretações revolucionárias, já posso dizer que a aceitei plenamente.
(...)
Os espaços abertos na coluna sedimentar pelo hidrovulcanismo não podem ter causado colapsos tipo dolinas? Depressões circulares não poderiam ser pesquisadas em fotos aéreas e imagens de satélite, juntamente com os maars e cones de hidrovulcanoclásticas, como indicadores de hidrovulcanismo?
Bem, a conclusão do relatório foi muito boa também, tentando fazer com que esta ideia tenha uma aplicação prática na procura de bens minerais associados a estes depósitos. Afinal, é para isto que somos pagos na indústria: usar e criar conhecimento para aplicarmos na criação de valor econômico para a sociedade.
A ideia de criação de nichos de permo-porosidade nestes depósitos hidrovulcanoclásticos em profundidade onde o petróleo pudesse ser acumulado é válida! Talvez explique a ocorrência frequente de shows de óleo na Fm. Serra Geral quando nossos poços a atravessavam.
As ideias de tufos para cerâmicas, rochas para pedras ornamentais, etc ... também são extremamente válidas e eu acho que é onde há a maior chance de sair alguma coisa economicamente válida em curto prazo.
Infelizmente, o vulcanismo Serra Geral não parece ter trazido consigo metais preciosos. Até hoje nunca foram encontradas anomalias significativas de Cu, Ni, Pt, Au ou outros metas preciosos. E você também não achou evidências nestes depósitos hidrovulcanoclásticos?
Mas, a sua mensagem final é a mais importante: "Qualquer plano de pesquisa geológica futura visando a seção da Fm. Serra Geral deverá necessariamente levar em conta a presença numerosa e onipresente dos depósitos hidrovulcanoclásticos na seção".

21.1. A necessidade de revisão dos modelos exploratórios

Com a consolidação do modelo de erupções hidrovulcânicas na origem da Formação Serra Geral, no qual se considera a forte contaminação crustal pela passagem do magma básico através de terrenos arqueanos e proterozóicos do embasamento da Bacia do Paraná e pelos sedimentos e geofluidos da sequência sedimentar paleozóica, assim como eventos explosivos de grande porte, os modelos exploratórios tradicionalmente aplicados na exploração mineral dessa região deverão sofrer adequações.

Essa abordagem abre novas perspectivas para a geologia exploratória na Bacia do Paraná, no momento em que forem interpretadas de forma integrada as grandes estruturas distensivas, a confirmação e localização dos centros eruptivos, as anomalias geoquímicas de superfície (sedimentos fluviais e solos), a estratigrafia geoquímica de detalhe e o novo mapeamento geológico que está sendo produzido pela MINEROPAR.

a) *acumulações de petróleo e gás* – geração em rochas sedimentares ricas em matéria orgânica e acumulação em níveis espessos de brechas hidrovulcânicas com permo-porosidade elevada;
b) *modelo hidrotermal para metais preciosos e básicos* – delimitação de centros eruptivos gerados pela interação de magma basáltico com sistemas aquíferos geoquimicamente favoráveis, e por seus sistemas de alteração, fraturamento e venulação radial e anelar;
c) *modelo magmático para metais preciosos* - delimitação de derrames ou centros eruptivos aonde exista a concentração de minerais magnéticos, especialmente a magnetita e a ilmeno-magnetita, que funcionam como sequestradores de metais do grupo da platina como salientado por Arioli (2008);
d) *depósitos secundários de Elementos Terras Raras* - a publicação de Yang et al (2008) com o modelo de depósitos secundários de ETR produzidos pela ação do intemperismo subtropical sobre as camadas de tufos básicos da Província Emeishana, na região de Guinzhou, China, abre interessantes perspectivas exploratórias para esse importante grupo de metais que tem aplicações importantes na indústria;
e) *argilas especiais* – identificação e delimitação de camadas de queda de cinza, hoje transformados em camadas de argilas caulinítica;
f) *pozolanas* - identificação e delimitação de camadas de queda de cinza estruturada (pumice);
g) *pedras coradas* – delimitação de derrames produtores e sua eventual associação com centros eruptivos e relações estratigráficas;

h) *águas subterrâneas* – compartimentação e caracterização dos aquíferos levando em consideração a existência de sistemas eruptivos e hidrotermais e camadas sub-horizontais e impermeáveis de hidrotufos;
i) *pedras ornamentais e de revestimento* – delimitação e caracterização de camadas espessas de hidrotufos, que têm aspecto extremamente homogêneo e são muito resistentes em virtude da abundância em quartzo;
j) *interpretação de dados geofísicos* - determinação de parâmetros como suscetibilidade magnética, resistividade, gravimetria bem como a reinterpretação de dados sismicos, podem conduzir a novos alvos para a exploração de óleo e gás e para modelos geológicos regionais.

A reinterpretação dos levantamentos geoquímicos e geofísicos regionais disponíveis e a integração com os novos dados geológicos deverá ser o primeiro passo nessa reavaliação. No entanto, essas novas possibilidades exigem o investimento em técnicas exploratórias adequadas como mapeamento geológico de detalhe, geoquímica em escala de detalhe, multielementar e de alto desempenho, geofísica aérea e terrestre em escala de detalhe, interpretação de imagens de sensores remotos multicanal, estudos petrográficos, de microscopia eletrônica de varredura e de geoquímica isotópica.

22. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Em virtude da evolução geotectônica, o desenvolvimento do magmatismo da Formação Serra Geral foi acompanhado por drásticas alterações ambientais que interferiram fortemente nos estilos de vulcanismo. A comprensão de como ocorreram erupções explosivas numa província de magmatismo essencialmente básico só foi possível ao ser considerado o modelo de hidrovulcanismo. Os centros eruptivos na forma de *maare* e anéis de tufos alinhados segundos os canais de alimentação com direção geral NNE-SSW, devem ter gerado enormes quantidades de depósitos hidrovulcanoclásticos associados com derrames de lava.

O avanço dos trabalhos de campo com descrição detalhada de secções geológicas, acompanhado de estudos petrográficos de secções delgadas, conectividade de poros e vesículas, temperatura e composição de inclusões fluidas, geoquímica multielementar e isotópica, determinações da suscetibilidade magnética e gamaespectrometria serão ferramentas essenciais para caracterizar os gradientes de formação, a distribuição em área, as isópacas e variações em espessura, a distribuição da faciologia que podem dar o suporte necessário para a identificação e caracterização de centros eruptivos parcialmente preservados.

Outros estudos podem ser necessários para detalhar e caracterizar as diferenças e os processos ambientais e seus depósitos característicos no sentido de delimitar a ocorrência de subssistemas e, se possível, identificar outros centros de erupção. Todos esses procedimentos e técnicas são necessários, não só para estabelecer o quadro evolutivo da província magmática, como também para indicar regiões favoráveis para exploração mineral que podem abranger desde jazidas de pedras ornamentais, caulim de alta qualidade, metais preciosos como ouro e metais do grupo da platina e até litologias capazes de armazenar e acumular petróleo e gás.

Por tudo o que foi apresentado nesse relatório, que abre enorme linha de pesquisa e investigação na Bacia do Paraná, consideramos como extremamente relevante o seguinte conceito de Fischer e Schmincke (1984) “*O reconhecimento da influência da água externa nas erupções vulcânicas abriu a Caixa de Pandora de novos problemas que oferecem um amplo campo para pesquisas futuras*”.

23. AGRADECIMENTOS E CRÉDITOS

Agradeço ao colega Edir Edemir Arioli pelos ensinamentos, pela constante troca de experiências, pelas discussões em campo e escritório e pela leitura crítica da minuta final desse relatório. À Profª. Drª Ingrid Ustkins-Peate, University of Iowa, e aos colegas geólogos Oscar Salazar Junior e Marcos Victor Fabro Dias da MINEROPAR pela leitura crítica e sugestões apresentadas na primeira versão do texto. À Profª Drª Eleonora Vasconcellos, Universidade Federal do Paraná - UFPR pelas discussões, trocas de idéias e solução de dúvidas, pela leitura do manuscrito final e pelas sugestões apresentadas. Aos Prof. Dr. Gilson Búrigo Guimarães, da Universidade Estadual de Ponta Grossa - UEPG, Prof Dr. Carlos Sommer da Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS e Dr. Pedro Vitor Zalán da Petróleo Brasileiro S.A. - PETROBRAS, agradecemos pela disponibilidade e colaboração na minuciosa leitura do manuscrito final e pelas críticas e sugestões apresentadas.

Ao Prof. Dr. Adilson Chinelatto da Universidade Estadual de Ponta Grossa - UEPG pela execução das análises em MEV e EDS.

À estudante de desenho industrial Jacqueline Hagness de Souza pela confecção das figuras das fases do modelo de hidrovulcanismo, ao geólogo Antonio Liccardo por fotografias de estúdio de amostras e ao Técnico em Mineração Miguel Ângelo Moretti pelo importante apoio no georreferenciamento e no geoprocessamento.

Agradecimentos especiais devem ser feitos à estudante de geologia Daianne Francis Silveira da UFPR pela organização meticulosa do banco de amostras coletadas pelo projeto e pelas descrições minuciosas de petrografia de lâmina delgada, e ao Técnico em Mineração Clóvis Roberto da Fonseca da MINEROPAR, pela dedicação e esmero no acompanhamento dos trabalhos de campo e de laboratório.

24. REFERÊNCIAS

1. ARIOLI,E.E. Arquitetura faciológica da sequência vulcânica e o significado exploratório das anomalias geoquímicas de Elementos do grupo da platina (EGP) e metais associados no Sistema Magmático Serra Geral, Estado do Paraná, Brasil. Tese de Doutorado. Curso de Pós Graduação em Geologia Exploratória. Universidade Federal do Paraná. 2008.

2. ARIOLI,E.E., LICHT,O.A.B. O Grupo Serra Geral no Estado do Paraná: Mapeamento geológico na escala de 1:250.000. Relatório Interno. MINEROPAR, Curitiba, 214 p. 2010.

3. ARIOLI,E.E., LICHT,O.A.B., Definição do Grupo Serra Geral no Estado do Paraná. V° Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. SBG. Goiás. Proc.... 2011

4. ARNOSIO,M., Principales tipos de depósitos piroclásticos. Curso Internacional de Volcanologia em los Andes Centrales. Salta-Argentina. Instituto Geonorte, Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta – UNSa. PowerPoint presentation. 2010

5. ARNOSIO,M., BECCHIO,R., BUSTOS,E., CHIODI,A., ORTIZ,A. (2010) Guía de campo. Curso Internacional de Volcanologia en los Andes Centrales. Salta-Argentina. Instituto Geonorte, Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta - UNSa. 2010

6. BARBOSA,M.A.D. Influência termal dos sills de Reserva, Prudentópolis e Irati nas rochas encaixantes da Formação Irati no Estado do Paraná. Dissertação de Mestrado. Curso de Pós Graduação em Geologia Exploratória. Universidade Federal do Paraná. 2004

7. BELLIENI,G., COMIN-CHIARAMONTI,P., MARQUES,L.S., MELFI,A.J., PICCIRILLO,E.M., NARDY, A.J.R., & ROISENBERG, A. High- and low-TiO_2 flood basalts from the Paraná Plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. N. Jb. Abh, 150, 273-306

8. BETTENCOURT,J.S. A mina de cobre de Camaquã, Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado. Inst. Geociências. Univ. São Paulo. 1972.

9. BIZZI,L.A., VIDOTTI,R.M. Condicionamento do Magmatismo pós-Gondwana. In: Bizzi.L. A., Schobbenhaus,C., Vidotti, R.M. e Gonçalves,J.H. (eds.) Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Cap VI. Rio de Janeiro. CPRM. Disponível em http://www.cprm.gov.br/publique/media/cap_VI_a.pdf . Acesso em 18/01/2012.

10. BRANNEY,M.J., KOKELAAR,P. Pyroclastics density currents and the sedimentation of ignimbrites. Geol Soc. Mem N 27. The Geological Society. London. 2002

11. CASHMANN,K.V., STURTEVANT,B., PAPALE,P., NAVON,O. Magmatic fragmentation. In: SIGURDSSON, H (Ed.) Encyclopedia of volcanoes. Academic Press. San Diego. 2000. pp 421-430.

12. CHALMERS,J.A.; WAAGSTEIN,R. Scientific results from deepened Lopra1 borehole, Faroe Islands. Geol. Survey of Denmark and Greenland. Bull 9. 2006

13. CHMYZ,L., VASCONCELLOS,E.M.G. Caracterização do metamorfismo de contato da soleira de Irati, aflorante na Pedreira Boscardin, estado do Paraná. XII Cong. Brasil. Geoquímica. Bol Resumos. Soc. Brasil. Geoquímica. Ouro Preto. 2009.

14. COMPTON, R. R. Geology in the Field. John Wiley & Sons, New York, 398p. 1985.

15. CRÓSTA,A.P., KOEBERL,C., FURUIE,R.A., KAZZUO-VIEIRA,C. The first description and confirmation of the Vista Alegre impact structure in the Paraná flood basalts of southern Brazil. Meteoritics & Planetary Science 45, n 2, p181–194. 2010.

16. DRIEF,A., SCHIFFMAN,P. Very low temperature alteration of sideromelane in hyaloclastites and hyalotuffs from Kilauea and Mauna Kea volcanoes: Implications for the mechanism of palagonite formation. *Clays and Clay Minerals*, v. 5, n. 52, p.623-635, 2004.

17. ERNESTO,M., RAPOSO,M. I. B., MARQUES,L.S., RENNE,P.R., DIOGO,L.A., DE MIN, A. Paleomagnetism, geochemistry and 40Ar/39Ar dating of the North-eastern Paraná magmatic province: tectonic implications. *Journal of Geodynamics*, **28**:321-340. 1999.

18. FASSBINDER,E., SADOWSKI,G.R., FIORI,A.P. Modelo de Riedel aplicado no Lineamento Lancinha, no Estado do Paraná. Bol. Paranaense de Geociências, n 42, p 173-184. 1994

19. FISHER,R.V., SCHMINCKE,H.U. Pyroclastic rocks. Springer Verlag. Berlin. 1984.

20. FODOR,R.V., MCKEE,E.M., ROISENBERG,A. Age distribution of Serra Geral (Paraná) flood basalts, southern Brazil. Journal of South American Earth Sciences. v2., n2, p19-26. 1993

21. FRANK,H.T., GOMES,M.E.B., FORMOSO,M.L.L.. Review of the areal extent and the volume of the Serra Geral Formation, Paraná Basin, South America. Pesquisas em Geociências, 36 (1): 49-57, jan./abr. 2009 Disponível em http://www.pesquisasemgeociencias.ufrgs.br/3601/05-3601.pdf. Acesso em 6 de abril de 2011..

22. FÚLFARO,V.J.; SAAD,A.R.; SANTOS.M.V.; VIANNA,R.B. Compartimentacão e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.,* **12**:590-611. 1982.

23. GANINO,C., ARNDT,N.T. Climate changes caused by degassing of sediments during the emplacement of larghe igneous provinces. Geology v37, n4, 2009

24. GANINO,C., ARNDT,N.T. Climate changes caused by degassing of sediments during the emplacement of larghe igneous provinces: REPLY. Geology v38, n6, 2010

25. GENÇALIOĞLU-KUŞCU,G., ATTILA,C., CAS,R.A.F., KUŞCU,I. Base surge deposits, eruption history and depositional processes of a wet phreatomagmatic volcano in Central Anatolia (Cora Maar). Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2007. 159, 198-209.

26. GÉRARD,M., CAQUINEAU,S., CHENET,A.L., FLUTEAU,F., COURTILLOT,V., SUBBARAO,K.V. Red boles in the Deccan trapps: time constraints from alteration processes. European Geosciences Union. Geophysical Research Abstracts, vol 8. 2006

27. GHOSH,P., SAYEED,M.R.G., ISLAM,R., HUNDEKARI,S.M. Inter-basaltic clay (bole bed) horizons from Deccan traps of India: Implications for palaeo-weathering and palaeo-climatie during Deccan volcanism. Palaeogoegraphy, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 242. Pp 90-109. 2006. Disponível em http://caos.iisc.ernet.in/faculty/pghosh/content/Publications/9.pdf. Acesso em 27/09/2011

28. GILL,R. Igneous rocks and processes - a pratical guide. Wiley-Blackwell. Malaysia. 2010

29. GIMENEZ FILHO,A. et al. Mapeamento geológico do Bloco SF-22-T - ACS 73. Sao Paulo: IPT, 1981. 63 p. Relatorio nº 14.845.

30. GIMENEZ FILHO,A. et al. Mapeamento geológico do Bloco SF-22-U-ACS 74. Sao Paulo: IPT, 1981a. 83 p. Relatorio nº 15.377. Consorcio CESP/IPT.

31. GIRARDI,V.A.V, MELFI,A.J., AMARAL,S.E.do. Efeitos termais associados aos diabásios mesozóicos da Bacia do Paraná. São Paulo. Boletim IG. 1978. v9, p 47-55.

32. GLOBALSPEC The Engeeniring Search Engine. Supercritical Fluid Extraction Systems Information. Disponível em http://www.globalspec.com/learnmore/laboratory_equipment_scientific_instruments/sample_preparation_wet_chemical_analysis/supercritical_fluid_extraction_systems. Acesso em 26/03/2012.

33. GOMES,M.E.B. Mecanismos de resfriamento, estruturação e processos pós-magmáticos em basaltos da Bacia do Paraná – região de Frederico Westphalen (RS) – Brasil. Tese de Doutorado. Curso de Posgraduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul e Université de Poitiers. 1996

34. GUEDES,E., HEILBRON,M., VASCONCELLOS,P.M., VALERIANO,C.M., ALMEIDA,J.C.H., TEIXEIRA,W., THOMAZ FILHO,A. K-Ar and $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of dikes emplaced in onshore basement of the Santos Basin, Resende area, SE Brazil: implications for the south Atlantic opening and Tertiary reactivation. Journal of South American Earth Sciences, v18, 3-4. p 371-382. 2005.

35. IG-UnB Glossário geológico ilustrado. Disponível em http://ig.unb.br/glossario/verbete/palagonita.htm. Acesso em 13/2012.

36. LAWRENCE,S.R., CORNFORD,C. Basin geofluids. Basin research. v7. n1. 1995. Blackwell Science

37. LICHT,O.A.B. A Geoquímica Multielementar na Gestão Ambiental - Identificação e caracterização de províncias geoquímicas naturais, alterações antrópicas da paisagem, áreas favoráveis à prospecção mineral e regiões de risco para a saúde no Estado do Paraná, Brasil, Tese de Doutorado. Curso de Pós Graduação em Geologia. UFPR. 2 v. 2001.

38. LICHT,O.A.B., ARIOLI,E.E. Evidências de eventos explosivos - hidrovulcanismo - na Formação Serra Geral, Estado do Paraná, Brasil. V° Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. SBG. Goiás. Proc.... 2011.

39. LICHT,O.A.B., ARIOLI,E.E. Hidrovulcanismo, um modelo eruptivo para a Formação Serra Geral. V° Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. SBG. Goiás. Proc.... 2011

40. LICHT,O.A.B., ARIOLI,EE. O conduto hidrovulcânico da Serra do Paredão, Cruz Machado, Paraná. V° Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. SBG. Goiás. Proc.... 2011

41. LIP Comission - Large Igneous Province Comission. International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior. Disponível em http://www.largeigneous provinces.org/aug11. Acesso 20/12/2011.

42. MAACK,R. Breves notícias sôbre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. Curitiba. IBPT. Archivos de Biologia e Tecnologia, vol. II, art. 7. 1947

43. MAACK,R. Mapa geológico do Estado do Paraná. Comissão de Comemorações do Centenário do Paraná. Curitiba. 1:750.000. 0,80m x 1,25 m. 1953.

44. MAACK,R. Geografia física do Estado do Paraná. Curitiba. BADEP/UFPR/IBPT. 1968

45. MANTOVANI,M.S.M., PEATE,D.W., HAWKESWORTH,C.J. Geochemical stratigraphy of Paraná Continental Flood Basalts: a contribution from borehole samples. In: PICCIRILLO,E.M. and MELFI,A.J. (eds) The Mesozoic Flood Volcanism of the Parana Basin. Inst Astron. Geofísico, Univ São Paulo. São Paulo. 1988. pp 15-24.

46. MANTOVANI,M.S.M., WILDNER,W., JUCHEN,P.L. Paraná Basin Magmatism, Stratigraphy and Mineralization (Southern Brazil). In : INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. Pre-Congress Field Trip... Rio de Janeiro, 2000. 63 p.

47. MARIMON,M.P.C., AYALA,L., MOREIRA,M.L.O. Formação Serra Geral no sul do Brasil; rochas básicas e ácidas: sua distribuição, petrografia e litoquímica. XXXII Cong. Bras. Geol. Salvador. Anais... Soc. Bras. Geol. 1982. v 2. P 403-414

48. MARQUES,L.S. Rochas básicas e intermediárias da Província Magmática do Paraná. Apresentação PowerPoint. I Seminário sobre a Formação Serra Geral. Curitiba. MINEROPAR. 2003

49. MILANI,E.J., RAMOS,V. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Rev Bras Geoc*., 28 (4): 473-484. 1998.

50. MILANI,E.J., MELO,J.H.G., SOUZA,P.A., FERNANDES,L.A., FRANÇA, A.B. Bacia do Paraná. In: Cartas Estratigráficas - Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287, mai/Nov. 2007

51. MILANI,E.J., FRANÇA,A.D., MEDEIROS,R.A.(*in memoriam*) Rochas geradoras e rochas-reservatório da Bacia do Paraná, faixa oriental de afloramentos, Estado do Paraná. Bol.. Geociências da PETROBRÁS, v 15, n 1, p 135-162. 2007a

52. MILANI,E.J., MELO,J.H.G., SOUZA,P.A., FERNANDES,L.A., FRANÇA,A.B. Bacia do Paraná. Bol. Geociências PETROBRAS, Rio de Janeiro15, n2, p 265-287. 2007b.

53. MOEBIS,A. Understanding the Holocene eruption record of the Tongariro Volcanic Centre, New Zealand. Doctor Thesis. Massey University. New Zealand. 2010. Disponível em http://mro.massey.ac.nz/bitstream/handle/10179/2200/01_front.pdf? sequence=3. Acesso em 25/05/2012

54. MORRISSEY,M., ZIMANOWSKI,B., WOHLETZ,K., BUETTNER,R. Phreatomagmatic fragmentation. In: SIGURDSSON,H (Ed.) Encyclopedia of volcanoes. Academic Press. San Diego. 2000. pp 431-445.

55. PAIVA F°,A. Estratigrafia e tectônica do nível de riodacitos pórfiros da Formação Serra Geral. Tese de Doutorado.. Universidade Estadual Paulista, Campus de Rio Claro. 2000.

56. PEATE,D.W. The Paraná-Etendeka Province. In. Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism. American Geophysical Union. Geohysical Monograph 100. 1999.

57. PEREIRA,A.J. *et al.* Geologia do Bloco SG-22-H, ACS 77: Relatorio Final. Salvador: CPRM, 1981. 92 p. Consorcio CESP/IPT.

58. PETERSOHN,E. Evolução térmica de sills encaixados nas Formações Irati e Ponta Grossa (Bacia do Paraná) no Estado do Paraná – Contribuição para o entendimento da evolução dos sistemas petrolíferos Irati-Rio Bonito/Pirambóia e Ponta Grossa – Itararé. Dissertação de Mestrado. Curso de Pósgraduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná. 2006

59. PETRY,K.O vulcanismo Serra Geral em Torres, RS: Feições de interação vulcano-sedimentares. TCC. Curso de Pós graduação em Geologia. UNISINOS. São Leopoldo. 2003.

60. PICCIRILLO,E.M., MELFI,A.J. (eds.) The mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin. IAG-USP. São Paulo. 1988.

61. PICHLER,E. Diques de arenito em Salto Grande, Rio Paranapanema. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, v1, n1, pp. 20-21, 1952.

62. RAMPINO,M.R.S., SELF,S., STOTHERS,R.B. Volcanic winters. Ann. Rev. Earth Planetary Sciences, 16, 73-99. 1988.

63. RAPOSO,M.I.B., ERNESTO,M., RENNE,P.R. Paleomagnetism and 40Ar/39Ar dating of the early Cretaceous Florianópolis dike swarm (Santa Catarina Island), Southern Brazil. Physics of the Earth and Planetary Interiors. 108, p 275-290. 1998.

64. RENNE,P.R., ERNESTO,M., PACCA,I.G., COE,R.S., GLENN,J.M., PRÉVOT,M. PERRIN,M. The Age of Paraná Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. Science. v 258. 1992

65. RENNE,P.R., DECKART,K., ERNESTO,M., FÉRAUD,G., PICCIRILLO,E.M. Age of Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. Earth And Planetary Science Letters 144, p 199-211. 1996.

66. RITTMANN,A. Les volcans et leur activitè. Masson et Cie, Ed. Paris. 1963.

67. ROSS,P.-S., UKSTINS PEATE,I., McCLINTOCK,M.K., XU,Y.G., SKILLING,I.P., WHITE,J.D.L., HOUGTHON,B.F. Mafic volcaniclastic deposits in flood basalt provinces: A review. Journal of volcanology and geothermal research. 145, p 281-314. 2005.

68. ROSTIROLLA, S.P. Evolução Geodinâmica da Formação Serra Geral e sua Relação com a Abertura do Oceano Atlântico Sul. Apresentação PowerPoint. I Seminário sobre a Formação Serra Geral. Curitiba. MINEROPAR. 2003.

69. ROSTIROLLA,S.P., ASSINE,M.L., FERNANDES,L.A., ARTUR,P.C. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná – o exemplo do Alto Estrutural de Quatiguá. Rev. Brasil. Geociências. 2000. 30(4):639-648.

70. SCHNEIDER,A.W. Vulcanismo basáltico da Bacia do Paraná: perfil Foz do Iguaçu - Serra da Esperança. XXIV Cong. Bras. Geol. Brasília. Anais... Soc. Bras. Geologia. 1970

71. SCROPE,G.P. The geology and the extinct volcanoes of Central France. John Murray. London. 2nd. Ed. 1858. Disponível em http://books.google.com/ebooks/reader?id= l7cQAAAAI AAJ&hl=pt-BR&printsec=frontcover&output=reader . Acesso em 13/06/2011.

72. SDSU-Dep.Geol.Sci. San Diego State University - Department of Geological Sciences, How Volcanoes Work. Disponível em http://www.geology.sdsu.edu /how_volcanoes_work/**.** Acesso em 13/02/2012

73. SELF,S., THORDARSON,Th., KESZTHELYI,L. Emplacement of continental flood basalt lava flows. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 100: 381-410, 1997.

74. SILVEIRA,D.F., LICHT,O.A.B., VASCONCELLOS,E.M.G., ARIOLI,E.E., CHINELATTO,A.L. Caracterização petrográfica de hidrotufo vitroclástico da região de Pato Branco, Paraná . V° Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. SBG. Goiás. Proc.... 2011

75. SKILLING,I.P., WHITE,J.D.L., MCPHIE,J. Peperite: a review of magma-sediment mingling. Journal of Volcanology and Geothermal Research 114, p1-17. 2002.

76. SUMNER,J., WIDDOWSON,M. Explosive flood basalt eruptions across the Cretaceous-Tertiary boudary (KTB): the importance of red bole horizons within the Deccan trapps, India. Volcanic and Magmatic Studies Group Annual Meeting. Queens College Cambridge. 5-7 January. 2011. Disponível em http://www.the-conference.com/conferences/2011/vmsg2011/abstracts/finalPDFs/A68.pdf. Acesso em Outubro/2011.

77. THEMAG Engenharia Ltda. Mapeamento geologico sistematico do bloco SG-22-B (ASC 75). Sao Paulo: PAULIPETRO/IPT, 1981. 86 p, 04 mapas, ex.2 11 mapas. Consorcio CESP/IPT.

78. THIEDE,D.S., VASCONCELLOS,P.M. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}Ar/^{39}Ar$ results. 44° Congresso Brasileiro de Geologia. Proc... Curitiba. 2008.

79. THIEDE,D.S., VASCONCELLOS,P.M. Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}Ar/^{39}Ar$ results. Geology. v 38, n 8, p 747-750. 2010.

80. VALENTINE,G.A., GREGG,T.K.P. Continental basaltic volcanoes – Processes and problems. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 177, p 857-873. 2008.

81. VASCONCELLOS, E.M.G. Principais Características Geoquímicas E Isotópicas Das Soleiras Do Arco De Ponta Grossa. I Seminário sobre a Formação Serra Geral. Curitiba. MINEROPAR. 2003.

82. VASCONCELLOS, E.M.G.; LICHT, O. A. B.; BRAGA, L. S.; BITTENCOURT, A.V.L.. Gabros da Bacia do Paraná: aspectos petrográficos e geoquímicos. In: VIII Congresso Brasileiro de Geoquímica e I Simpósio de Geoquímica dos Países do MERCOSUL, 2001, Curitiba. Anais do VIII Congresso Brasileiro de Geoquímica e I Simpósio de Geoquímica dos Países do MERCOSUL. Curitiba : Sociedade Brasileira de Geoquímica, 2001

83. VIRAMONTE,J. Fisica de los procesos en el conducto. Curso Internacional de Volcanologia em los Andes Centrales. Salta-Argentina. Instituto Geonorte, Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta - UNSa. PowerPoint presentation. 2010

84. WAICHEL,B.L. Estruturação de derrames e interações lava-sedimento na porção central da Província Basáltica Continental do Paraná. Porto Alegre, 2006. 108 p. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

85. WAICHEL,B.L., LIMA,E.F., LUBACHESKY,R.; SOMMER,C.A. Pahoehoe flows from the central Paraná Continental Flood Basalts. Bulletin of Volcanology, Heidelberg, v. 68, n. 7-8, p. 599-610, 2006.

86. WAICHEL,B.L., LIMA,E.F., SOMMER,C.A., LUBACHESKY,R. Peperite formed by lava flows over sediments: An example from the central Paraná Continental Flood basalt, Brazil. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 159, p. 343-354, 2007.

87. WALKER,G.P.L., BLAKE,D.H. The formation of a palagonite breccia mass beneath a Valle glacier in Iceland. Q.Jl. Geol. Soc. London. V 22, pp 45-61. 1966.

88. WHITE,J.D.L., BRYAN,S.E., ROSS,P.-S., SELF,S., THORDARSON,T. Physical volcanology of continental large igneous provinces: update and review. In: THORDARSON,T., SELF,S., LARSEN,G., ROWLAND,S.K., HOSKULDSSON,A. (eds) Studies in Volcanology: The Legacy of George Walker. Special Publications of IAVCEI, 2, 291-321. Geological Society, London. 2009

89. WHITE,J.D.L., MCPHIE,J., SKILLING,I.P. Peperite: a useful genetic term. Bull. Volcanology. 62, p 65-66. 2000.

90. WILDNER, W. Estágio da arte do Magmatismo Serra Geral Apresentação PowerPoint. I Seminário sobre a Formação Serra Geral. Curitiba. MINEROPAR. 2003.

91. WILDNER, W. Estágio da arte do Magmatismo Serra Geral Apresentação PowerPoint. I Seminário sobre a Formação Serra Geral. Curitiba. MINEROPAR. 2003.

92. WILDNER,W, BRITO,R.S.C de., LICHT,O.A.B., ARIOLI,E.E. (*coord*.) Geologia e recursos minerais do sudoeste do Estado do Paraná. Escala 1:250.000. Brasília : CPRM, 2006 (Convênio CPRM / MINEROPAR). 95 p. il + mapas

93. WILDNER,W., SANTOS,J.O.S., HARTMANN,L.A., MCNAUGHTON,E.N.J. Clímax final do vulcanismo Serra Geral em 135 Ma: primeiras idades U-Pb em zircão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43.,e SIMPÓSIO DE GEOQUÍMICA ISOTÓPICA, 2008, Aracaju . Coletânea de trabalhos completos... Aracaju: SBG, 2008. 1 CD ROM.

94. WOHLETZ,K.H. Hidrovolcanismo. In: MARTÍ,J., ARAÑA,V. La Volcanología Actual. Cap. 3. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, 1993.

95. WOHLETZ,K.H. Part 2: Eruption Physics In ZIMANOWSKI,B., WOHLETZ,K.H. Physics of phreatomagmatism II. International Maar Conference Proc...Terra Nostra v6, pp 535-544. 2000

96. WOHLETZ,K.H., HEIKEN,G. Volcanology and geothermal energy. Berkeley. University of California Press. 1992. Disponível em http://ark.cdlib.org/ark:/13030/ft6v19p151/ Acesso em 30/4/2010.

97. YANG, R. D.; WANG, W.; ZHANG, X. D.; LIU, L. L.; WEI, H. R.; BAO, M.; WANG, J. X. A new type of rare earth elements deposit in weathering crust of Permian basalt in western Guizhou, NW China. Journal of Rare Earths (2008). v 26, n 5, Publisher: The Chinese Society of Rare Earths, Pages: 753-759. Disponível em http://www.mendeley.com/research/new-type-rare-earth-elements-deposit-weathering-crust-permian-basalt-western-guizhou-nw-china/. Acesso em 12/5/2012.

98. ZALÁN,P.V., CONCEIÇÃO,J.C., WOLFF,S., ASTOLFI,M.A., VIEIRA,I.S., APPI,V.T., NETO,E.V.S., CERQUEIRA,J.R., ZANOTTO,O.A., PAUMER,M.L., MARQUES,A. 1986. Análise da Bacia do Paraná. Internal Report Gt-Os-009/85, PETROBRÁS (DEPEX-CENPES), Rio de Janeiro. 195p.

ANEXO I

FICHAS DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

Amostra EA-514 (A e B)

a) Descrição Macroscópica:

A amostra tem cor verde-acinzentada; sua granulação varia de fina a muito fina; seu índice de cor é provavelmente leucocrático; sua estrutura é maciça e sua textura é fanerítica inequigranular em matriz muito fina. É, possivelmente, composta por 90% material quartzo feldspático muito fino. Os 10% restantes são cristais de quartzo anédrico e feldspato euédrico tabular, centimétricos disseminados em meio a matriz.

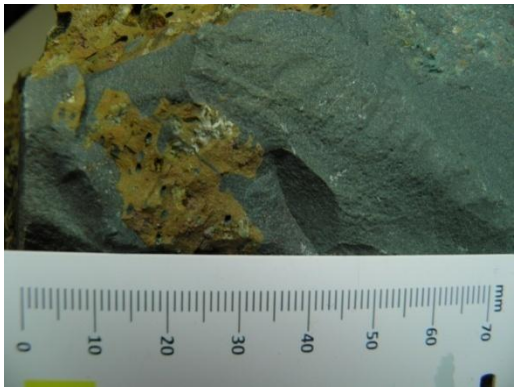


Figura 1, amostra bruta. *Matriz muito fina de cor verde-acinzentado circundando um litoclasto de basalto.*

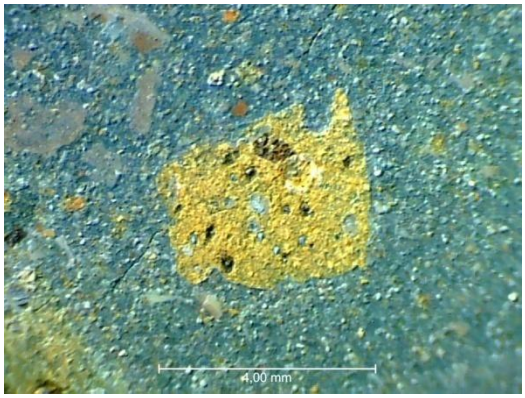


Figura 2, petroscopia. *Detalhe do litoclasto anguloso com a matriz.*

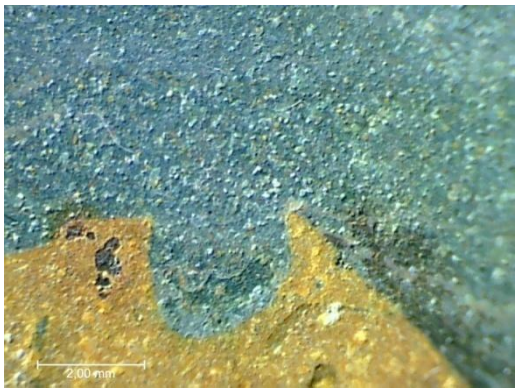


Figura 3, petroscopia. *Detalhe da porção vesicular do litoclasto com preenchimento de matriz.*

Figura 4, petroscopia. *Detalhe dos litoclastos em meio a matriz.*

b) Descrição Microscópica:

A fração grossa corresponde à 70% da amostra, sendo de tamanho cinza grossa a lapilli; a fração fina corresponde à 30% da amostra, sendo de tamanho cinza fina. Existem alguns níveis tênues, delgados, que são ricos em material de tamanho cinza fina e exibem uma predominância de filossilicatos.

A fração grossa é composta por cristaloclastos de quartzo, opacos e plagioclásio angulosos de alta esfericidade, e subordinadamente biotita, clorita, epidoto e zeólita angulosos de baixa esfericidade, sendo todos de tamanho cinza grossa. Ocorre ocasionalmente, aglomerados arredondados de matriz ultrafina. O constituinte de tamanho lapilli é um litoclasto de basalto vítreo que foi inteiramente palagonitizado. Ele apresenta vesículas arredondadas preenchidas por plagioclásio, quartzo, circundados por uma borda de clorita anédrica a euédrica radial, além de conter xenocristais de plagioclásio, augita, apatita e opacos. O contato entre o litoclasto e as frações fina e grossa é regular e bem definido, havendo a percolação de óxido de ferro em algumas porções isoladas.

A fração fina é composta essencialmente por material vítreo muito fino associado a clorita/celadonita e minoritariamente a óxido de ferro.

O contato entre os constituintes da fração fina e grossa, dá-se de maneira regular e bem definida.

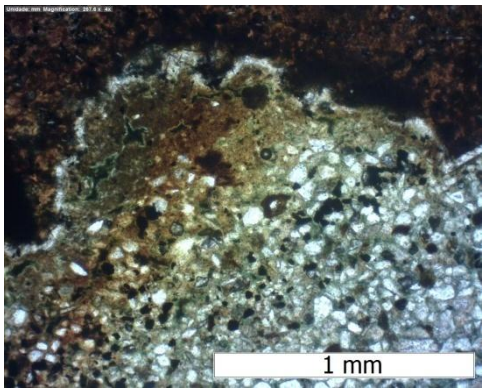


Figura 1, petrografia. *Contato da vesícula do litoclasto com a fração fina e grossa. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

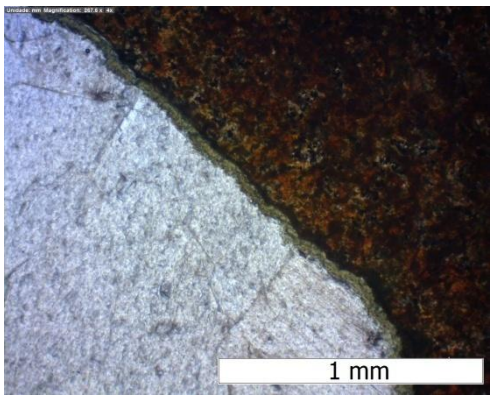


Figura 2, petrografia. *Detalhe da borda de clorita de dentro de uma vesícula do litoclasto. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

Amostra EA-535 (A e B)

a) Descrição Macroscópica:

A amostra tem cor castanha-acinzentada clara; sua granulação é muito fina; seu índice de cor é leucocrático; sua estrutura é venulada; sua textura é fanerítica equigranular muito fina. Tem provável composição quartzo feldspática submilimétrica. As vênulas são anastomosadas, delgadas e com preenchimento de material castanho claro, de possível composição quartzo feldspática de uma geração posterior à matriz. Em meio à amostra, existe um xenólito de riodacito, sendo este centimétrico, facetado e anguloso. A lâmina A não mostra a presença do xenólito e a lâmina B tem um corte perpendicular a ele.

Figura 1, amostra bruta. *Matriz muito fina de cor castanha-acinzentada clara circundando o xenólito facetado e anguloso.*

Figura 2, amostra bruta. *Porção da matriz quartzo-feldspática sem o xenólito.*

b) Descrição Microscópica:

A fração grossa corresponde a 60% da amostra, sendo de tamanho cinza grossa a lapilli; a fração fina corresponde à 40% da amostra, sendo de tamanho cinza fina.

Apresenta-se estruturada com a intercalação de níveis que são paralelos e que tem padrão curvilíneo, podendo estar dobrados. Diferenciam-se quanto ao predomínio de material cinza fina e predomínio de material cinza grossa.

Os níveis com predomínio de cinza fina são mais espessos, frequentes e encontram-se associados a óxido de ferro. Os níveis com predomínio de cinza grossa são mais delgados e descontínuos.

Os cristaloclastos tem, geralmente, tamanho cinza grossa. São compostos essencialmente por cristais de quartzo, plagioclásio e minerais opacos, sendo todos de subangulosos a angulosos, de alta esfericidade; e eventualmente por clorita, biotita, epidoto e zeólita. Com tamanho lapilli ocorrem fragmentos de vidro, litoclastos de basalto e aglomerados subarredondados de material de tamanho cinza ultrafina e composição vítrea. Os fragmentos de vidro são angulosos, de baixa esfericidade, normalmente associados aos níveis com predomínio de material cinza fina. Os litoclastos de riodacito são angulosos, de alta esfericidade, de contato pouco regular com a matriz e o arcabouço, pontualmente rompido; apresenta textura fanerítica inequigranular porfirítica em matriz vítrea; os fenocristais são relictos de plagioclásio e cristais de augita; a matriz encontra-se desvitrificada e com intensa cloritização e argilização; ocorre a disseminação de opacos em meio a fração fina. Os fragmentos de porções ricas em elementos de tamanho cinza ultrafina vítrea configuram aglomerados circulares ou então feições alongadas e rompidas; associando-se geralmente ao nível com predomínio da fração fina.

A fração fina tem tamanho cinza fina, é composta por vidro vulcânico e associa-se principalmente ao óxido de ferro.

Em uma porção da amostra existe a presença de vênulas delgadas, aproximadamente retilíneas, pouco contínuas, preenchidas por carbonato e plagioclásio.

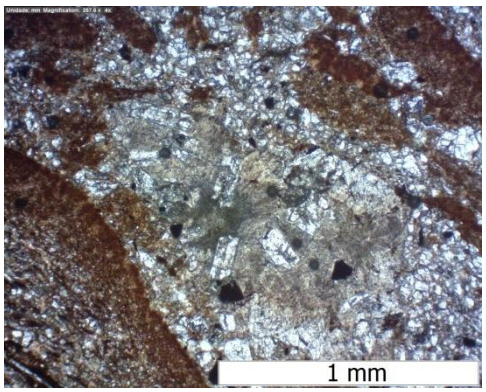


Figura 1, petrografia. *Detalhe do cristaloclasto de riodacito. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

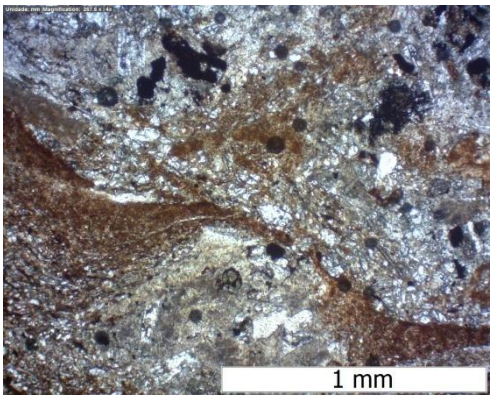


Figura 2, petrografia. *Nível rico em material de tamanho cinza fina contorcido e rompido. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

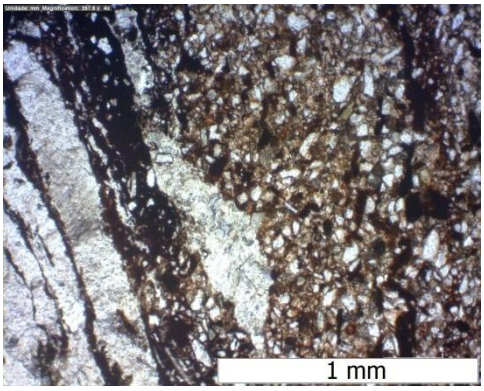


Figura 3, petrografia. *Vênulas paralelas de carbonato (à esquerda) em meio a fração fina e grossa. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

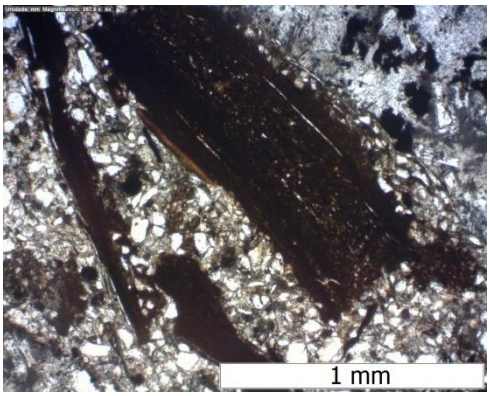


Figura 4, petrografia. *Fragmentos vítreos em meio a fração fina e a fração grossa. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

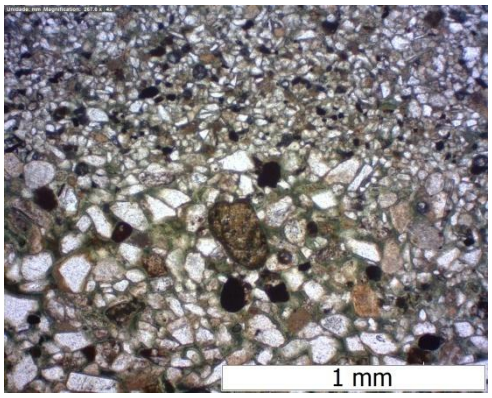


Figura 5, petrografia. *Nível rico em material de tamanho cinza grossa. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

Amostra EA-607

a) Descrição Macroscópica:

A amostra tem cor castanha-avermelhada clara; sua granulação é muito fina; seu índice de cor é leucocrático; sua estrutura é de fluxo, estratificada e vesicular; e sua textura é fanerítica equigranular muito fina de fluxo. É composta, provavelmente, por material quartzo feldspático muito fino. Os níveis são paralelos, delgados e intercalam-se definindo as estruturas de fluxo. Os níveis variam quanto a coloração e a densidade de vesículas; configuram dobras abertas localizadas denotando o movimento do material quando este encontrava-se em estado plástico.

b) Descrição Microscópica:

A fração grossa perfaz 70% da amostra e a fração fina corresponde a 30%. A estruturação dá-se na intercalação de níveis com predomínio de material cinza fina e de material cinza grossa, sendo os primeiros mais espessos que os últimos. Estes níveis são aproximadamente paralelos, curvilíneos e denotam uma estrutura de fluxo com padrão cruzado.

A fração grossa é composta por cristaloclastos, litoclastos e aglomerados de material de tamanho cinza ultrafina, todos de tamanho cinza grossa a lapilli. Os cristaloclastos são angulosos, de alta esfericidade, compostos por quartzo, plagioclásio, sericita, opacos, clorita e epidoto. Os litoclastos tem aspecto predominantemente rompido, são angulosos, tem tamanho lapilli, são de basalto vítreo fanerítico. Existem aglomerados de cinza ultra fina, que encontram-se rompidos, em meio a estes níveis, tendo estruturação caótica.

A fração fina é dada por material de tamanho cinza fina, sendo composto por vidro vulcânico. Nos níveis com predomínio da fração fina, há ocorrência de óxido de ferro.

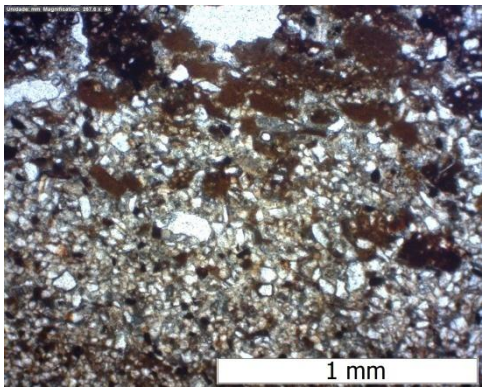


Figura 1, petrografia. *Detalhe do contato de um nível com predomínio de material de tamanho cinza fina caótico com um nível com predomínio de material cinza grossa. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

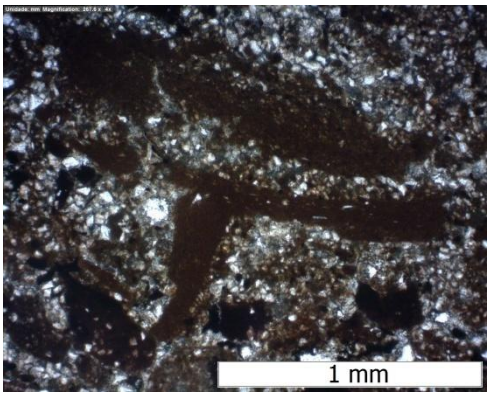


Figura 2, petrografia. *Detalhe de um nível com predomínio de material de tamanho cinza fina com aglomerados rompidos de material de tamanho cinza ultrafina. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

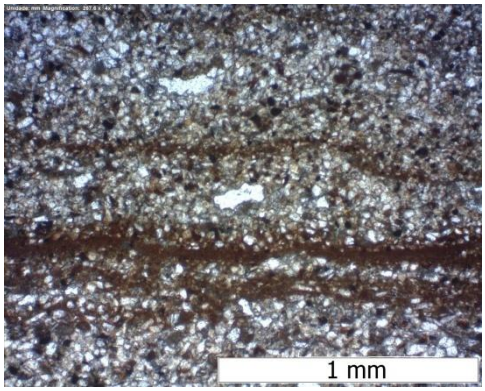


Figura 3, petrografia. *Níveis com predomínio de material de tamanho cinza fina com óxido de ferro delgados em meio a níveis com predomínio de material cinza grossa. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

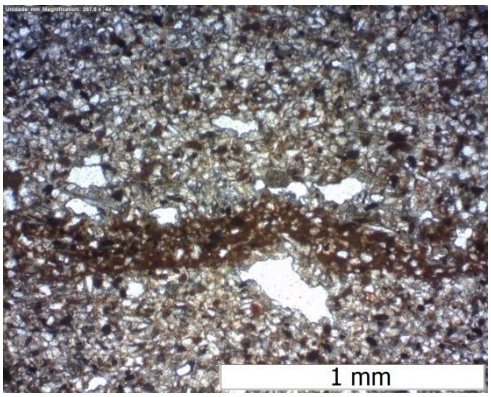


Figura 4, petrografia. *Detalhe de nível com predomínio da fração fina com dobra aberta e tênue. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

Amostra EA-610B-1 / EA-610B-2

a) Descrição Macroscópica:

Apresenta estratificação incipiente, com intercalação de níveis paralelos centimétricos, sendo os mais espessos clasto-suportados e os mais delgados matriz-suportados, interrompidos por *degassing pipe*. Material de tamanho cinza grossa de cor castanha-avermelhada clara, aparentemente material quartzo-feldspático.

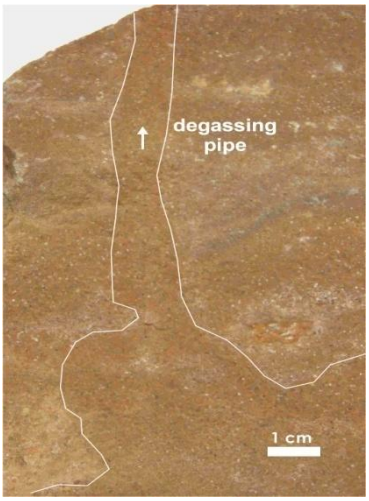


Figura 1. *Os níveis intercalam-se em matriz suportados e clasto suportados podendo ser interrompidos por feições verticais constituídas de material de granulação grossa - provável "degassing pipe".*

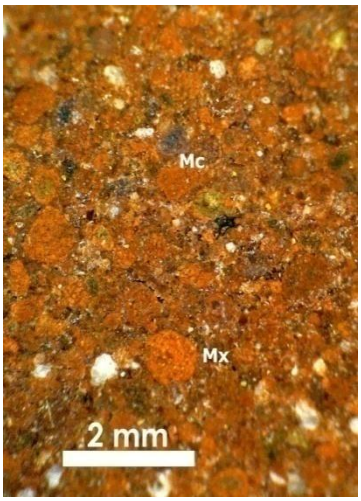


Figura 2, com lupa digital. *Material clástico (Mc), moderadamente selecionado, variando de anguloso a arredondado, quartzo-feldspático em matriz riolítica (Mx) que após microscopia de secção delgada mostra-se composto por litoclastos de basalto, cristaloclastos de feldspato e quartzo, e opacos. Material moderadamente e bem selecionado.*

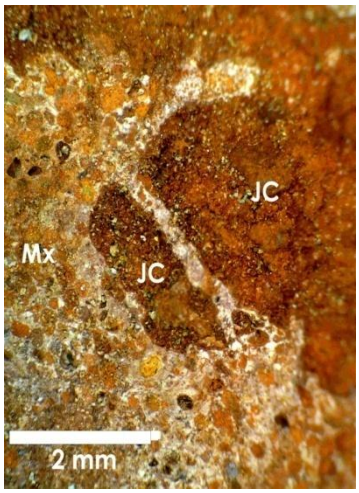


Figura 3, com lupa digital. *Litoclastos (JC) angulosos a subangulosos de basalto vítreo, com contato regular e bem definido (isotérmico) com a matriz vítrea (Mx). Material pobremente selecionado.*

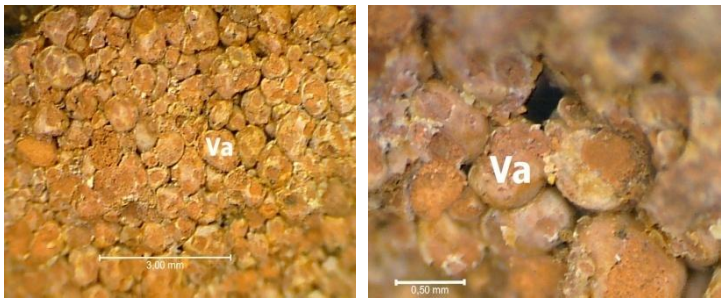


Figura 4 e 5, com lupa digital. *Mostram vitroclastos arredondados (Va), de alta esfericidade e bem selecionados.*

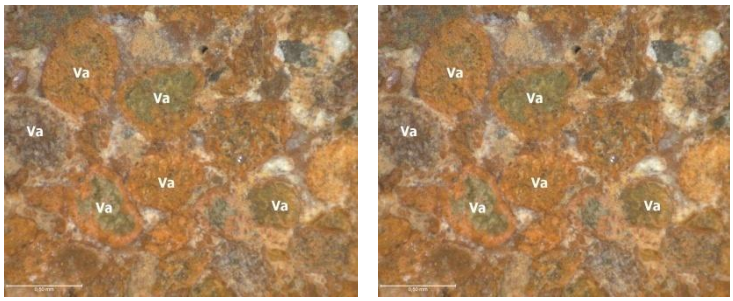


Figura 6 e 7, com lupa digital. *Evidenciam vitroclastos arredondados (Va) do tamanho cinza fina a cinza grossa, de alta esfericidade, bem selecionados, com o núcleo evidenciando provável cloritização.*

b) <u>Descrição Microscópica:</u>

O arcabouço de tamanho cinza grossa corresponde a 60% da amostra; a matriz de tamanho cinza fina corresponde à 40% da amostra.

Ocorrem litoclastos arredondados de basalto vesicular fanerítico inequigranular porfirítico em matriz vítrea de granulometria cinza grossa a lapilli; vitroclastos arredondados de duas gerações distintas, uma caracterizada por vitroclastos com espículas de vidro com

arranjo irregular associadas a hidróxidos de ferro, caracterizando textura axiolítica (textura em favos, ou, *honeycomb*); outra geração de aspecto rugoso, microfraturado, definindo textura perlítica (pouco frequente); o contato entre os constituintes do hidrotufo vitroclástico é regular; cristaloclastos de quartzo e plagioclásio angulosos. A matriz é vítrea, circunda os componentes da amostra e denota uma estrutura de fluxo bem marcada.

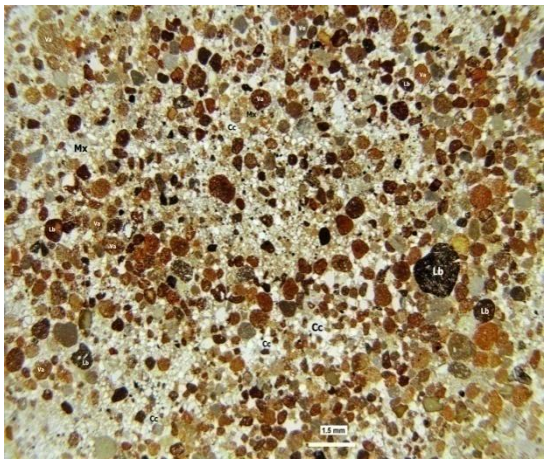


Figura 8, petroscopia. *Os litoclastos de basalto (Lb) variam de subangulosos a subarredondados, tendo esfericidade moderada a alta. Os vitroclastos (Va) são arredondados e esféricos. Todo o conjunto pode ser denominado de moderadamente a bem selecionado.*

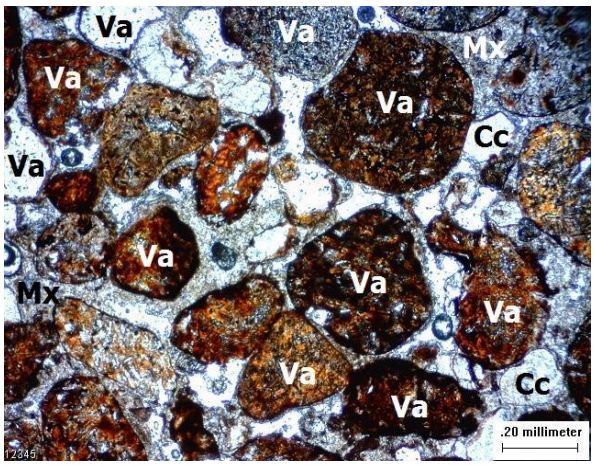


Figura 9, petrografia. *Cristaloclastos (Cc) angulosos a subarredondados de plagioclásio e quartzo; matriz vítrea (Mx); dois tipos de vitroclastos arredondados (Va); o contato entre os constituintes do hidrotufo vitroclástico é regular, bem definido e não apresenta bordas de reação. Nesta secção, o hidrotufo mostra-se matriz suportado com um grau de seleção moderado, sendo todos os seus constituintes de moderada a alta esfericidade.Fotografia em luz plano-polarizada.*

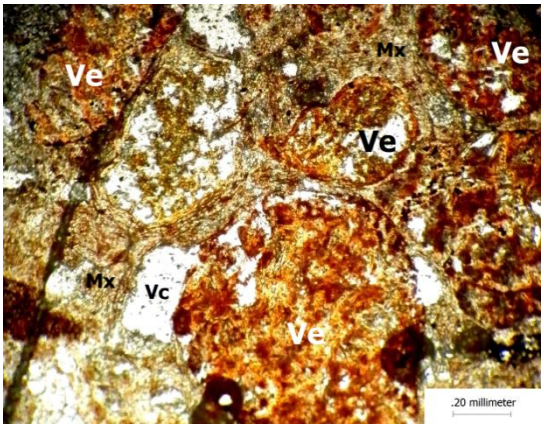


Figura 10, petrografia. *A matriz vítrea orientada (Mx), circundando os vitroclastos arredondados (Va) de alta esfericidade. Nesta secção o hidrotufo mostra-se matriz suportado e encontra-se pobremente selecionado. Fotografia em luz plano-polarizada.*

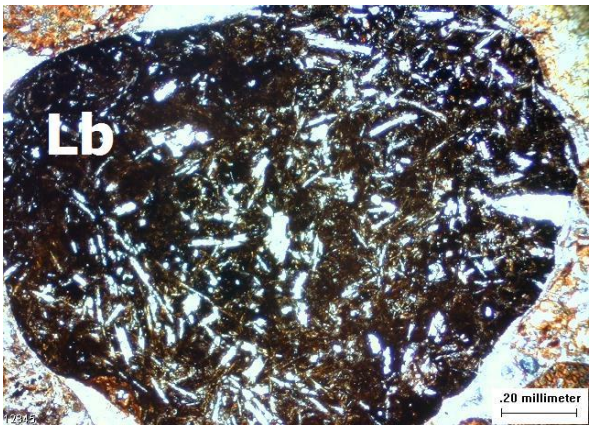


Figura 11, petrografia. *Litoclasto de basalto (Lb) subarredondado, de alta esfericidade circundado por matriz vítrea (Mx) e vitroclastos. Fotografia em luz plano-polarizada.*

Figura 12, petrografia. *Vitroclastos (VE) se caracterizam pela presença de espículas de vidro com arranjo irregular associadas a hidróxidos de ferro, definindo uma textura axiolítica. Ocorre em contato com a geração de vitroclastos de textura perlítica (Vp). Fotografia em luz plano-polarizada.*

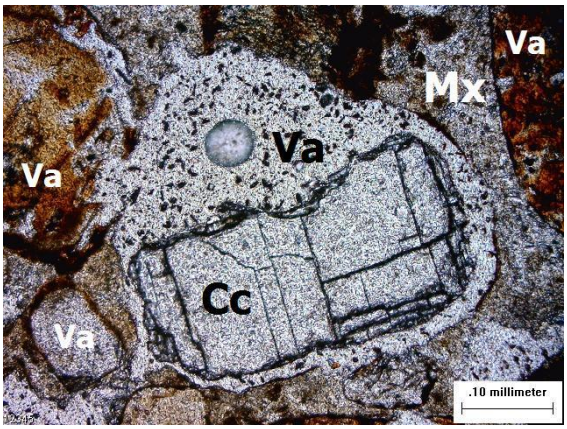
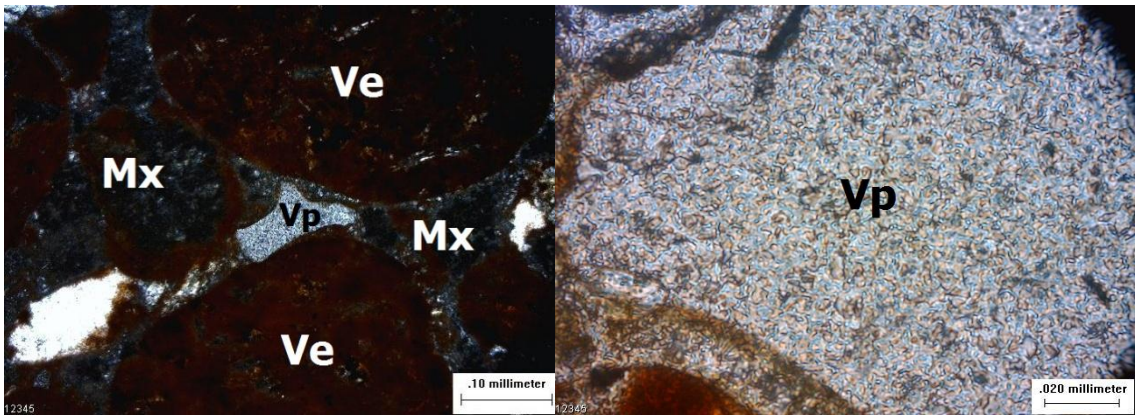


Figura 13, petrografia. *Cristaloclastos (Cc) de plagioclásio, em contato com vitroclastos associados a óxido de ferro e espículas de vidro (Va) e sendo circundados por matriz vítrea (Mx) ou vitroclastos arrancados.Fotografia em luz plano-polarizada.*



Figuras 14 e 15, petrografia. *Outro tipo de vitroclastos, cujo aspecto é rugoso e micro-fraturado define uma textura perlítica (Vp). A figura 14 corresponde a porção detalhada do Vp da figura 13. Ambas as fotografias estão em luz polarizada.*

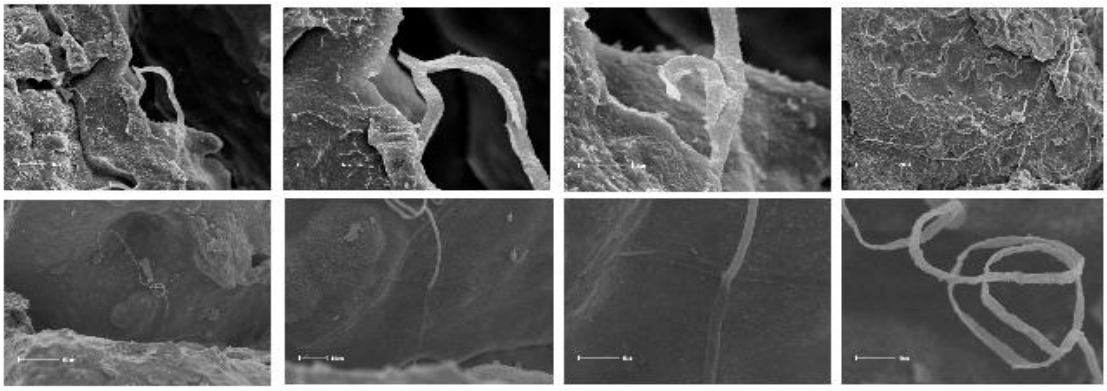


Figura 16 a 23, MEV. *Amostras de hidrotufo vitroclástico, onde evidenciam-se filamentos de vidro ("Cabelos de Pelé") encontrados geralmente em associação com a matriz vítrea que circunda os vitroclastos.*

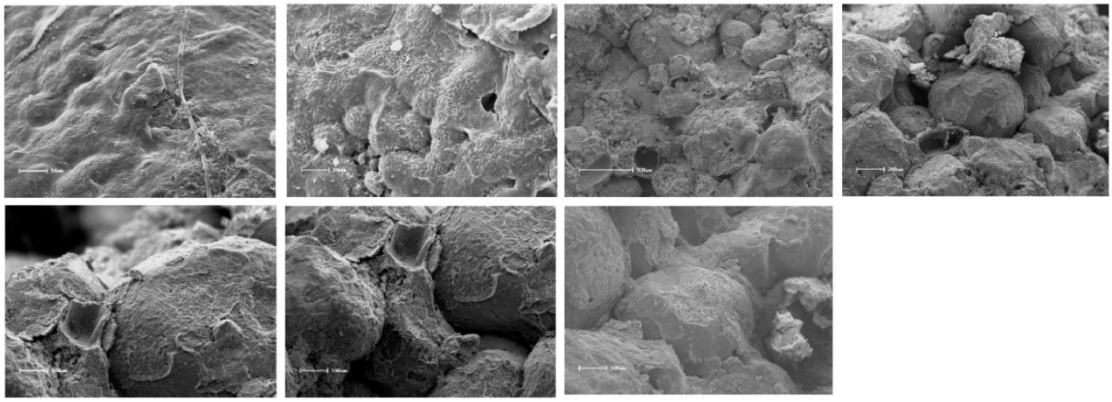


Figura 24 a 30, MEV. *Detalhe de vitroclastos arredondados, de composição variada. Normalmente são circundados por uma matriz vítrea.*

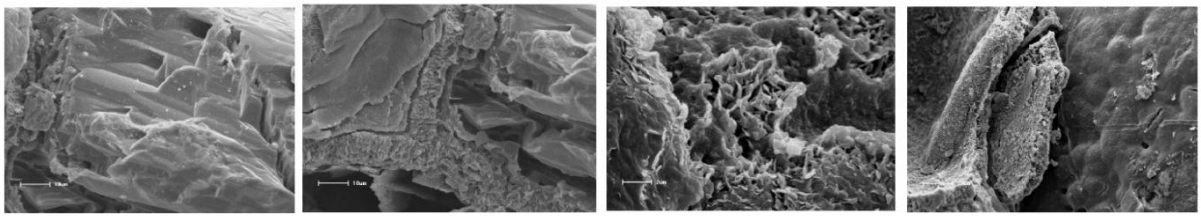


Figura 30, MEV. *Cristaloclasto anguloso de baixa esfericidade de plagioclásio.Circundado por matriz vítrea.*

Figura 31, MEV. *Matriz vítrea circunda cristaloclastos angulosos de plagioclásio (à direita) e de quartzo (à esquerda).*

Figura 32, MEV. *Porção de um vitroclasto arredondado rompido, evidenciando estrutura "em favos" (honeyencomb) do vidro. Possivelmente é a geração de vitroclasto determinada na petrografia como VE.*

Figura 33, MEV. *Capa de matriz vítrea, indicada por uma seta verde, envolvendo um vitroclasto arredondado de textura perlítica.*

c) <u>Observações:</u>

A análise por EDS da lâmina metalizada mostra que a composição dos cristaloclastos é dada por quartzo e plagioclásio, os vitroclastos têm composição vítrea com sobressaltos de alumínio e potássio e a matriz também é vítrea com predominância de silício, alumínio e magnésio.

Estas amostras foram retiradas da mesma rocha denominada como EA-610 para laminação; ambas foram utilizadas na confecção do resumo expandido *Caracterização petrográfica de hidrotufo vitroclástico da região de Pato Branco, Paraná,* para o V Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados (2011).

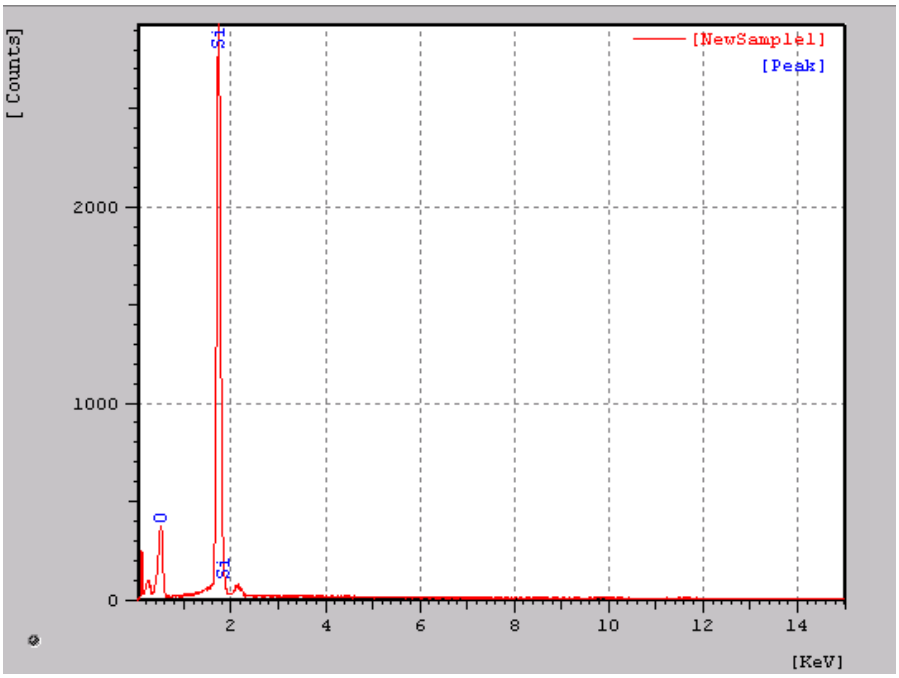


Figura 34, EDS. *Gráfico da análise química por EDS em um cristaloclasto de quartzo. Há predomínio de Si e O.*

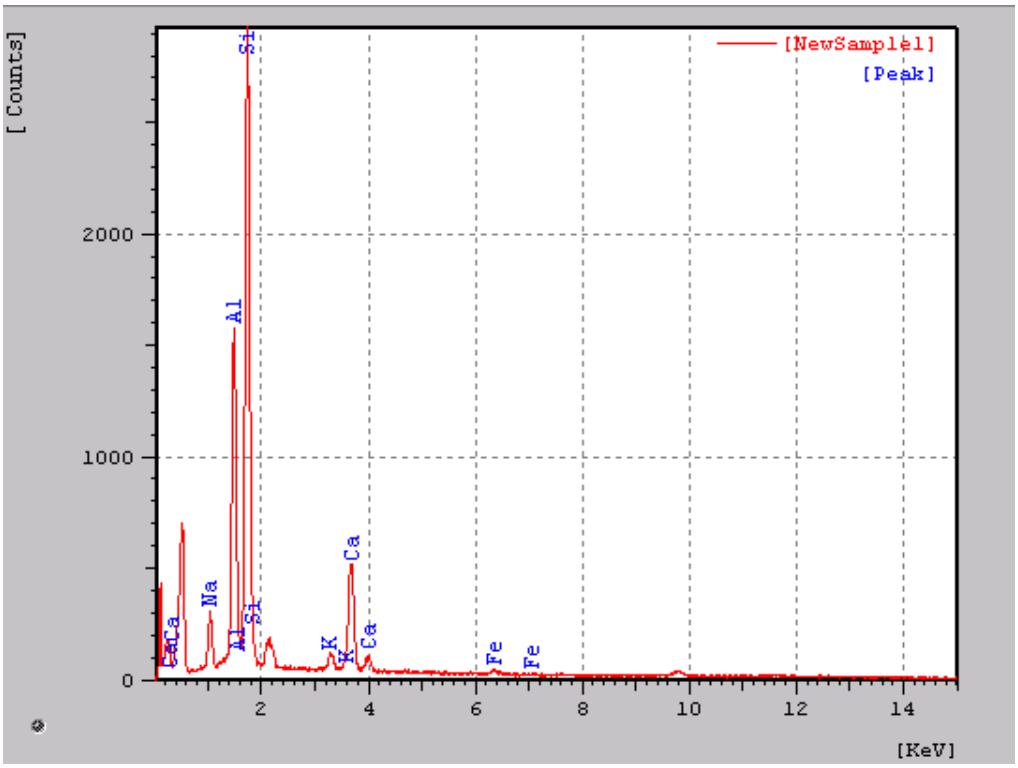


Figura 35, EDS. *Gráfico da análise química por EDS em um cristaloclasto de plagioclásio. Há predomínio de Si, Al, Ca, Na, K e Fe.*

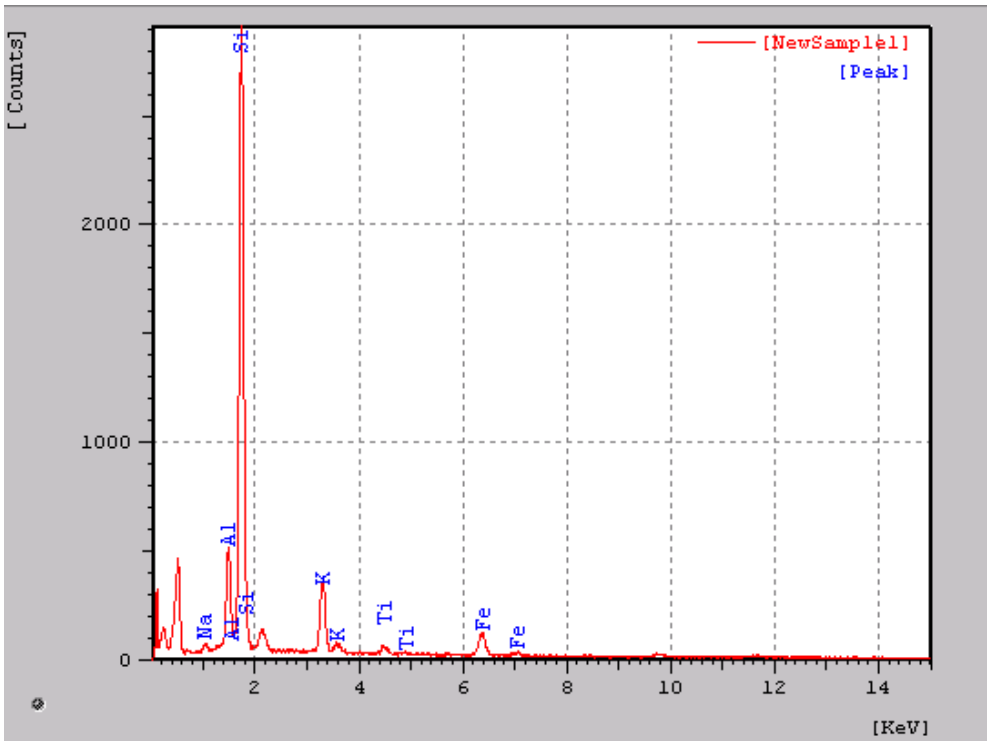


Figura 36, EDS. *Gráfico da análise química por EDS em um vitroclasto axiolítico (Ve), com predomínio de Si, Al, K, Na, Fe e Ti.*

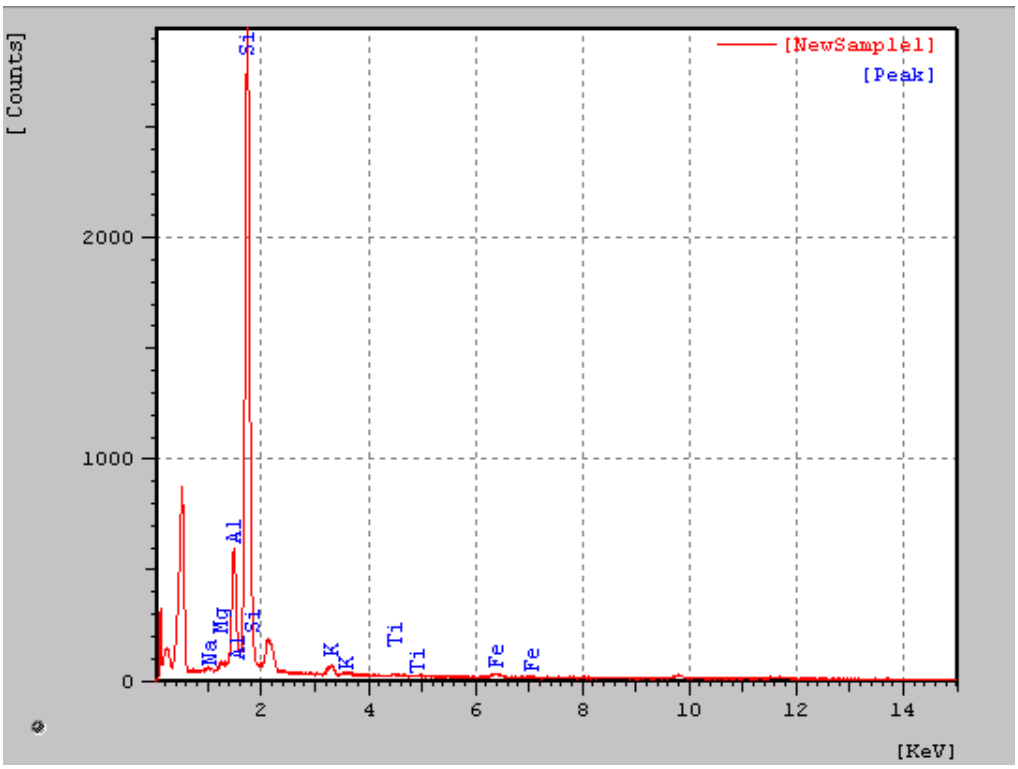


Figura 37, EDS. *Gráfico da análise química por EDS da matriz, com predomínio de Si, Al, K, Na,Mg, Fe e Ti.*

Amostra EA-642-B

a) Descrição Microscópica:

O arcabouço corresponde à 55% da amostra, sendo de tamanho cinza grossa; a matriz corresponde à 45% da amostra, sendo de tamanho cinza fina.

Os cristaloclastos são angulosos de alta a baixa esfericidade, predominantemente de quartzo e plagioclásio, e subordinadamente de clorita, biotita, opacos, sericita e epidoto.

Disseminadas na amostra, ocorrem feições de material vítreo aparentemente rompido e intensamente vesiculado, podendo ser pumice. São predominantemente associados à matriz e ao óxido de ferro.

Existem porções da amostra, de aspecto amorfo e rompido, ocorrendo geralmente em associação à matriz, ao material vítreo e ao óxido de ferro, que tem cor castanha “escura” e parecem ser formadas por um material vítreo ultrafino, que configuram níveis desordenados e descontínuos com predomínio de elementos de tamanho cinza muito fina.

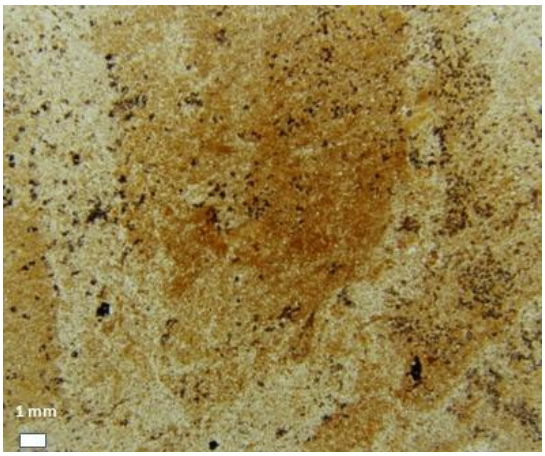


Figura 1, petroscopia. *Níveis descontínuos e desorganizados com predomínio elementos de tamanho cinza muito fina, constituídos essencialmente por vidro, interrompidos por porções com predomínio de material de tamanho cinza grossa formados predominantemente por cristaloclastos.*

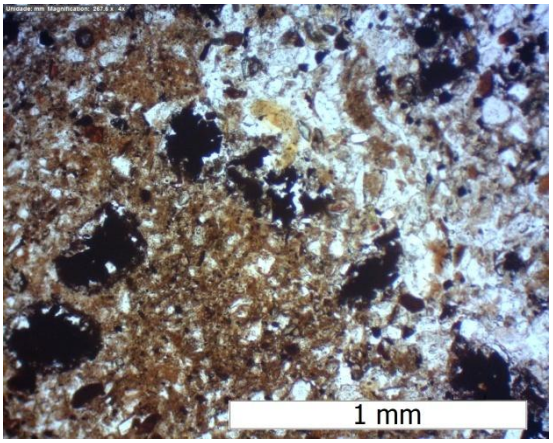


Figura 2, petrografia. *Contato irregular e parcialmente interdigitado da porção com predomínio de material de tamanho cinza fina com o material de tamanho cinza grossa. (Fotografia em luz plano-polarizada)*

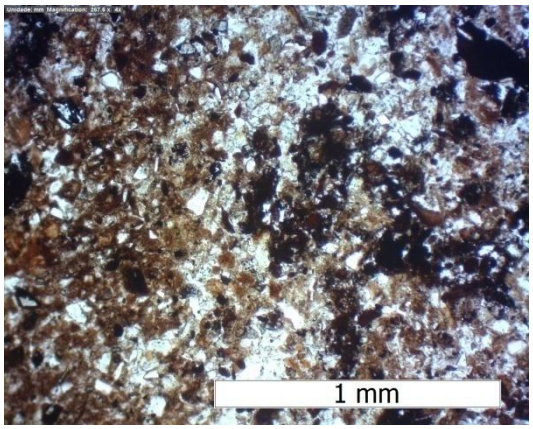


Figura 3, petrografia. *A matriz vítrea em meio a uma porção com predomínio de material de tamanho cinza muito fina, evidenciando pumice deformados disseminados. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

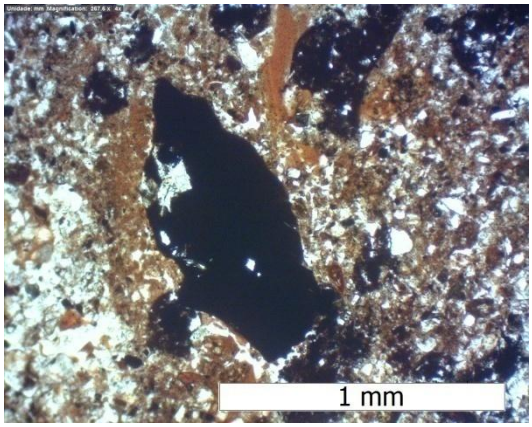


Figura 4, petrografia. *Possível shard de vidro (glassy shard) em meio a elementos de tamanho cinza muito fina. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

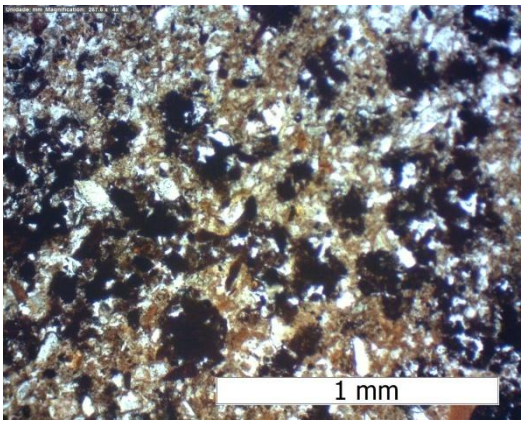


Figura 5, petrografia. *Possíveis pumice e cristaloclastos de quartzo disseminados em meio a matriz vítrea. (Fotografia plano-polarizada).*

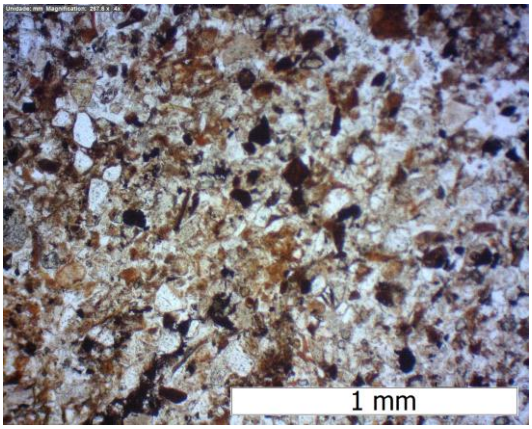


Figura 6, petrografia. *Porção com predomínio de material de tamanho cinza grossa composto essencialmente por cristaloclastos de quartzo. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

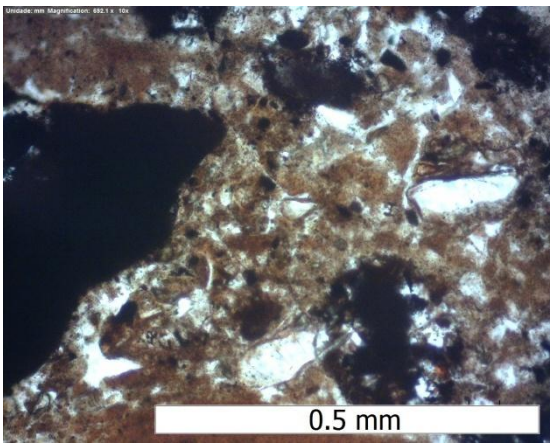


Figura 7, petrografia. *Detalhe de um shard de vidro (glassy shard) em meio a matriz vítrea, com cristaloclastos angulosos de quartzo disseminados e possíveis pumice disseminados. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

Amostra EA-720

a) Descrição Microscópica:

A fração grossa corresponde à 45% da amostra, sendo de tamanho cinza grossa; a fração fina corresponde à 55% da amostra, sendo de tamanho cinza fina.

A amostra organiza-se em níveis orientados, relativamente contínuos. Os níveis diferem quanto à relação de constituintes de tamanho cinza fina com tamanho cinza muito fina, sendo os níveis com predomínio de constituintes de tamanho cinza fina espessos e uniformes; já os níveis com predomínio de elementos cinza muito fina são mais delgados e associados preferencialmente ao material vítreo e ao óxido de ferro.

A fração grossa é composta essencialmente por cristaloclastos angulosos, de baixa à alta esfericidade e de quartzo, feldspato, plagioclásio, opacos, sericita, epidoto, biotita e zeólita.

A fração fina é vítrea, ultrafina, estando associada principalmente a óxido de ferro e ao material vítreo amorfo disseminado.

Disseminadas na amostra, ocorrem feições de material vítreo aparentemente rompido e intensamente vesiculado, podendo ser pumice. São predominantemente associados à matriz e ao óxido de ferro.

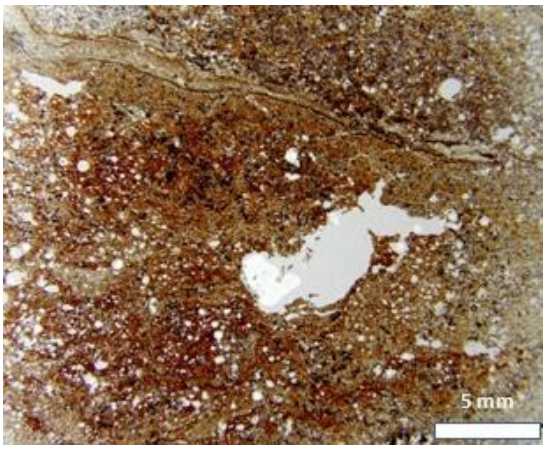


Figura 1, petroscopia. *Fração fina vítrea ultrafina, com cristaloclastos angulosos de quartzo disseminados.*

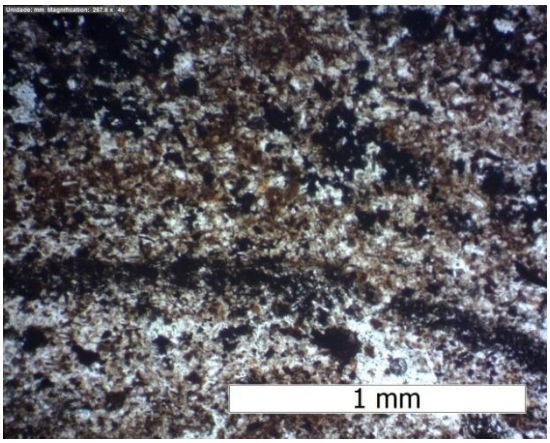


Figura 2, petrografia. *Contato irregular entre os níveis com predomínio de fração fina e com predomínio de fração grossa. Há disseminação na parte superior de prováveis pumice. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

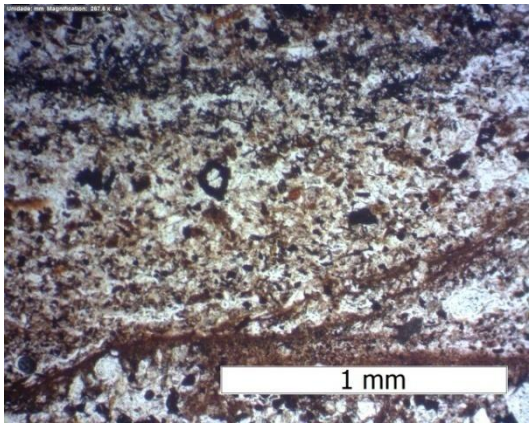


Figura 3, petrografia. *A fração fina vítrea organizada em níveis delgados orientados sob um nível espesso com predomínio de material de tamanho cinza grossa. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

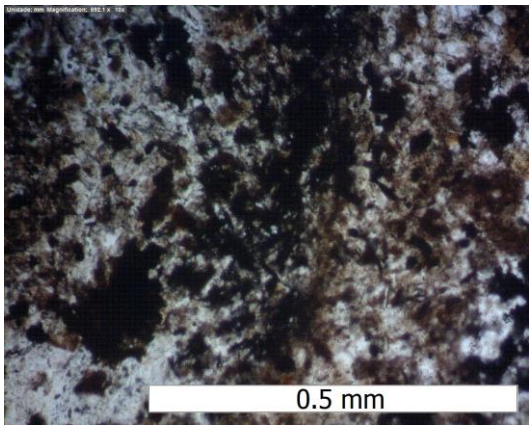


Figura 4, petrografia. *Detalhe da fração fina vítrea com presença de opacos anédricos. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

Amostra EA-727-A

a) Descrição Microscópica:

A fração grossa corresponde à 45% da amostra, sendo de tamanho lapilli a cinza grossa; a fração fina corresponde à 55% da amostra, sendo de tamanho cinza fina.

A fração grossa é composta essencialmente por cristaloclastos angulosos, de baixa à alta esfericidade e de quartzo, feldspato, plagioclásio, opacos, sericita, epidoto, biotita e zeólita.

Ocorrem litoclastos de basalto de tamanho lapilli; apresentando textura fanerítica inequigranular porfirítica em mesóstase vítrea; tendo fenocristais de plagioclásio. Seu aspecto é de rompimento, sendo bastante alterado (desvitrificação para clorita) e com contato bem definido apesar de irregular. Tem feição de estiramento e orientação segundo o plano de estiramento.

A fração fina é vítrea, estando associada principalmente a óxido de ferro e ao material vítreo amorfo disseminado.

Disseminadas na amostra, ocorrem feições de material vítreo aparentemente rompido e intensamente vesiculado, podendo ser pumice. São predominantemente associados à fração fina e a óxido de ferro.

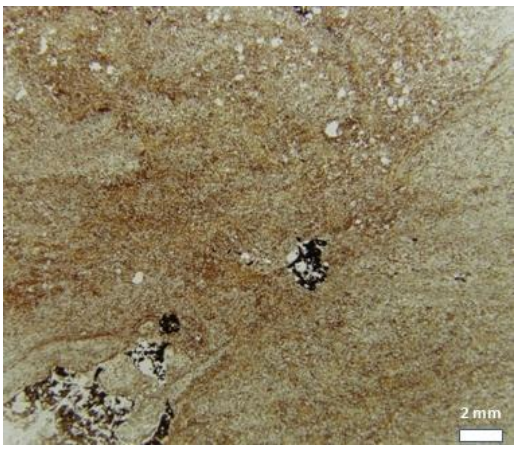


Figura 1, petroscopia. *Fração fina vítrea de tamanho cinza fina, sem estrutura, com fragmentos de litoclasto de basalto.*

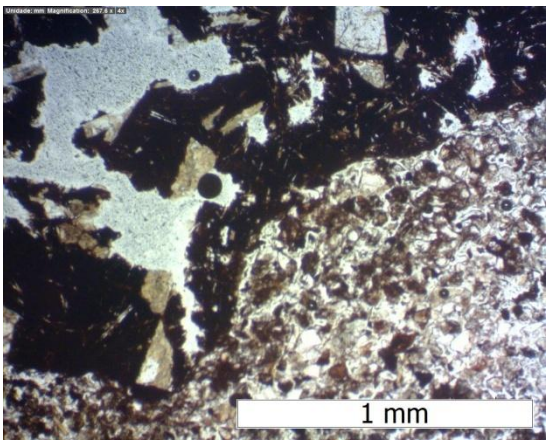


Figura 2, petrografia. *Contato sem reação do litoclasto de basalto vítreo com a fração fina e grossa. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

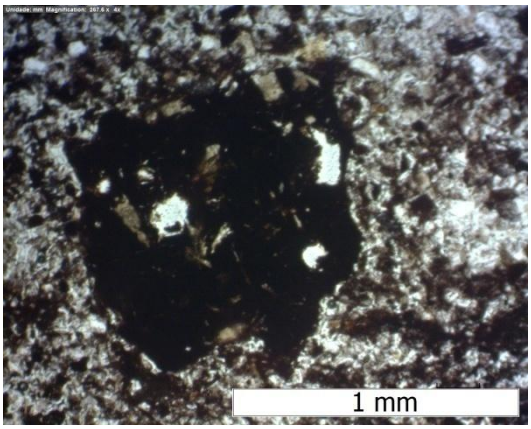


Figura 3, petrografia. *Detalhe de cristaloclasto com cloritização incipiente. O contato com a fração fina e a fração grossa é regular e bem definido. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

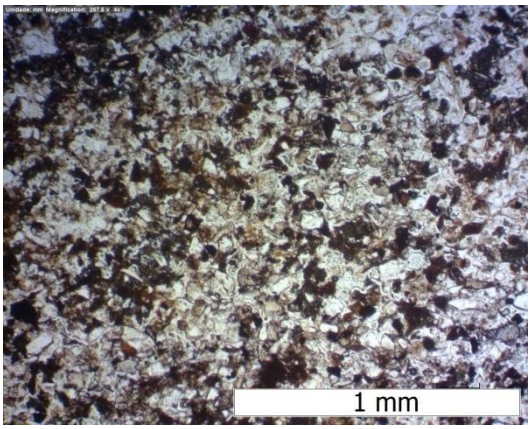


Figura 4, petrografia. *Detalhe dos cristaloclastos angulosos de quartzo em meio os elementos de tamanho cinza fina. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

Amostra EA-727-B

a) Descrição Microscópica:

A fração grossa corresponde à 60% da amostra, sendo de tamanho lapilli a cinza grossa; a fração fina corresponde à 45% da amostra, sendo de tamanho cinza fina.

A fração grossa é composta essencialmente por cristaloclastos angulosos, de baixa à alta esfericidade, principalmente de quartzo, feldspato, plagioclásio,e subordinadamente opacos, sericita, epidoto, biotita e zeólita.

A fração fina é vítrea, estando associada principalmente a óxido de ferro e ao material vítreo amorfo disseminado. Disseminadas na amostra, ocorrem feições de material vítreo aparentemente rompido e intensamente vesiculado, podendo ser pumice. São predominantemente associados à matriz e a óxido de ferro.

Ocorrem litoclastos de basalto de tamanho lapilli; apresentando textura fanerítica inequigranular porfirítica em mesóstase vítrea; tendo fenocristais de plagioclásio. Seu aspecto é de rompimento, sendo bastante alterado (desvitrificação para clorita) e com contato bem definido, apesar de irregular. Tem feição de estiramento e orientação segundo o plano de estiramento. Pontualmente apresenta-se percolado por óxido de ferro.

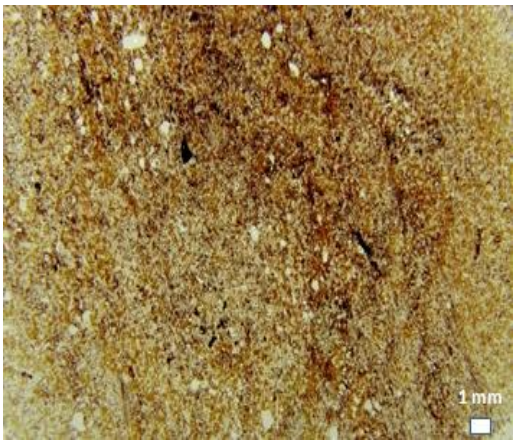


Figura 1, petroscopia. *Fração fina vítrea de tamanho cinza fina, com fluxo incipiente, ocorrendo disseminados possíveis shards de vidro (glassy shards).*

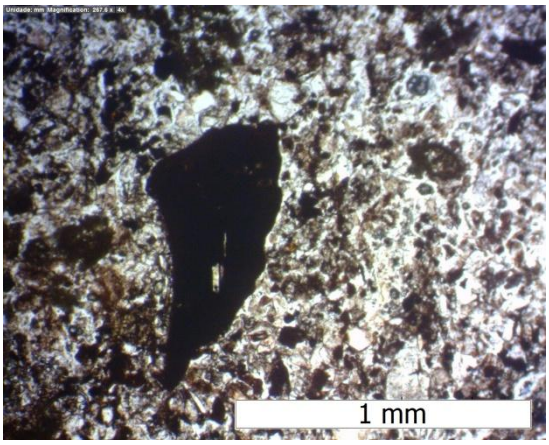


Figura 2, petrografia. *Detalhe do shard vítreo (glassy shard) em meio a fração fina e fração grossa. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

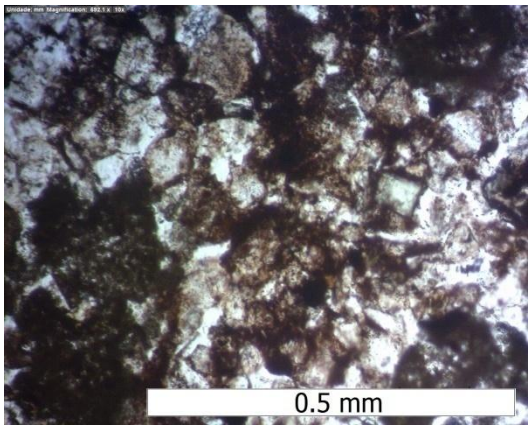


Figura 3, petrografia. *Porção da amostra que exibe predomínio dos elementos de tamanho cinza fina. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

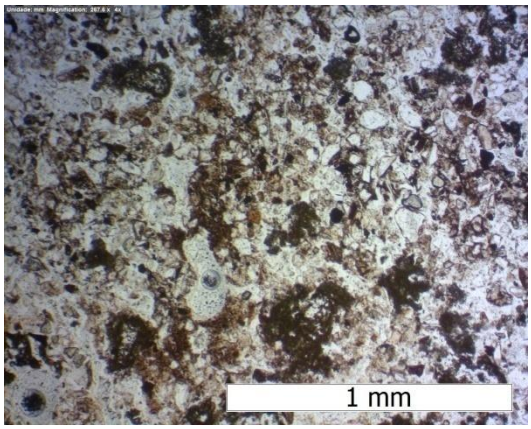


Figura 4, petrografia. *Porção da amostra que exibe predomínio dos elementos de tamanho cinza grossa. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

Amostra EA-753

a) Descrição Macroscópica

Tem cor vermelha-acastanhada; sua granulação vai de muito fina a afanítica; seu índice de cor é melanocrático; sua estrutura é vesicular; sua textura é fanerítica inequigranular em matriz afanítica vesicular. É composta por 10% de feldspato subédrico tabular, 10% de quartzo, ambos submilimétricos e 80% de matriz de cor vermelha-acastanhada, afanítica, de provável composição quartzo-feldspática.

A cerca de 12 mm das extremidades de uma superfície de fratura, existe uma camada de cor vermelho-esbranquiçada contendo as vesículas.

As vesículas tem em média 1 mm, são arredondadas e apresentam superfície coberta por um material branco fino.

b) Descrição Microscópica:

A fração grossa corresponde à 50% da amostra, sendo de tamanho cinza grossa a lapilli; a fração fina corresponde à 50% da amostra, sendo de tamanho cinza fina.

Os cristaloclastos são abundantes, angulosos, de baixa à alta esfericidade e compostos essencialmente por quartzo, feldspato, plagioclásio, opacos, sericita, epidoto, biotita.

A fração fina é vítrea, em algumas porções localizadas organiza-se em níveis, apresentando estes predomínio de elementos de tamanho cinza fina, estando associados preferencialmente a óxido de ferro. Os níveis encontram-se dobrados nas proximidades dos litoclastos de basalto.

Os litoclastos de basalto tem tamanho lapilli, tem contato regular e bem definido com o material que o circunda; tem textura fanerítica inequigranular porfirítica em matriz vítrea, com fenocristais de plagioclásio e augita (intensamente cloritizada). Em meio a fração fina ocorre um *shard* de basalto vítreo de tamanho cinza grossa.

Disseminadas na amostra, ocorrem feições de material vítreo aparentemente rompido e intensamente vesiculado, podendo ser pumice. São predominantemente associados à fração fina.

Figura 1, petroscopia. *Fração fina vítrea cujos constituintes são de tamanho ultrafino, configurando estrutura de fluxo com padrão similar a estrutura cruzada, em contato regular e bem definido com um litoclasto vesicular de basalto vítreo.*

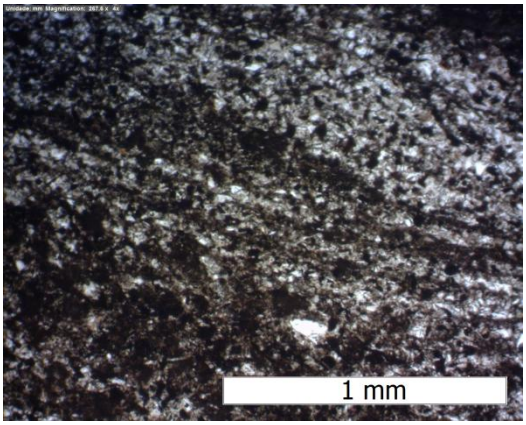


Figura 2, petrografia. *Detalhe da fração fina onde há estrutura de fluxo com padrão cruzado. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

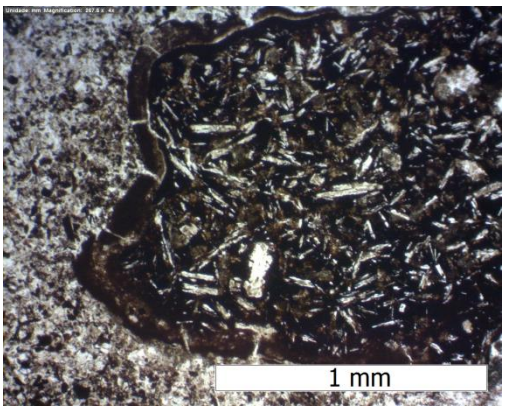


Figura 3, petrografia. *Contato definido e regular da fração fina com o litoclasto de basalto vítreo. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

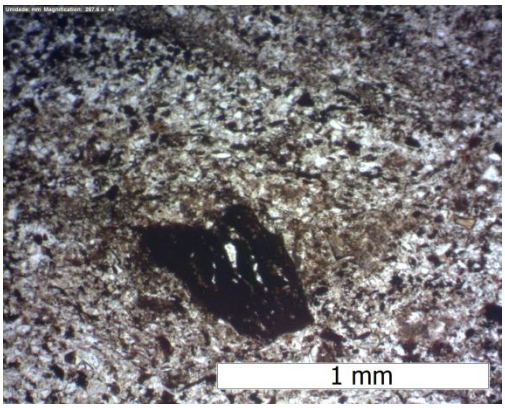


Figura 4, petrografia. *Shard de basalto vítreo disperso em meio a fração fina e a fração grossa. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

Amostra EA-772

a) Descrição Microscópica:

A fração grossa corresponde à 45% da amostra, sendo de tamanho lapilli a cinza grossa; a fração fina corresponde à 55% da amostra, sendo de tamanho cinza fina.

A fração fina é composta essencialmente por cristaloclastos angulosos, de baixa à alta esfericidade, principalmente de quartzo, feldspato, plagioclásio, e subordinadamente opacos, sericita, epidoto, biotita e zeólita. A fração fina é vítrea, estando associada principalmente a óxido de ferro e ao material vítreo amorfo disseminado.

Disseminadas na amostra, ocorrem feições de material vítreo aparentemente rompido e intensamente vesiculado, podendo ser pumice. São predominantemente associados aos elementos de tamanho cinza muito fina e ao óxido de ferro. Ocorrem litoclastos de basalto de tamanho lapilli; apresentando textura fanerítica inequigranular porfirítica em mesóstase vítrea; tendo fenocristais de plagioclásio. Seu aspecto é de rompimento, sendo bastante alterado (desvitrificação para clorita) e com contato bem definido apesar de irregular. Tem feição de estiramento e orientação segundo o plano de estiramento. Pontualmente apresenta-se percolado por óxido de ferro.

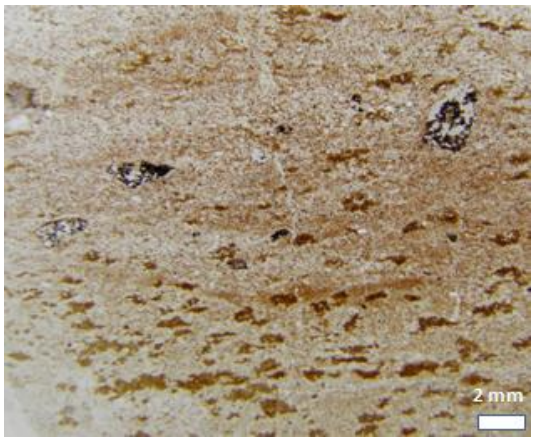


Figura 1, petroscopia. *Fração fina vítrea composta por elementos de tamanho ultrafino, com litoclastos de basalto vítreo disseminados.*

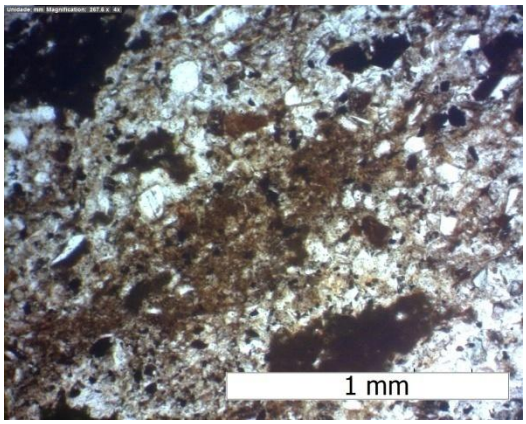


Figura 2, petrografia. *Detalhe para o nível diminuto onde predominam materiais vítreos de tamanho cinza fina em meio uma porção com predomínio de fração grossa. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

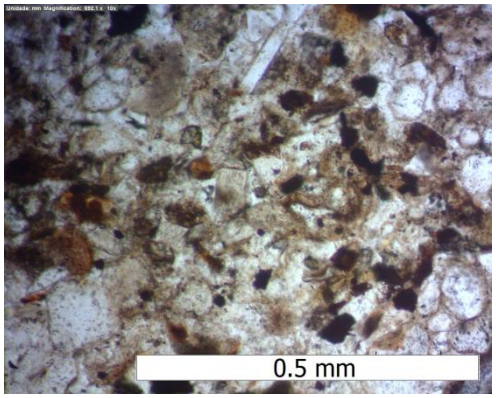


Figura 3, petrografia. *Detalhe dos cristaloclastos, predominantemente de quartzo, angulosos da fração grossa. (Fotografia em luz plano polarizada).*

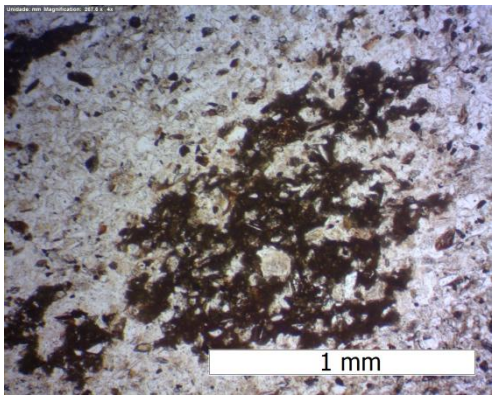


Figura 4, petrografia. *Possível fragmento de pumice rompido em meio a fração grossa. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

b) <u>Observações:</u>

Amostra pertencente à folha de S. José do Cedro (257.808/7.072.373, cota 643 m).

Amostra EA-785-A

a) Descrição Microscópica:

A fração grossa corresponde à 40% da amostra, sendo de tamanho lapilli cinza grossa; a fração fina corresponde à 60% da amostra, sendo de tamanho cinza fina.

Ocorrem litoclastos arredondados de basalto vesicular fanerítico inequigranular porfirítico em matriz vítrea de granulometria lapilli; apresentam fenocristais de plagioclásio e augita; seu contato é rompido, brusco e bem definido. Pontualmente apresenta iddingsita e desvitrificação (apresentando pontualmente cloritização). Os cristaloclastos são angulosos de alta a baixa esfericidade, predominantemente de quartzo e plagioclásio, e subordinadamente de clorita, biotita, opacos, sericita e epidoto.

Disseminadas na amostra, ocorrem feições de material vítreo aparentemente rompido e intensamente vesiculado, podendo ser pumice. São predominantemente associados a fração fina e ao óxido de ferro. Em meio a amostra ocorrem vesículas amorfas de alta esfericidade, preenchidas por carbonato e circundadas por plagioclásio euédrico ripiforme bem desenvolvido.

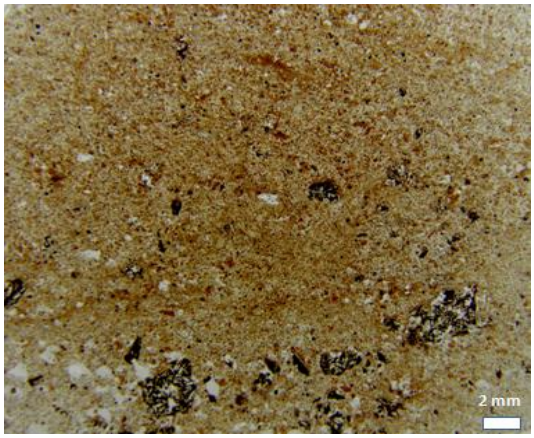


Figura 1, petroscopia. *Fração fina vítrea com constituintes de tamanho cinza fina, com pedaços de litoclastos de basalto vítreo disseminado.*

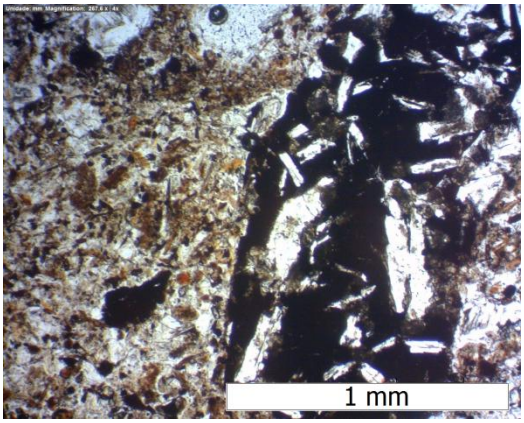


Figura 2, petrografia. *Detalhe de um litoclasto de basalto vítreo e um shard vítreo (glassy shard) em meio a amostra. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

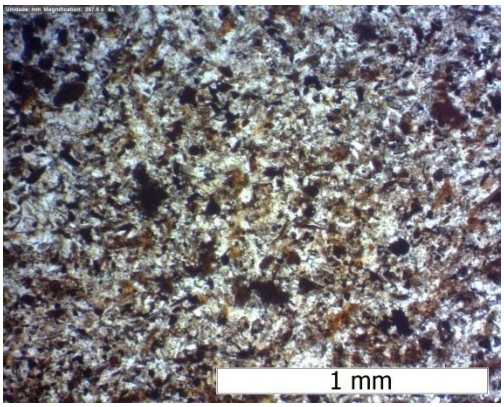


Figura 3, petrografia. *Possível pumice rompido em meio ao a fração grossa. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

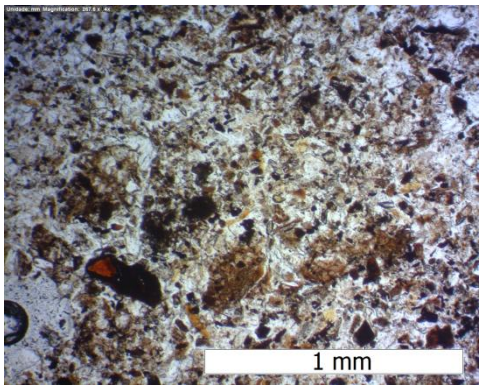


Figura 4, petrografia. *Detalhe dos cristaloclastos, predominantemente de quartzo, angulosos da fração grossa em meio a fração fina. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

b) Observações:

Amostra pertencente à folha de S. José do Cedro (254.541/7.068.761, cota 653 m).

Amostra EA-785-B

a) Descrição Microscópica:

A fração grossa corresponde à 45% da amostra, sendo de tamanho lapilli cinza grossa; a fração fina corresponde à 55% da amostra, sendo de tamanho cinza fina.

Ocorrem litoclastos arredondados de basalto vesicular fanerítico inequigranular porfirítico em matriz vítrea de granulometria lapilli; apresentam fenocristais de plagioclásio e augita; seu contato é rompido, brusco e bem definido. Pontualmente apresenta iddignsita e desvitrificação (apresentando-se pontualmente cloritizado). Pedaços de litoclasto encontram-se disseminados na amostra como *shards.*

Os cristaloclastos são angulosos de alta a baixa esfericidade, predominantemente de quartzo e plagioclásio, e subordinadamente de clorita, biotita, opacos, sericita e epidoto.

Disseminadas na amostra, ocorrem feições de material vítreo aparentemente rompido e intensamente vesiculado, podendo ser pumice. São predominantemente associados aos elementos de tamanho cinza fina e ao óxido de ferro.

A amostra organiza-se em níveis ora contínuos ora rompidos, aproximadamente paralelos que diferem quanto à relação ao predomínio da fração fina e da fração grossa. Os níveis com predomínio de elementos de tamanho cinza grossa são mais espessos, homogêneos e regulares. Já os níveis com predomínio de materiais de tamanho cinza fina são mais delgados, associados com material vítreo e óxido de ferro e ocasionalmente dobrados.

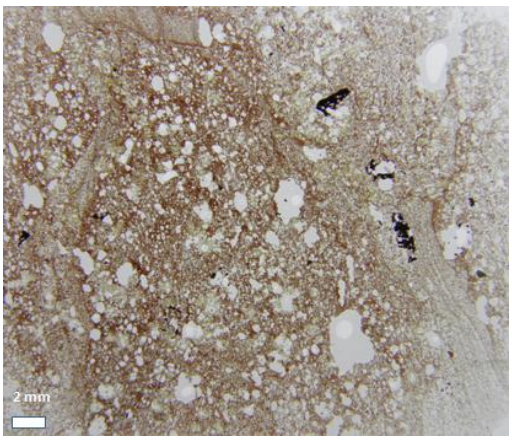


Figura 1, petroscopia. *Fração fina vítrea com constituintes de tamanho cinza fina, com pedaços de litoclastos de basalto vítreo disseminado.*

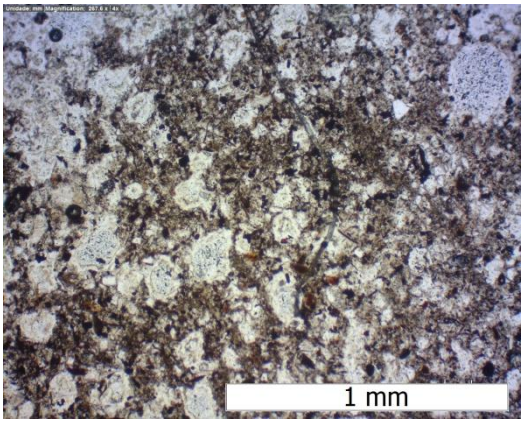


Figura 2, petrografia. *Detalhe da fração fina vítrea (Fotografia em luz plano-polarizada).*

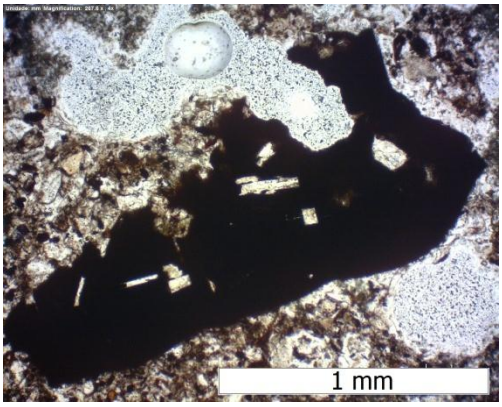


Figura 3, petrografia. *Detalhe do litoclasto de basalto vítreo disperso em meio a fração fina. O contato entre ambos é regular e bem definido. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

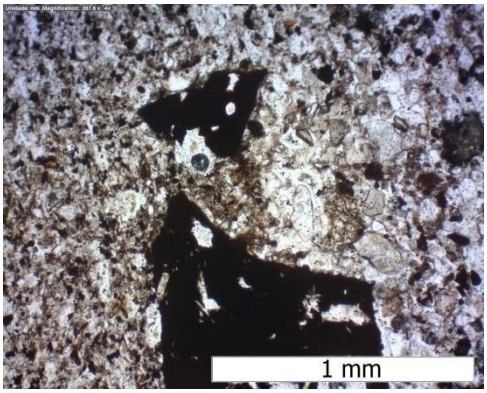


Figura 4, petrografia. *Detalhe do litoclasto anguloso de basalto com um pedaço de shard disperso. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

Amostra EA-867

a) Descrição Macroscópica:

A amostra apresenta duas porções bastante distintas, sendo que o contato entre elas é predominantemente irregular.

(I) Apresenta cor castanha-avermelhada, sua granulação é fina, seu índice de cor é melanocrático, sua estrutura é vesicular e amigdaloide, sua textura é fanerítica equigranular fina ofítica vesicular. É composta por: 30% de clorita anédrica de 1mm, 30% de plagioclásio subédrico ripiforme de 1 mm, 40% de piroxênio anédrico de 1 mm. As vesículas variam de 1 a 6 mm, são arredondadas, tem suas superfícies cobertas por quartzo. A amígdala tem formato achatado e é preenchida por quartzo e tem 8 mm.

(II) Apresenta cor vermelho-acastanhada, sua granulação vai de muito fina a afanítica, sua textura é fanerítica inequigranular em matriz afanítica amigdaloide e sua estrutura é amigdaloide. A rocha, provavelmente, é composta de material quartzo-feldspático. As amígdalas se concentram próximo ao contato com a primeira porção e próximo também à superfície de fratura aproximadamente paralela ao contato, apresentam 2 mm, são predominantemente arredondadas e preenchidas por quartzo.

b) Descrição Microscópica:

A fração grossa corresponde à 45% da amostra, sendo de tamanho cinza grossa a lapilli; a fração fina corresponde à 55% da amostra, sendo de tamanho cinza fina.

Os cristaloclastos são abundantes, são angulosos, de baixa a alta esfericidade e compostos essencialmente por quartzo, feldspato, plagioclásio, opacos, sericita, epidoto, biotita.

A fração fina é vítrea, muito fina e sem estruturação.

Disseminados em meio a fração fina ocorrem feições circulares, mais acastanhadas que a matriz, que possivelmente são vitroclastos arredondados de alta esfericidade formados por material vítreo ultrafino.

Os litoclastos de basalto tem tamanho lapilli, tem contato regular e bem definido com o material que o circunda; tem textura fanerítica inequigranular porfirítica em matriz vítrea, com fenocristais de plagioclásio e augita (parcialmente cloritizada). Em meio a matriz ocorre *shards* de basalto vítreo de tamanho cinza grossa.

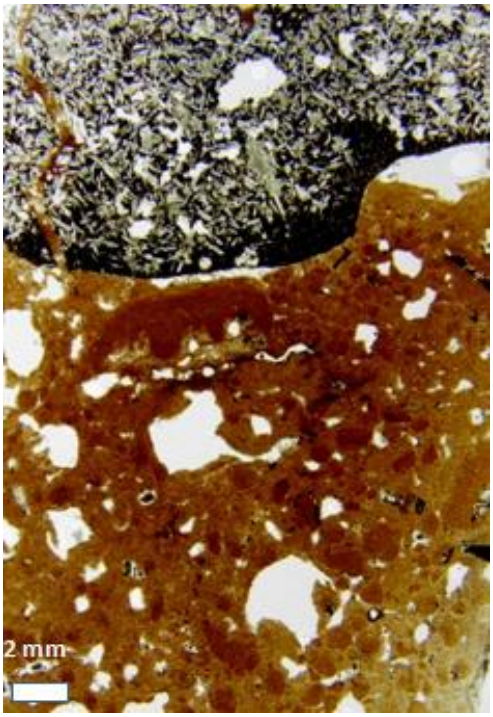


Figura 1, petroscopia. *Fração fina vítrea com constituintes de tamanho cinza fina, com porções circulares disseminadas de matriz ultrafina, exibindo contato regular com um litoclasto de basalto vítreo parcialmente cloritizado.*

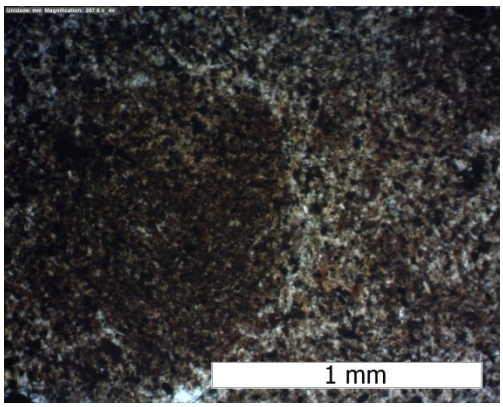


Figura 2, petrografia. *Detalhe da fração fina vítrea com constituintes de tamanho cinza fina circundando as porções arredondadas de material de tamanho cinza ultrafina. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

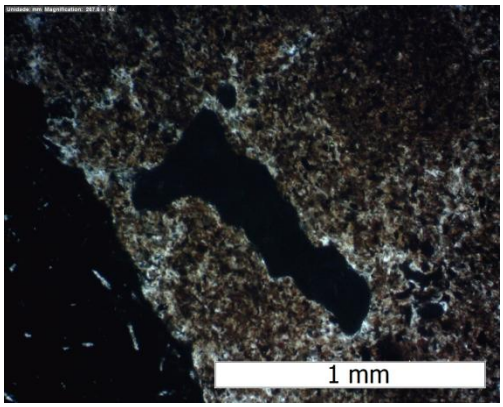


Figura 3, petrografia. *Detalhe do litoclasto de basalto vítreo e de um shard em contato com a fração fina. (Fotografia em luz plano polarizada).*

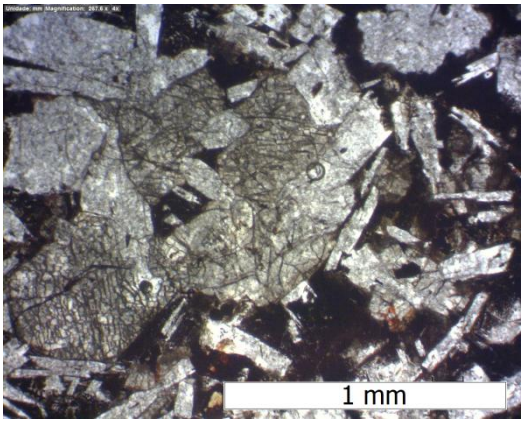


Figura 4, petrografia. *Litoclasto de basalto vítreo composto por fenocristais de plagioclásio euédrico ripiforme e augita subédrica (Fotografia em luz plano-polarizada).*

Amostra EA-872-B

a) Descrição Macroscópica:

Tem cor cinza-acastanhado escuro; sua granulação é muito fina; seu índice de cor é melanocrático; sua estrutura é amigdaloide e vesicular; sua textura é fanerítica equigranular muito fina ofítica amigdaloide. É composta por 50% de piroxênio, 30% de plagioclásio, 20% de clorita, sendo todos submilimétricos.

As amígdalas tem cerca de 2 mm, são arredondadas e preenchidas por clorita/celadonita. Já as vesículas são menos densas que as amígdalas na amostra, tem aproximadamente 2mm e são arredondadas. Algumas porções das superfícies de fratura exibem cobertura por uma película de material de cor preta e aspecto vítreo, sendo possivelmente vidro vulcânico.

b) Descrição Microscópica:

A fração grossa corresponde à 70% da amostra, sendo de tamanho cinza grossa; a fração fina corresponde à 30% da amostra, sendo de tamanho cinza fina.

Os cristaloclastos são abundantes, angulosos, de baixa à alta esfericidade e compostos essencialmente por quartzo, feldspato, plagioclásio, opacos, sericita, epidoto, biotita.

A fração fina é vítrea, em algumas porções localizadas organiza-se em níveis, tendo estes níveis predomínio de material de tamanho cinza fina. Disseminadas na amostra, ocorrem feições de material vítreo aparentemente rompido e intensamente vesiculado, podendo ser pumice. São predominantemente associados à fração fina.

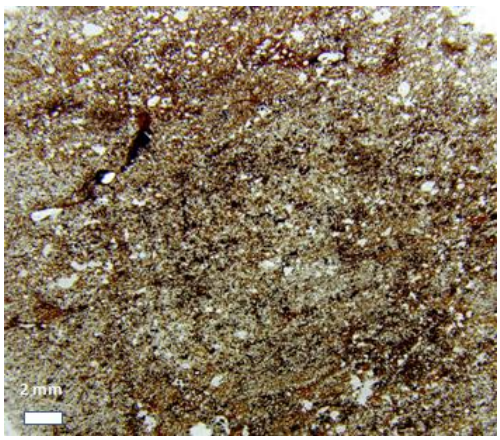


Figura 1, petroscopia. *Fração fina vítrea com constituintes de tamanho cinza fina e fração grossa com pedaços de shard vítreo (glassy shard) disseminado.*

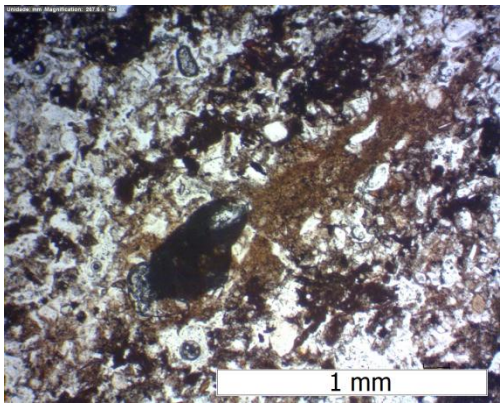


Figura 2, petrografia. *Pedaço de shard vítreo (glassy shard) disseminado em meio a fração fina e a fração grossa em contato com uma porção descontínuas de com predomínio de materiais ultrafinos. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

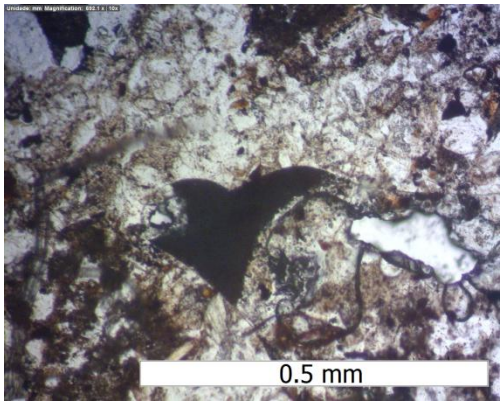


Figura 3, petrografia. *Detalhe de um shard vítreo (glassy shard) anguloso em contato com a fração fina e cristaloclastos de quartzo. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

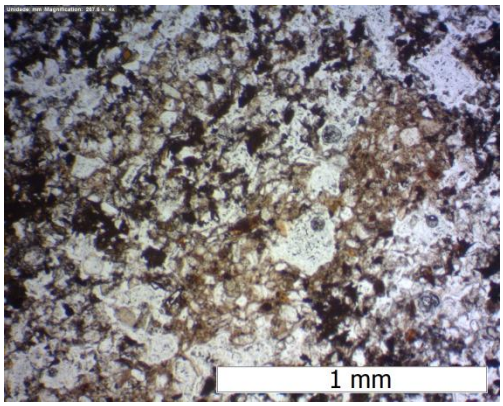


Figura 4, petrografia. *Visão geral da estruturação da fração fina vítrea e cristaloclastos de quartzo. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

Amostra EA-882-B

a) Descrição Macroscópica:

Tem cor castanho-avermelhada; sua granulação varia de muito fina a afanítica; seu índice de cor é melanocrático; sua estrutura é de fluxo e vesicular; sua textura é fanerítica inequigranular em matriz afanítica fluídal vesicular. É composta por 10% de feldspato euédrico tabular, 10% de quartzo, ambos submilimétricos e 80% de matriz afanítica castanha-avermelhada de provável composição quartzo-feldspática.

A estrutura de fluxo é definida por porções mais claras (com maior abundância dos componentes submilimétricos) e porções mais escuras (com predominância de matriz), sendo estes orientados. As vesículas tem cerca de 1 mm, apresentam formato achatado e suas superfícies podem, em alguns casos, apresentar cobertura de um material branco muito fino.

b) Descrição Microscópica:

A fração grossa corresponde à 60% da amostra, sendo de tamanho cinza grossa; a fração fina corresponde à 40% da amostra, sendo de tamanho cinza fina.

A amostra apresenta duas porções distintas. A primeira tem granulação mais grossa (de tamanho cinza grossa) e a segunda mais fina (de tamanho cinza fina), com predomínio de material vítreo associado a óxido de ferro.

No contato entre as duas porções ocorre um litoclasto de basalto de tamanho lapilli, este encontra-se deformado, rompido e bastante alterado. Sua textura é fanerítica inequigranular porfirítica em mesóstase vítrea, sendo os fenocristais de plagioclásio.

A fração grossa é composta essencialmente por cristaloclastos angulosos, de baixa à alta esfericidade e de quartzo, feldspato, plagioclásio, opacos, sericita, epidoto, biotita e zeólita.

A fração fina é vítrea, sendo na porção da amostra que apresenta predomínio de material de tamanho cinza grossa a estrutura é maciça e na porção com predomínio de elementos de tamanho cinza fina a estrutura tende a apresentar estrutura de fluxo e associação a óxido de ferro.

Disseminadas na amostra, ocorrem feições de material vítreo aparentemente rompido e intensamente vesiculado, podendo ser pumice. São predominantemente associados a fração fina e ao óxido de ferro.

Figura 1, petroscopia. *Fração fina vítrea composta por materiais de tamanho cinza fina, configurando níveis sem orientação e níveis orientados intercalados tendo padrão cruzado. Há disseminação de litoclastos de basalto vítreo.*

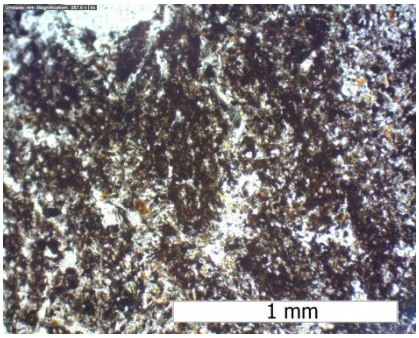


Figura 2, petrografia. *Nível com predomínio de elementos de tamanho cinza fina. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

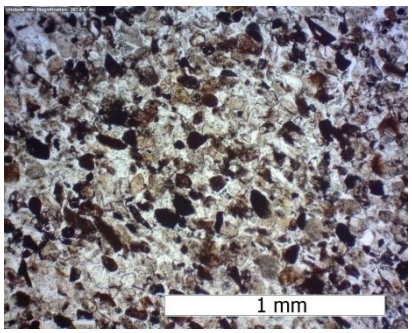


Figura 3, petrografia. *Nível com predomínio de elementos de tamanho cinza grossa. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

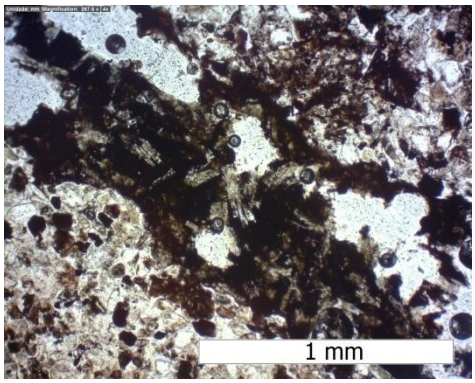


Figura 4, petrografia. *Detalhe do litoclasto de basalto vítreo em contato com o nível com predomínio de elementos de tamanho cinza grossa. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

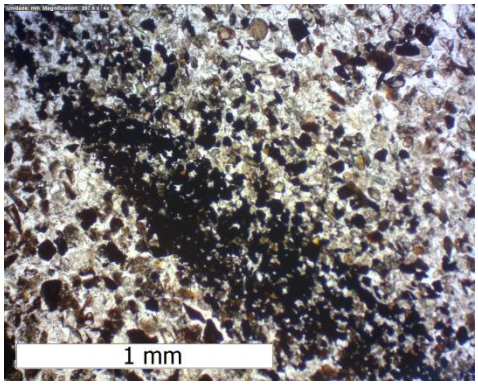


Figura 5, petrografia. *Nível de material opacos em meio a fração grossa. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

Amostra EA-894-B

a) Descrição Microscópica:

A fração grossa corresponde à 40% da amostra, sendo de tamanho cinza grossa; a fração fina corresponde à 60% da amostra, sendo de tamanho cinza fina.

A fração grossa é composta essencialmente por cristaloclastos angulosos, de baixa a alta esfericidade e de quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, opacos, sericita, epidoto, biotita e zeólita. Há predomínio de quartzo sob as outras espécies minerais.

A fração fina é vítrea, estando associada principalmente a óxido de ferro e ao material vítreo amorfo disseminado. Pontualmente ocorre um diminuto litoclasto de basalto vítreo arredondado de alta esfericidade.

Disseminadas na amostra, ocorrem feições de material vítreo aparentemente rompido e intensamente vesiculado, podendo ser pumice. São predominantemente associados à fração fina e ao óxido de ferro.

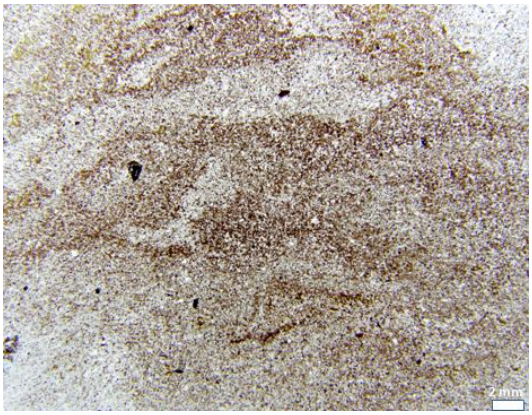


Figura 1, petroscopia. *Fração fina vítrea constituída de materiais de tamanho cinza fina, com pedaços de litoclastos de basalto vítreo disseminado.*

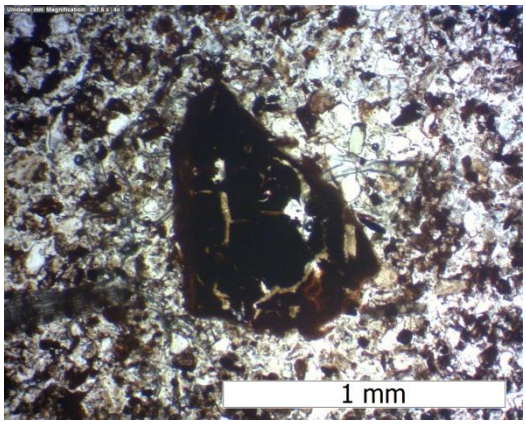


Figura 2, petrografia. *Detalhe de um litoclasto de basalto vítreo em meio amostra. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

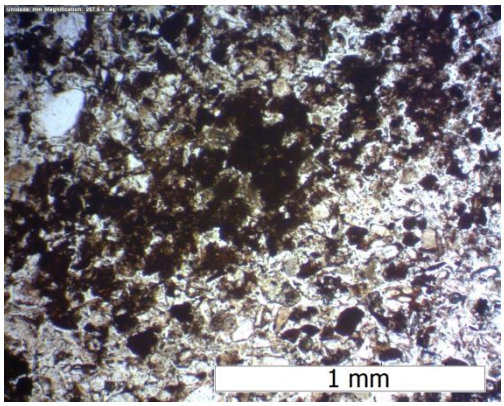


Figura 3, petrografia. *Contato entre o nível com predomínio de materiais de tamanho cinza fina e de predomínio de materiais cinza grossa. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

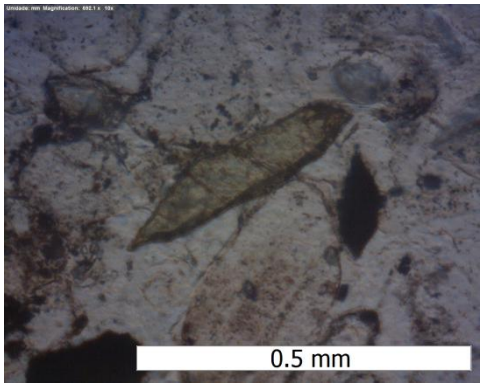


Figura 4, petrografia. *Detalhe de cristaloclasto de epidoto em meio a cristaloclastos de quartzo. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

Amostra EA-954-A1

a) Descrição Microscópica:

A fração grossa corresponde à 50% da amostra, sendo de tamanho cinza grossa; a fração fina corresponde à 50% da amostra, sendo de tamanho cinza fina.

A amostra organiza-se em níveis orientados, relativamente contínuos. Os níveis diferem quanto ao predomínio de materiais de tamanho cinza fina e de tamanho cinza grossa, sendo que os níveis com predomínio da fração grossa são espessos e uniformes, já os níveis com predomínio da fração fina são mais delgados e associados preferencialmente ao material vítreo e óxido de ferro.

A fração fina é composta essencialmente por cristaloclastos angulosos, de baixa a alta esfericidade e de quartzo, feldspato, plagioclásio, opacos, sericita, epidoto, biotita e zeólita.

A fração fina é vítrea, estando associada principalmente a óxido de ferro e ao material vítreo amorfo disseminado.

Os litoclastos de basalto tem tamanho lapilli, tem contato regular e bem definido com o material que o circunda; tem textura fanerítica inequigranular porfirítica em matriz vítrea, com fenocristais de plagioclásio.

Disseminadas na amostra, ocorrem feições de material vítreo aparentemente rompido e intensamente vesiculado, podendo ser pumice. São predominantemente associados à fração fina e ao óxido de ferro.

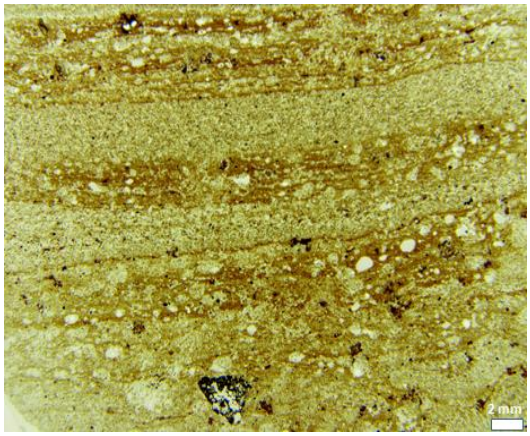


Figura 1, petroscopia. *Níveis com predomínio de material de tamanho cinza fina com disseminação de litoclastos de basalto, intercalados a níveis com predomínio de elementos com tamanho cinza grossa.*

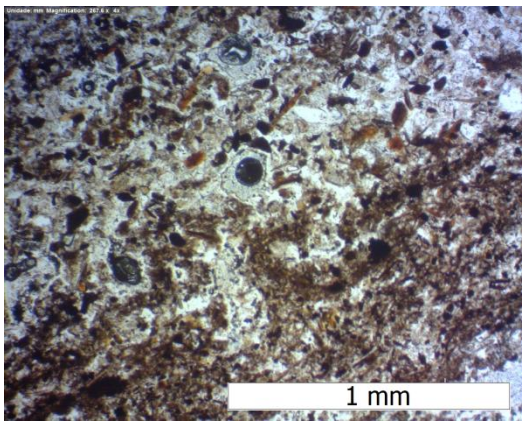


Figura 2, petrografia. *Contato nível com predomínio de material de tamanho cinza grossa com predomínio de elementos de tamanho cinza fina. Sendo que este último apresenta-se pontualmente interrompido. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

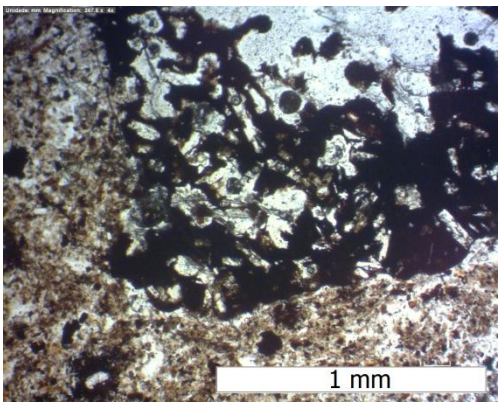


Figura 3, petrografia. *Contato entre o nível com predomínio de material de tamanho cinza fina e o litoclasto de basalto vítreo. (Fotografia em luz plano polarizada).*

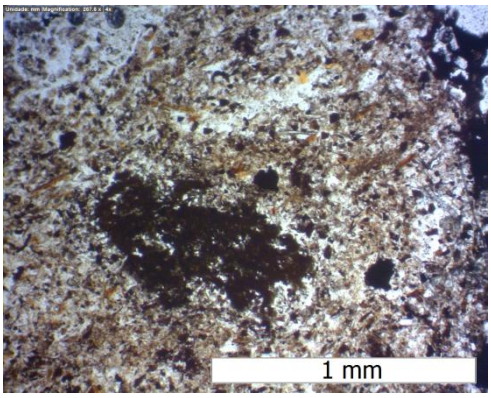


Figura 4, petrografia. *Material vítreo amorfo em meio ao nível com predomínio de fração fina. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

Amostra EA-954-A2

a) Descrição Microscópica:

A fração grossa corresponde à 45% da amostra, sendo de tamanho cinza grossa; a fração fina corresponde à 55% da amostra, sendo de tamanho cinza fina.

A amostra organiza-se em níveis orientados, paralelos e contínuos. Os níveis diferem quanto ao predomínio de elementos de diferentes tamanhos, sendo os níveis com predomínio de materiais de tamanho cinza grossa espessos e uniformes, já os níveis com predomínio de materiais cinza fina são mais delgados e associados preferencialmente ao material vítreo e óxido de ferro. Ocasionalmente há níveis com predomínio da fração fina constituídos essencialmente por material vítreo ultrafino.

A fração grossa é composta por cristaloclastos angulosos, de baixa a alta esfericidade e de quartzo, feldspato, plagioclásio, opacos, sericita, epidoto, biotita e zeólita.

A fração fina é vítrea, associada principalmente a óxido de ferro e ao material vítreo amorfo disseminado.

Disseminadas na amostra, ocorrem feições de material vítreo aparentemente rompido e intensamente vesiculado, podendo ser pumice. São predominantemente associados à fração fina e ao óxido de ferro.

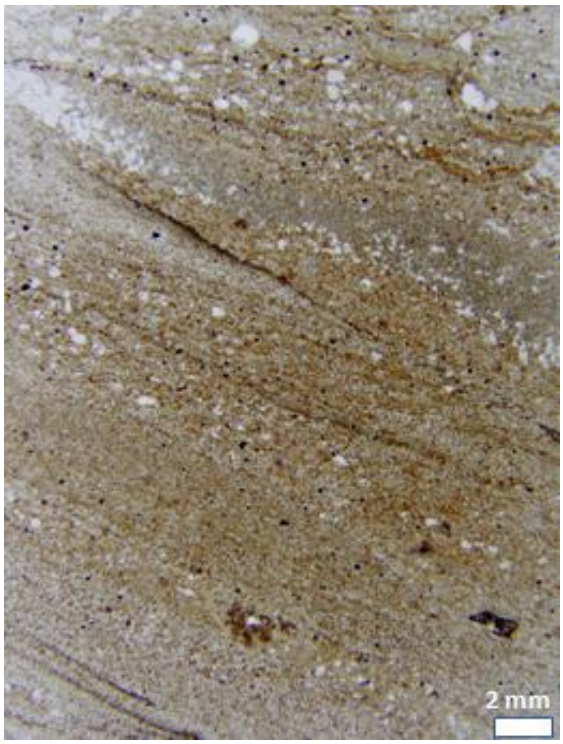


Figura 1, petroscopia. *Níveis com predomínio de material de tamanho cinza fina com disseminação de litoclastos de basalto, intercalados a níveis com predomínio da fração grossa.*

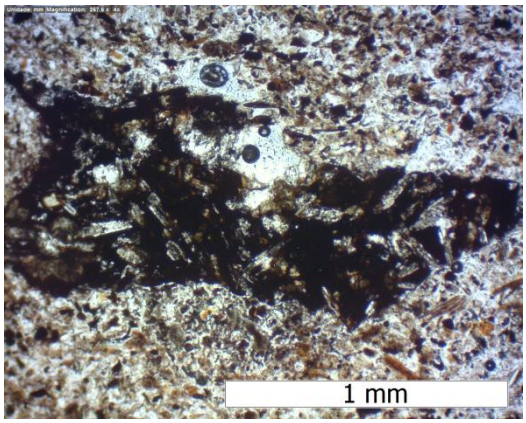


Figura 2, petrografia. *Litoclasto de basalto vítreo em contato regular e bem definido com um nível com predomínio de material de tamanho cinza fina. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

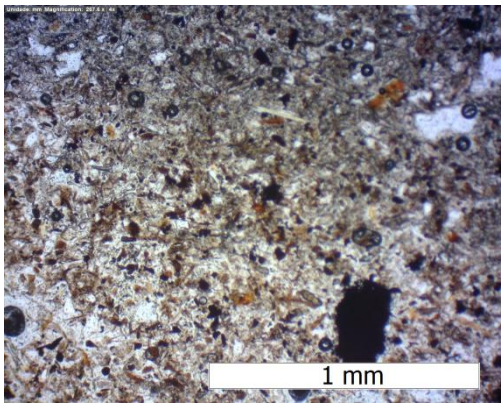


Figura 3, petrografia. *Contato sutil e pouco definido entre o nível com predomínio de elementos de tamanho cinza fina e outro nível com o predomínio de material cinza grossa. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

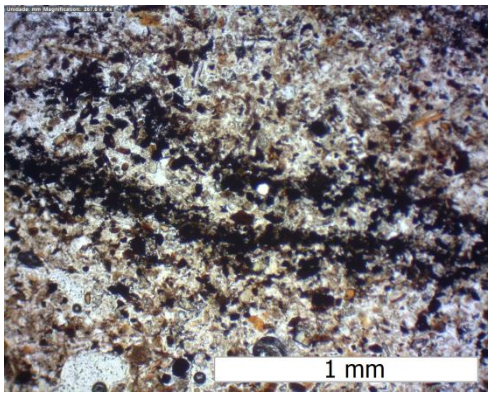


Figura 4, petrografia. *Material vítreo amorfo orientado em meio ao nível com predomínio de material cinza grossa. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

Amostra EA-1057

a) Descrição Microscópica:

A fração grossa corresponde à 55% da amostra, sendo de tamanho cinza grossa; a fração fina corresponde à 45% da amostra, sendo de tamanho cinza fina.

A amostra é organizada em níveis pouco definidos e incipientes que apresentam cerca intercalação, variando em predomínio da fração fina e predomínio da fração grossa. Os níveis com predomínio dos elementos de tamanho cinza fina destacam-se por sua abundância em material vítreo em associação a óxido de ferro.

A fração grossa é composta essencialmente por cristaloclastos angulosos, de baixa a alta esfericidade e de quartzo, feldspato, plagioclásio, opacos, sericita, biotita e zeólita.

Disseminadas na amostra, ocorrem feições de material vítreo aparentemente rompido e intensamente vesiculado, podendo ser pumice. São geralmente associados à fração fina e ao óxido de ferro.

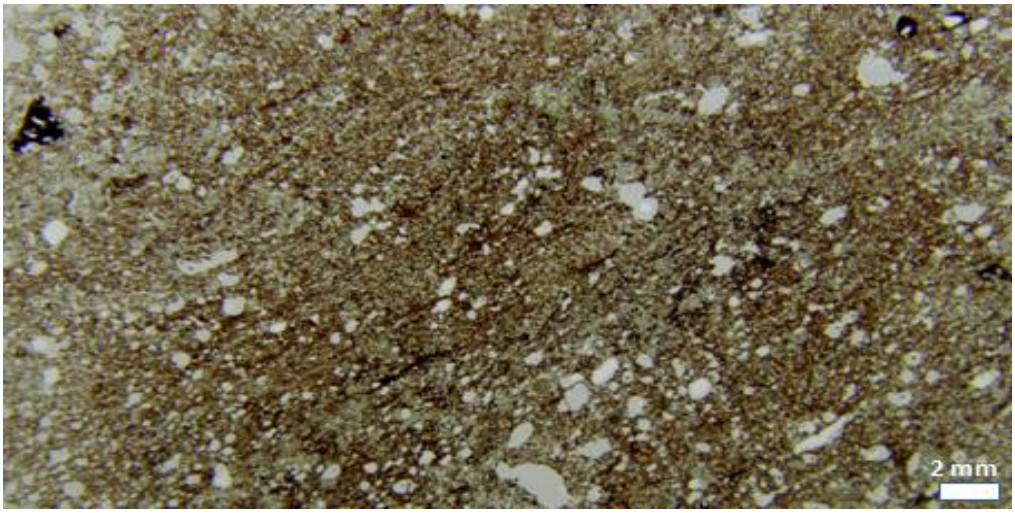


Figura 1, petroscopia. *Níveis com predomínio de material de tamanho cinza fina com disseminação de litoclastos de basalto, intercalados a níveis com predomínio de matérias de tamanho cinza grossa.O contato entre ambos é sutil e pouco definido.*

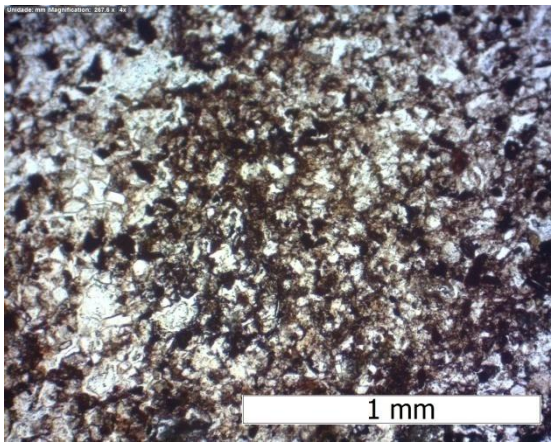


Figura 2, petrografia. *Material de tamanho cinza fina e de composição vítrea circundando os cristaloclastos angulosos, geralmente de quartzo. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

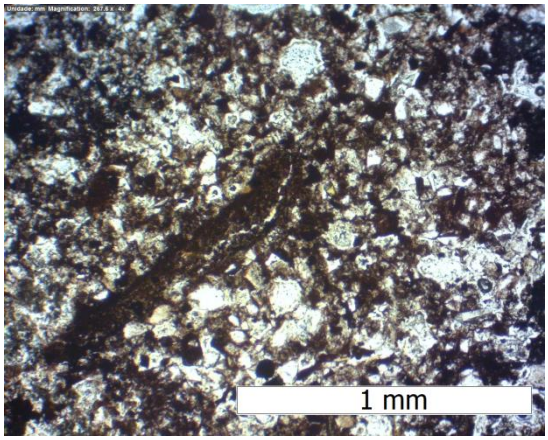


Figura 3, petrografia. *Material vítreo ultrafino amorfo em meio aos cristaloclastos e a fração fina. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

Amostra EA-1058-B

a) Descrição Microscópica:

A fração grossa corresponde à 40% da amostra, sendo de tamanho cinza grossa; a fração fina corresponde à 60% da amostra, sendo de tamanho cinza fina.

A amostra é organizada em níveis que apresentam cerca intercalação, variando em predomínio de material de tamanho cinza fina e predomínio de material de tamanho cinza grossa. Ocorre com mais frequência os níveis ricos em elementos de tamanho cinza fina, os quais apresentam abundantemente vidro e óxido de ferro.

A fração grossa é composta essencialmente por cristaloclastos angulosos, de baixa a alta esfericidade e de quartzo, feldspato, plagioclásio, opacos, sericita, epidoto, biotita e zeólita.

A fração fina é vítrea, estando associada principalmente a óxido de ferro e ao material vítreo amorfo disseminado.

Disseminadas na amostra, ocorrem feições de material vítreo aparentemente rompido e intensamente vesiculado, podendo ser pumice. São predominantemente associados à fração fina e ao óxido de ferro.

Apresenta-se intensamente vesiculada, sendo que estas cavidades encontram-se orientadas segundo o nível em que se encontrem. As vesículas tem tamanho variável, são predominantemente arredondadas, tem contato irregular com o material circundante e podem ser preenchidas por material quartzo-feldspático, ou até mesmo por cristais euédricos ripiformes de plagioclásio.

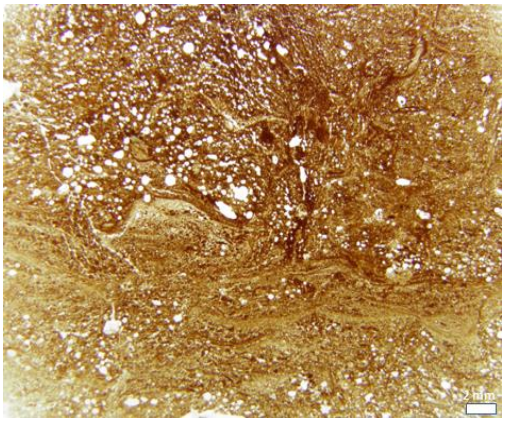


Figura 1, petroscopia. *Níveis com predomínio de materiais de tamanho cinza fina intercalados e dobrados de forma caótica em meio a níveis com predomínio de materiais de tamanho cinza grossa.*

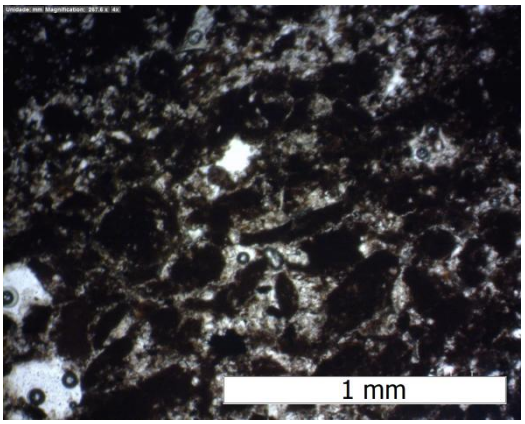


Figura 2, petrografia. *Possíveis shards de vidro (glassy shards) orientados dentro de um nível com predomínio de elementos de tamanho cinza fina.(Fotografia em luz plano-polarizada)*

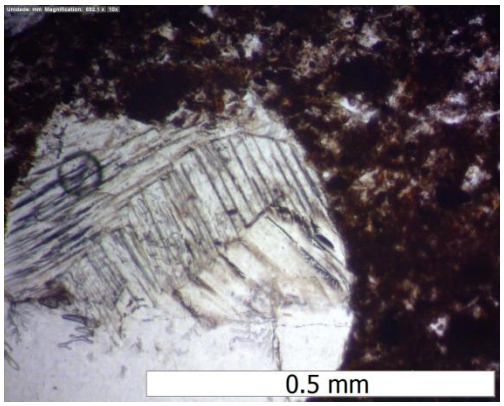


Figura 3, petrografia. *Contato entre uma vesícula arredondada preenchida por carbonato com a fração fina vítrea. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

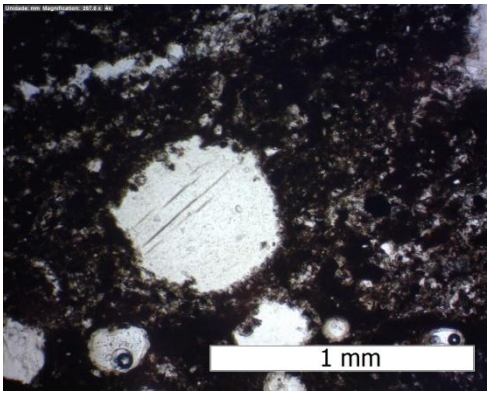


Figura 4, petrografia. *Cristaloclasto de plagioclásio com as bordas parcialmente corroídas pela fração fina vítrea. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

Amostra EA-1058-C

a) Descrição Microscópica:

A fração grossa corresponde à 60% da amostra, sendo de tamanho cinza grossa; a fração fina corresponde à 40% da amostra, sendo de tamanho cinza fina.

A fração grossa é composto essencialmente por cristaloclastos angulosos, de baixa a alta esfericidade e de quartzo, feldspato, plagioclásio, opacos, sericita, epidoto, biotita e zeólita. A fração fina é vítrea.

Apresenta estratificação em níveis orientados incipientes, que diferem quanto a relação de materiais de tamanho cinza fina e cinza grossa. Os níveis com predomínio de material de tamanho cinza grossa são mais espessos, homogêneos e abundantes. Já os níveis com predomínio de material de tamanho cinza fina são menos frequentes, delgados, pouco contínuos e associados principalmente a óxido de ferro.

Disseminadas na amostra, ocorrem feições de material vítreo aparentemente rompido e intensamente vesiculado, podendo ser pumice. São predominantemente associados à fração fina e ao óxido de ferro.

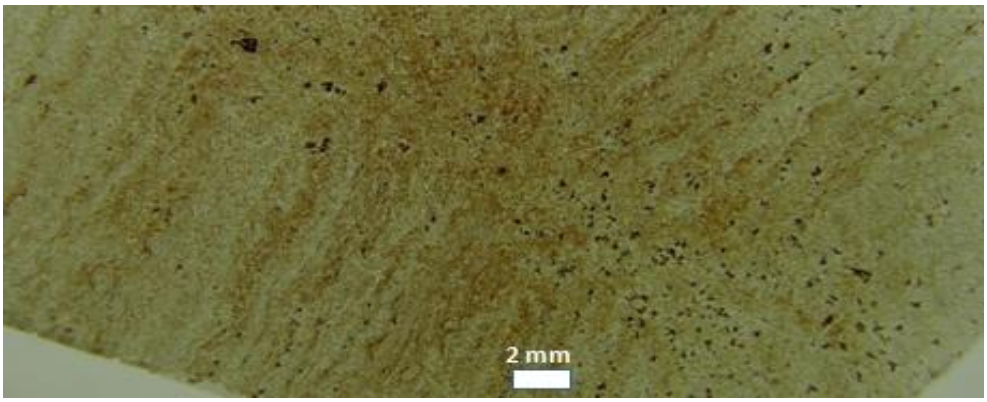


Figura 1, petroscopia. *Níveis com predomínio de material cinza fina e níveis com predomínio de material cinza grossa tênues e intercalados, sendo interrompidos por uma feição central com comportamento caótico.*

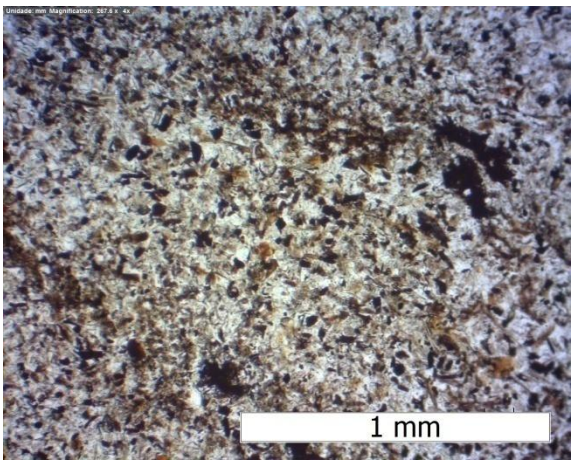


Figura 2, petrografia. *Shards vítreos (glassy shards) em meio as frações finas e grossas. O contato entre eles é retilíneo e regular. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

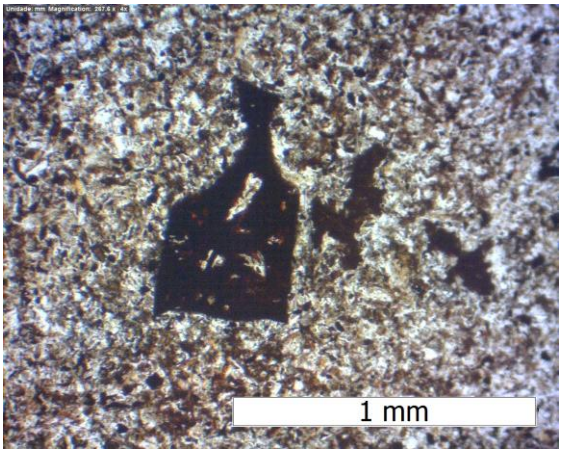


Figura 3, petrografia. *Intercalação de níveis com predomínio de material cinza fina e de material de tamanho cinza grossa de forma tênue e pouco contínua. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

Amostra EA-1257

a) Descrição Macroscópica:

A amostra tem cor castanha-avermelhada; sua granulação é afanítica; sua estrutura é amigdaloide e vesicular; sua textura é matriz afanítica vesicular e amigdaloide. A rocha configura-se de forma brechoide, sendo que a porção castanha-avermelhada esbranquiçada afanítica maciça engloba fragmentos angulosos com cerca de 10 cm castanha-avermelhado escuro, vesiculares e amigdaloides.

As vesículas tem cerca de 1 a 2 mm, são arredondadas e disseminadas na amostra. As vesículas tem cerca de 1 a 2 mm, são arredondadas e disseminadas na amostra. As amígdalas são bastante densas na amostra, são arredondadas, variam de 1 a 4 mm e são preenchidas por calcita.

b) Descrição Microscópica:

40% de oligoclásio, correspondendo a três gerações distintas. O oligoclásio (I) são cristais subédricos ripiformes; límpidos; de contato regular; geminação pouco a regularmente desenvolvida; fraturados; alguns apresentam inclusão de cristais de augita. O oligoclásio (II) são cristais anédricos a subédricos ripiformes; de contato predominantemente regular; límpidos; com geminação pouco a regularmente desenvolvida. O oligoclásio (III) são cristais anédricos; de aspecto parcialmente turvo; com contato predominantemente regular; geminação pouco a regularmente desenvolvida.

30% de augita; cristais anédricos; fraturados; de contato regular; aspecto predominantemente límpido.

10% de opacos dividindo-se em duas gerações. Os opacos (I) são cristais euédricos, tabulares e quadrados; de contato regular. Os opacos (II) são cristais esqueléticos, de contato regular.

5% de material castanho; de contato irregular; amorfo; posicionado entre cristais de augita e oligoclásio, por vezes percolando fraturas de cristais de augita. Associa-se juntamente com sericita no preenchimento de cavidades.

Traços de sericita; anédrica; de contato irregular; associa-se com o material amorfo castanho no preenchimento e cavidades; tem aspecto turvo.

Traços de quartzo; tem extinção ondulante; aspecto irregular; preenche uma cavidade.

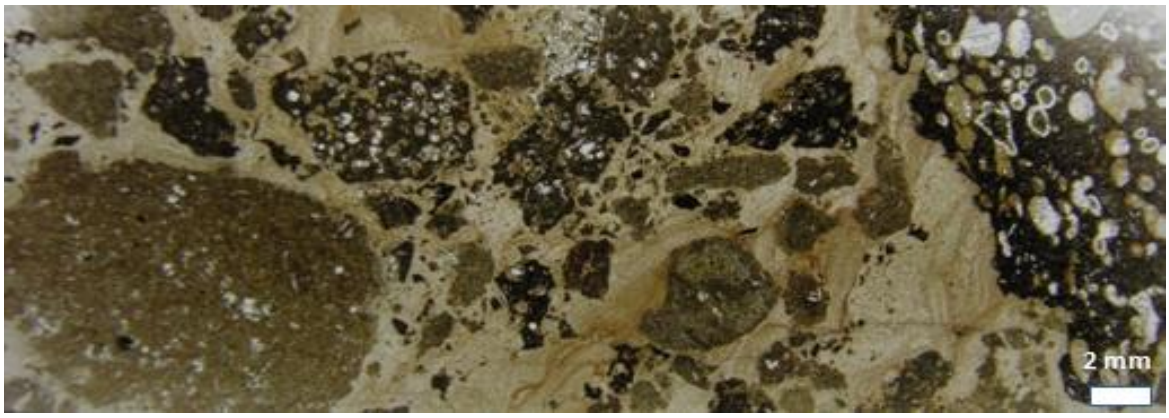


Figura 1, petroscopia. *Estrutura brechoide,composta por matriz vítrea circundando litoclastos de basalto, shards vítreos (glassy shards) e cristaloclastos. Os litoclastos de basalto são de dois tipos, o da esquerda é pouco vesiculado e cloritizado e o da direita é intensamente vesicular e apresenta um grau menor de cloritização.*

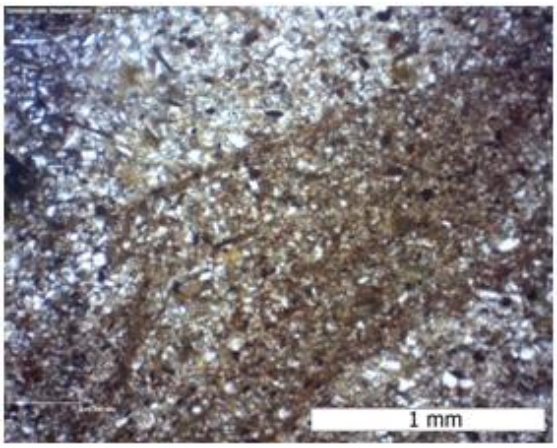


Figura 2, petrografia. *Nível com predomínio de material cinza fina em meio a níveis com predomínio de material cinza grossa, definindo uma estrutura de fluxo. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

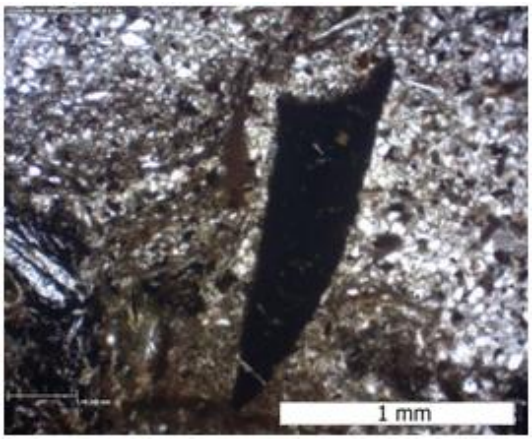


Figura 3, petrografia. *Detalhe de um shard vítreo (glassy shard) em meio um nível com predomínio de material cinza grossa e interrompendo um nível com predomínio de material cinza fina. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

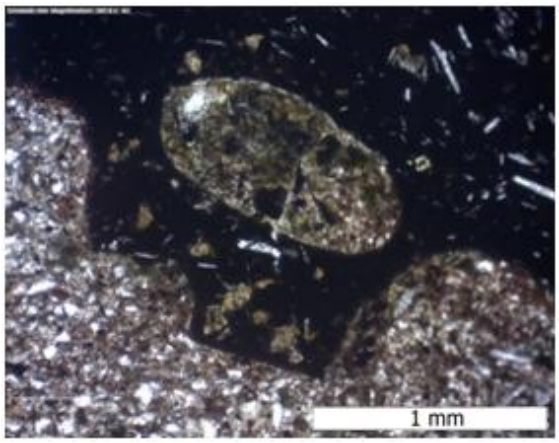


Figura 4, petrografia. *Contato de um litoclasto de basalto vesicular com um nível com predomínio de material cinza grossa. O contato entre ambos é regular e bem definido. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

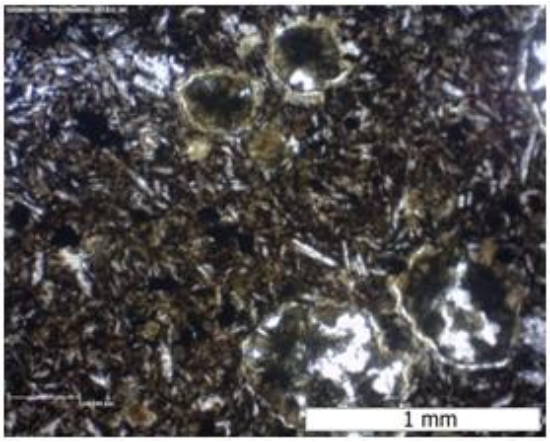


Figura 5, petrografia. *Detalhe do litoclasto de basalto intensamente cloritizado com pouca vesiculação. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

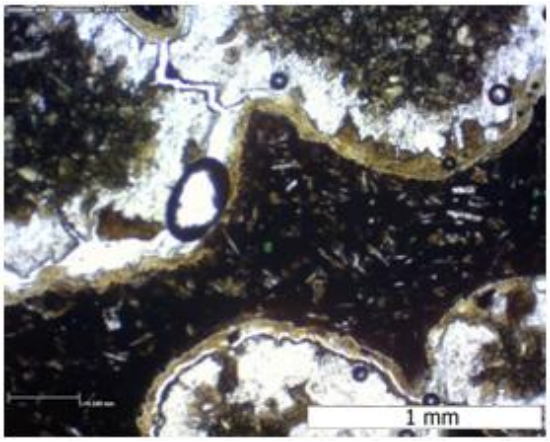


Figura 6, petrografia. *Detalhe do litoclasto de basalto com intensa veiculação. Sendo estas preenchidas por matriz, clorita e carbonato. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

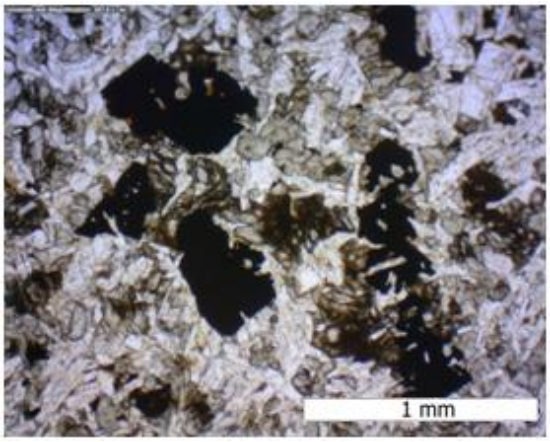


Figura7, petrografia. *Opacos esqueléticos em meio a fração fina vítrea e cristaloclastos. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

Amostra EA-1434-A

a) Descrição Macroscópica:

A rocha estrutura-se em duas porções distintas, sendo que a porção I é englobada pela porção II. (I) Apresenta cor vermelha-esbranquiçada, tem granulação variando de afanítica a grossa, sua estrutura é vesicular. É composta por fenocristais de feldspato euédrico hexagonal de 5 mm (20%) e por uma matriz afanítica de provável composição quartzo-feldspática. (II) Apresenta cor vermelho-acastanhada, sua granulação é afanítica, tem provável composição quartzo-feldspática.

b) Descrição Microscópica:

A fração grossa corresponde à 50% da amostra, sendo de tamanho cinza grossa; a fração fina corresponde à 50% da amostra, sendo de tamanho cinza fina.

Os cristaloclastos são abundantes, são angulosos, de baixa a alta esfericidade e compostos essencialmente por quartzo, feldspato, plagioclásio, opacos, sericita, epidoto, biotita.

A fração fina é vítrea, em algumas porções localizadas organiza-se em níveis, sendo estes matriz-suportados, estando associados preferencialmente a óxido de ferro. Estes níveis encontram-se rompidos, dobrados e configuram um padrão disperso.

Existem porções disseminadas, com formato arredondado de alta esfericidade, ou então porções rompidas e estiradas, ambos constituídos por material vítreo ultra fino que configuram constituintes denominados como vitroclastos.

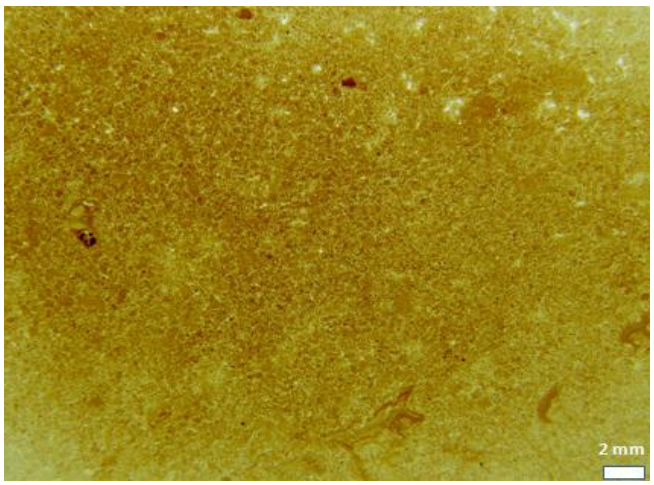


Figura 1, petroscopia. *Fração fina vítrea com constituintes de tamanho cinza muito fina com litoclastos de basalto vítreo disseminados. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

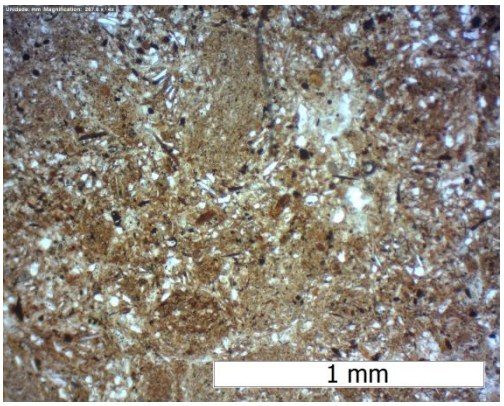


Figura 2, petrografia. *Fração fina vítrea de tamanho cinza fina circundando cristaloclastos e porções circulares de elementos de tamanho cinza ultrafina.(Fotografia em luz plano-polarizada).*

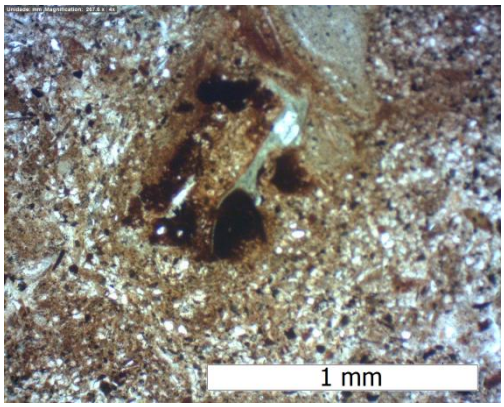


Figura 3, petrografia. *Detalhe de uma porção arredondada de constituída de material de tamanho cinza muito fina com presença de material opaco e clorita. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

Amostra EA-1731

a) Descrição Macroscópica:

A amostra tem cor castanha-acinzentada clara; sua granulação é muito fina; seu índice de cor é leucocrático; sua estrutura é de fluxo e estratificada; sua textura é fanerítica inequigranular em matriz muito fina. A matriz corresponde a 90% da amostra, sendo de provável composição quartzo-feldspática. Os 10% restantes são de possíveis vítreos centimétricos. Os níveis são paralelos, predominantemente retilíneos, diferem-se quanto à cor e definem a estrutura de fluxo.

b) Descrição Microscópica:

A amostra apresenta 75% de fração grossa e 25% de fração fina; sendo que o tamanho predominante para a fração grossa é cinza grossa e para a fração fina é cinza muito fina.

A amostra estrutura-se em níveis contínuos, paralelos e intercalados. Estes caracterizam-se por serem granodecrescentes. No topo de cada nível ocorrem porções enriquecidas na fração fina, associadas principalmente a filossilicatos.

A fração grossa é constituída por quartzo, plagioclásio e opacos angulosos de alta esfericidade e biotita, clorita, sericita, epidoto e zeólitas angulosos de baixa esfericidade.

A fração fina compõem-se de vidro vulcânico em associação com filossilicatos e eventualmente óxido de ferro.

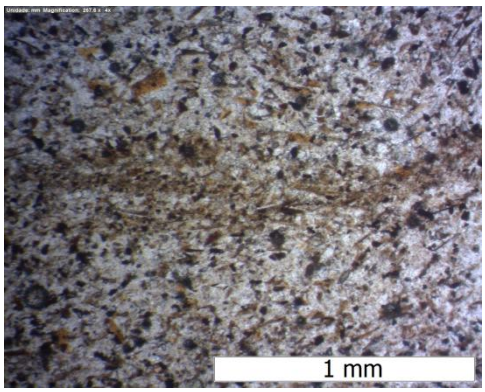


Figura 1, petrografia. *Níveis delgados com predomínio de material de tamanho cinza fina com óxido de ferro em meio a níveis com predomínio de material de tamanho cinza grossa. (Fotografia em luz plano-paralela).*

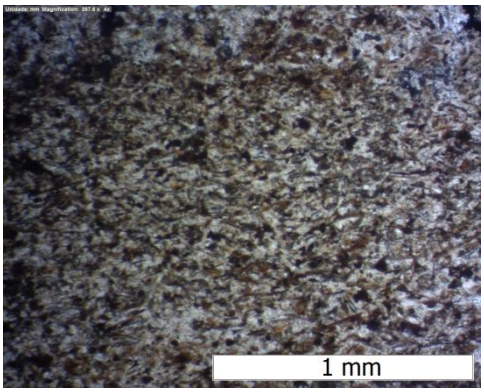


Figura 2, petrografia. *Detalhe da porção de material de tamanho cinza ultrafina rompida em meio a um nível com predomínio de material cinza fina caótico. (Fotografia em luz plano-paralela).*

Amostra OL-3000 (Pedreira P.M.São Miguel do Iguaçu)

a) Descrição Macroscópica:

A amostra é constituída por duas porções distintas, sendo seu comportamento brechoide. A porção (I) parece estar contida na porção (II), sendo que a primeira apresenta fragmentos centimétricos angulosos de formato irregular.

(I) Sua cor é castanho-esbranquiçado, sua granulação é afanítica, seu índice de cor é provavelmente leucocrático, sua estrutura é vesicular e sua textura é matriz afanítica vesicular. Sua composição é provavelmente, quartzo-feldspática. As vesículas estão disseminadas, variam de 1 a 4 mm e são arredondadas.

(II) Sua cor é rósea-esbranquiçada, sua granulação é afanítica, seu índice de cor é provavelmente leucocrático, sua estrutura é vesicular e sua textura é matriz afanítica vesicular. Sua composição é provavelmente quartzo-feldspática. As vesículas estão disseminadas, variam de 1 a 2 mm e são arredondadas.

b) Descrição Microscópica:

A fração grossa corresponde à 50% da amostra, sendo de tamanho lapilli a cinza grossa; a fração fina corresponde à 50% da amostra, sendo de tamanho cinza fina.

A fração grossa é composta essencialmente por cristaloclastos angulosos, de baixa à alta esfericidade e de quartzo, feldspato, plagioclásio, opacos, sericita, epidoto, biotita e zeólita.

Os litoclastos de basalto tem tamanho lapilli, têm contato regular e bem definido com o material que o circunda; tem textura fanerítica inequigranular porfirítica em matriz vítrea, com fenocristais de plagioclásio e augita (intensamente cloritizada). Apresentam porções arredondadas, vesiculares, que são preenchidas por material do arcabouço e óxido de ferro predominantemente.

A fração fina é vítrea, com estrutura maciça na porção que apresenta predomínio de material cinza grossa, e estrutura de fluxo e associação com óxido de ferro na porção com predomínio de material cinza fina.

Disseminadas na amostra, ocorrem feições de material vítreo aparentemente rompido e intensamente vesiculado, podendo ser pumice. São predominantemente associados à fração fina e ao óxido de ferro.

A fração grossa e matriz que circundam os litoclastos de basalto configuram níveis contínuos, pouco dobrados e parcialmente rompidos pelos litoclastos. Os níveis com predomínio de material cinza grossa são mais espessos, uniformes e retilíneos. Já os níveis com predomínio de material cinza fina são delgados e associam-se a material argiloso e óxido de ferro, circundando os litoclastos de basalto.

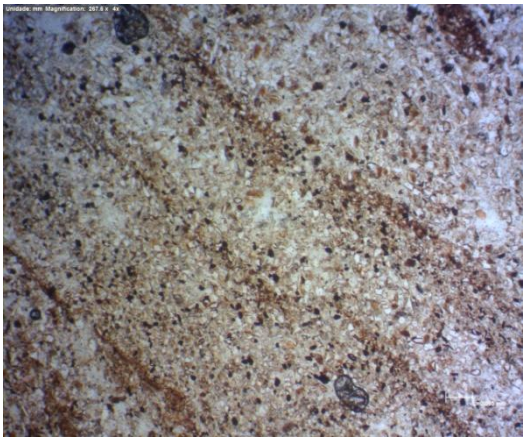


Figura 1, petrografia. *Intercalação de níveis delgados com predomínio de material cinza fina com níveis espessos com predomínio de material cinza grossa. Os níveis ricos em fração fina apresentam associação com óxido de ferro.*

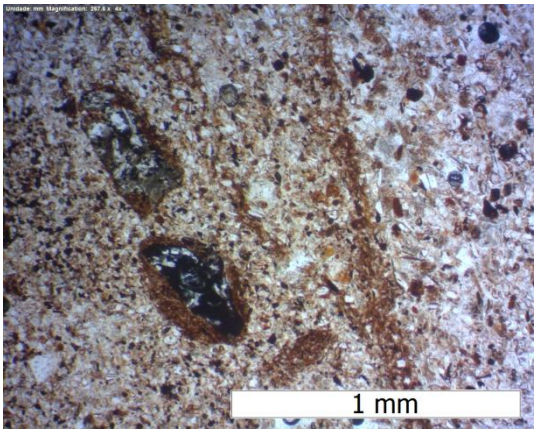


Figura 2, petrografia. *Nível rico em material de tamanho cinza fina parcialmente interrompido. Litoclastos de basalto disseminados em nível rico em material cinza grossa sendo circundados por óxido de ferro. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

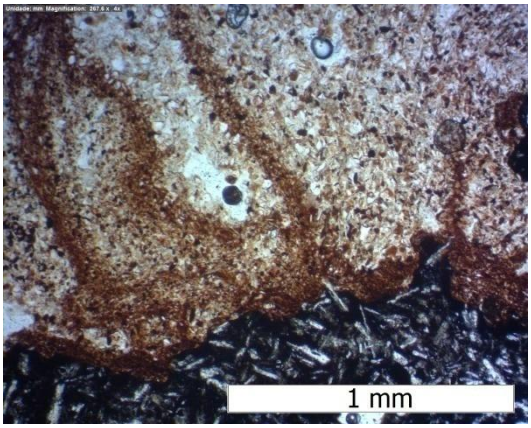


Figura 3, petrografia. *Litoclasto de basalto circundado por óxido de ferro em contato com a fração fina e grossa. Porções opacas, possivelmente vítreas, disseminadas. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

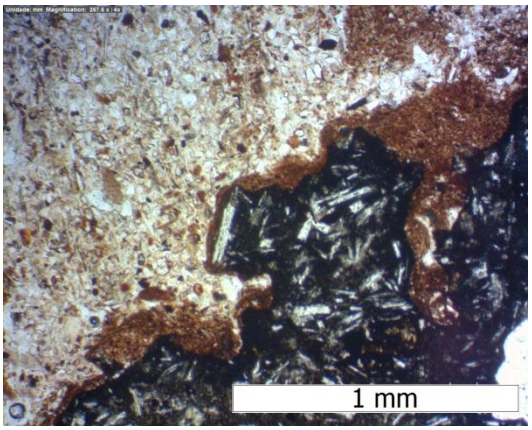
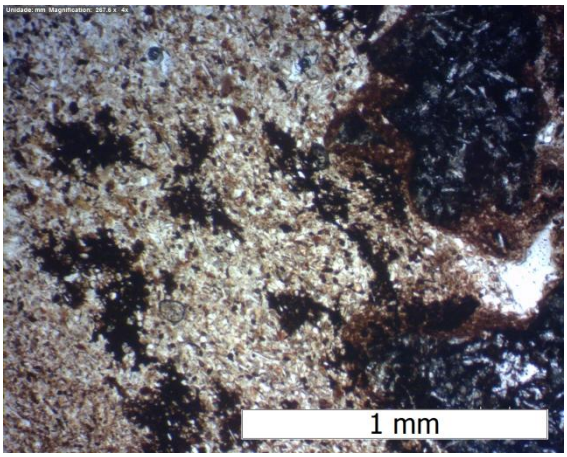


Figura 4, petrografia. *Detalhe do litoclasto de basalto vítreo e de um shard em contato com a fração fina vítrea (Fotografia em luz plano-polarizada)..*



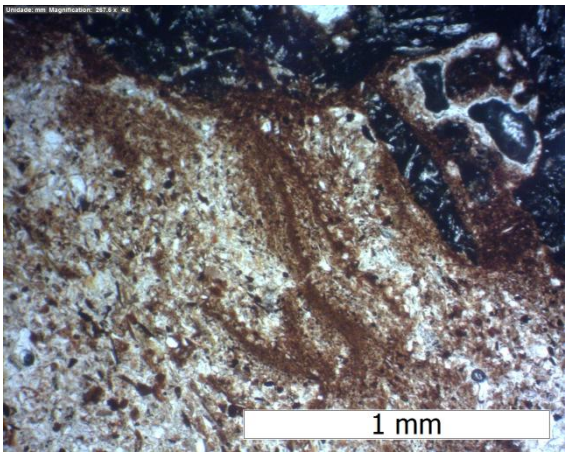


Figura 5 e 6, petrografia. *Contato do litoclasto de basalto com a matriz e arcabouço, sendo circundado por óxido de ferro.O óxido de ferro é encontrado preferencialmente nos níveis matriz suportados. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

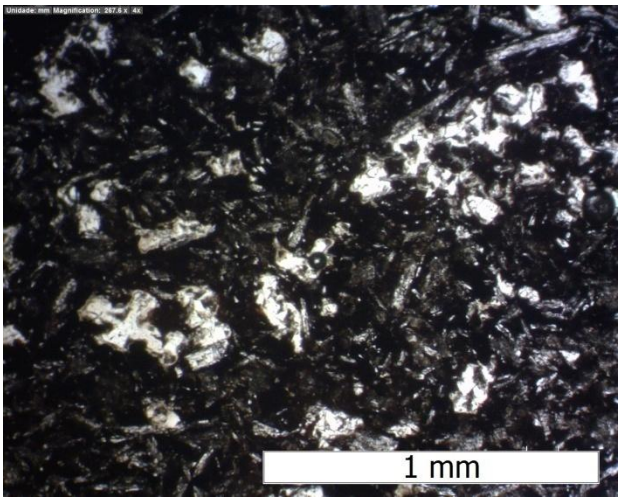


Figura 7, petrografia. *Detalhe das vesículas do litoclasto de basalto vítreo. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

Amostra OL-2176

a) Descrição Microscópica:

A fração grossa corresponde à 60% da amostra, sendo de tamanho cinza grossa; a fração fina corresponde à 40% da amostra, sendo de tamanho cinza fina.

A amostra apresenta níveis orientados, paralelos e pouco contínuos. Estes níveis diferem quanto ao predomínio de material de tamanho cinza fina e cinza grossa , sendo que os níveis com predomínio da fração fina são mais delgados e apresentam uma associação preferencial com o material vítreo e óxido de ferro. Em uma determinada porção os níveis encontram-se interrompidos por uma perturbação vertical.

A fração grossa é composta essencialmente por cristaloclastos angulosos, de baixa à alta esfericidade e de quartzo, feldspato, plagioclásio, opacos, sericita, epidoto, biotita e zeólita. A fração fina é vítrea, apresentando estrutura de fluxo.

Disseminadas na amostra, ocorrem feições de material vítreo aparentemente rompido e intensamente vesiculado, podendo ser pumice. São predominantemente associados à fração fina e ao óxido de ferro.

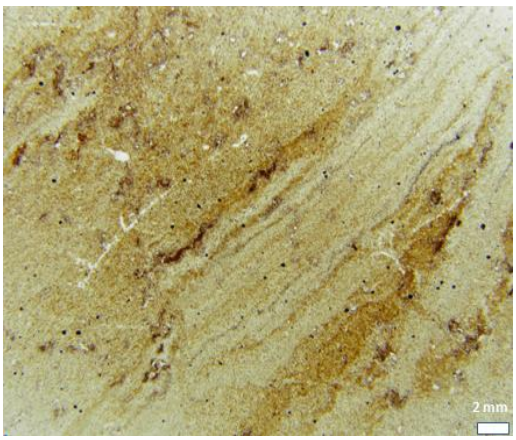


Figura 1, petroscopia. *Níveis com predomínio de material de tamanho cinza grossa com disseminação de litoclastos de basalto, intercalados a níveis com predomínio de elementos de tamanho cinza grossa. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

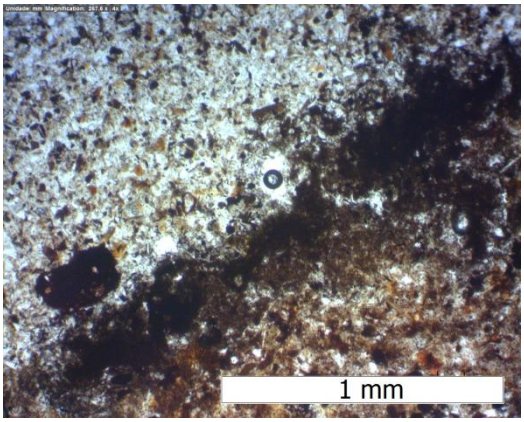


Figura 2, petrografia. *Contato do nível rico em material de tamanho cinza fina com o nível com predomínio de material de tamanho cinza grossa, sendo separado por um nível tênue de material opaco. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

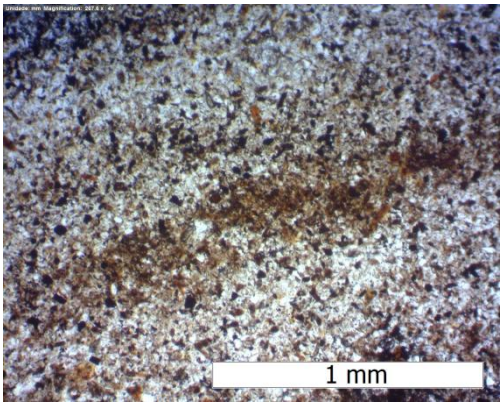


Figura 3, petrografia. *Detalhe da intercalação em níveis (Fotografia em luz plano-polarizada).*

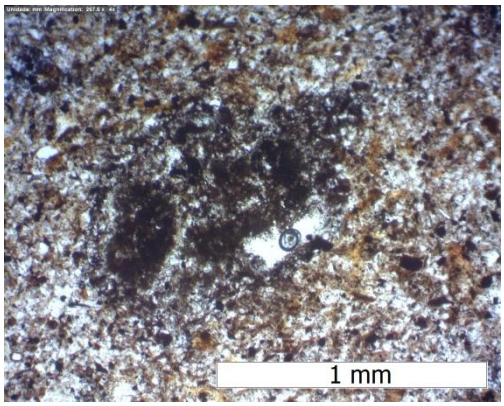


Figura 4, petrografia. *Porções desvitrificadas em meio a fração fina e a fração grossa. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

Amostra OL-3045.12

a) Descrição Macroscópica:

A amostra tem cor castanha-avermelhada escura; sua granulação é muito fina; seu índice de cor é leucocrático; sua estrutura é de fluxo e estratificada; sua textura é fanerítica equigranular muito fina. A matriz, perfazendo 90% da amostra tem provável composição quartzo feldspática submilimétrica. Os outros 10% são de clastos centimétricos arredondados de possíveis fragmentos vítreos.

Figura 1, amostra bruta. *Estrutura de fluxo com aspecto pouco definido.*

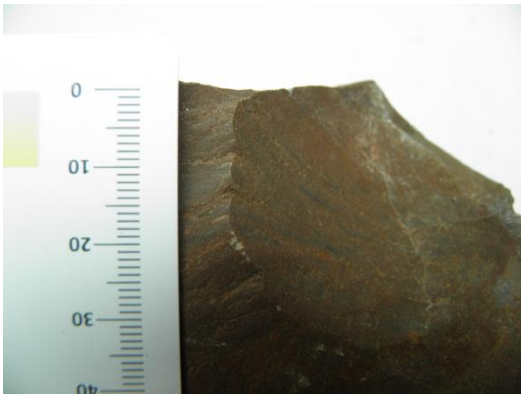


Figura 2, amostra bruta. *Estrutura de fluxo bem marcada em evidencia.*

b) Descrição Microscópica:

A amostra apresenta 60% de fração grossa, de tamanho variando de cinza grossa a lapilli e 40% de fração fina com o tamanho cinza fina.

A amostra organiza-se em níveis intercalados, os quais diferem-se quanto ao predomínio de material de tamanho cinza fina e de material de tamanho cinza grossa. Há ocorrência mais frequente dos níveis com predomínio da fração grossa, sendo os de predomínio da fração fina mais delgados.

A fração grossa é composta por quartzo, plagioclásio e opacos angulosos de alta esfericidade, e subordinadamente, biotita, clorita, epidoto e zeólita angulosos de baixa esfericidade; sendo todos estes de tamanho cinza grossa.

Ocorre também litoclastos angulosos de basalto vítreo, de tamanho lapilli. Estes são faneríticos inequigranulares porfiríticos em matriz vítrea vesicular. Sendo que as vesículas geralmente estão preenchidas por material da matriz e do arcabouço.

Possivelmente, existiam vitroclastos arredondados que foram desestabilizados e aparecem como feições vítreas amorfas disseminadas, sendo que estas ocorrem predominantemente associadas aos níveis com predomínio de material de tamanho cinza fina. Em determinados pontos, os minerais opacos encontram-se orientados configurando níveis.

A fração fina é composta por vidro vulcânico em associação ocasional a óxido de ferro e feições pouco contínuas e rompidas de material ultrafino.

Em uma porção da amostra, os níveis encontram-se interrompidos por um outro nível composto essencialmente de fração fina perpendicular, o qual pode ser um nível de desgaseificação (*degassing pipe*) bastante tênue e pouco expressivo.

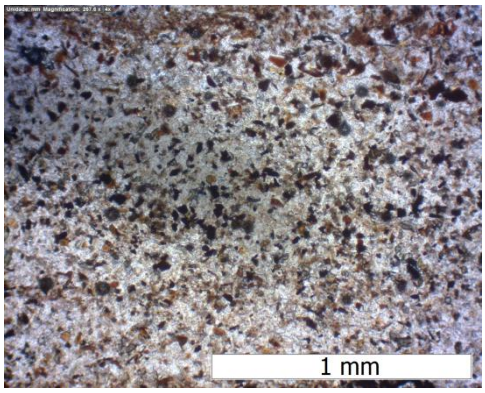


Figura 1, petrografia. *Nível com predomínio de material de tamanho cinza grossa. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

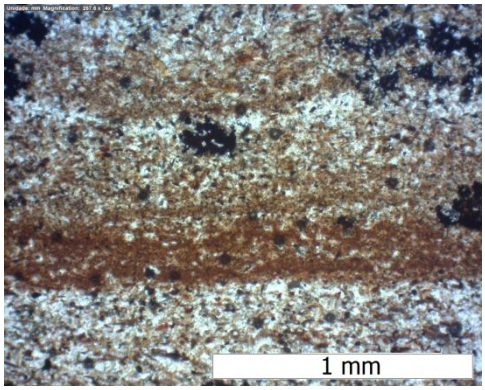


Figura 2, petrografia. *Nível com predomínio de material de tamanho cinza fina. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

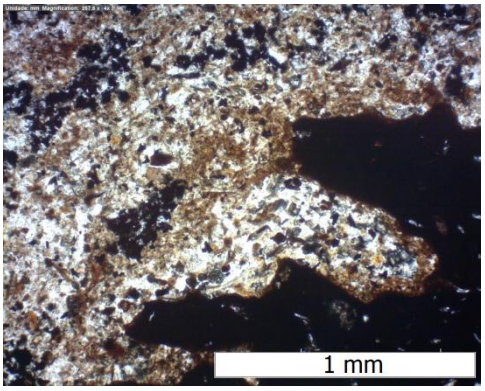


Figura 3, petrografia. *Detalhe do contato do litoclasto de basalto vítreo com as frações fina e grossa. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

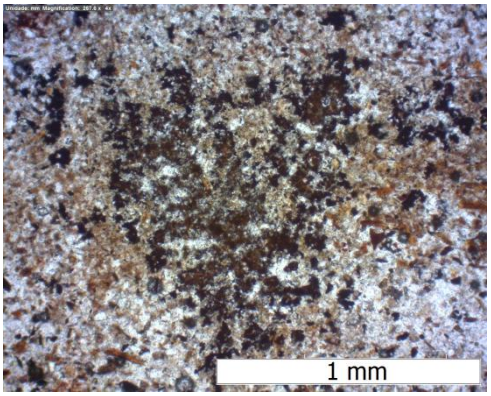


Figura 4, petrografia. *Provável vitroclasto esfacelado. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

Amostra OL-3045.18

a) Descrição Macroscópica:

A amostra tem cor castanha-acinzentada clara; sua granulação é muito fina; seu índice de cor é leucocrático; sua estrutura é maciça; sua textura é fanerítica equigranular muito fina. Tem provável composição quartzo feldspática submilimétrica.

Figura 1, amostra bruta. *Detalhe para a matriz de granulação muito fina e cor castanha-acinzentada.*

b) Descrição Microscópica:

A amostra tem textura fanerítica inequigranular porfirítica em matriz fina intergranular hipocristalina. Sua estrutura é maciça.

Os fenocristais perfazem 10% da amostra e são dados por cristais de augita e oligoclásio. Os cristais de augita são límpidos, ocasionalmente percolados por óxido de ferro, de contato regular, fraturados. Os cristais de oligoclásio são subédricos tabulares; são predominantemente límpidos; o contato é predominantemente regular e bem definido; a geminação varia de pobremente a regularmente desenvolvida. Os fenocristais encontram-se disseminados em meio a matriz.

A matriz compõem 90% da amostra, sendo seus constituintes oligoclásio, opacos, óxido de ferro, augita e vidro. Os cristais de oligoclásio são subédricos tabulares; de contato predominantemente irregular; geminação pouco desenvolvida; aspecto predominantemente turvo. A augita é turva; de contato pouco definido; fraturada; anédrica. O óxido de ferro encontra-se disseminado, percolando normalmente os cristais de augita. Os opacos são anédricos, de contato pouco definido; disseminados. O vidro encontra-se amorfo e disseminado.

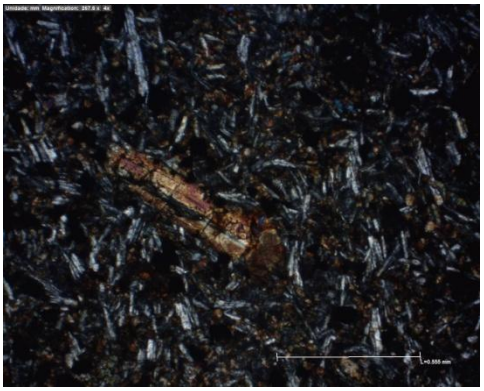


Figura 1, petrografia. *Fenocristal de augita em meio a matriz intergranular. (Fotografia em luz polarizada).*

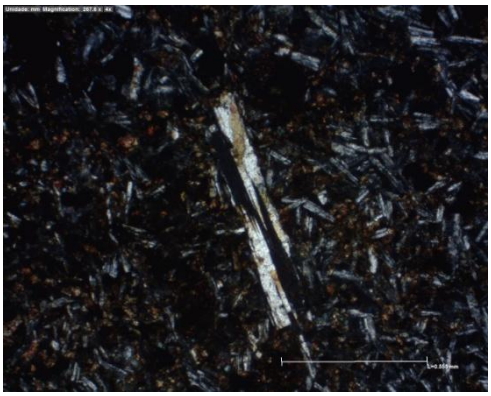


Figura 2, petrografia. *Fenocristal de oligoclásio em meio a matriz intergranular. (Fotografia em luz polarizada).*

Amostra OL-3049-A

a) Descrição Macroscópica:

A amostra tem cor castanha-acinzentada avermelhada; sua granulação é muito fina; seu índice de cor é melanocrático; sua estrutura é vesicular; sua textura é fanerítica equigranular muito fina intergranular vesicular. É composta por plagioclásio, piroxênio e clorita submilimétricos. As vesículas encontram-se disseminadas na amostra, são predominantemente arredondadas e preenchidas por celadonita.

Figura 1, amostra bruta. *Detalhe das vesículas disseminadas em meio a matriz intergranular.*

b) Descrição Microscópica:

Apresenta estrutura vesicular e sua textura é fanerítica inequigranular porfirítico em matriz intergranular hipocristalina.

30% de oligoclásio que corresponde a duas gerações, sendo a primeira fenocristal e a segunda matriz. A geração I, apresenta cristais subédricos ripiformes, de contato predominantemente regular; com aspecto geralmente turvo; geminações pouco desenvolvidas e fraturados. A geração II, apresenta cristais anédricos a subédricos ripiformes; de contato predominante irregular; geminações pobremente desenvolvidas e fraturados.

25% de augita que corresponde a duas gerações, sendo a primeira fenocristal e a segunda matriz. A geração I, tem cristais anédricos a subédricos penados; de contato predominante irregular; fraturados, turvos; sendo que alguns cristais são substituídos parcialmente por celadonita ou clorita. A geração II é anédrica, de contato irregular, turvos.

20% de vidro, o qual ocorre disseminado na amostra, com aspecto turvo, amorfo e de contato pouco definido. Encontra-se em associação com o óxido de ferro.

15% de celadonita. Amorfa, de contato pouco definido, ocorre preenchendo cavidades ou substituindo cristais. É separada em duas gerações distintas. A geração I ocorre substituindo os cristais de augita I. A geração II ocorre preenchendo as vesículas, nas porções onde a amostra é mais vítrea.

5% de clorita. É anédrica, de contato pouco definido, turva. Ocorre disseminada na matriz e substituindo parcialmente cristais de augita I. É separada em duas gerações distintas. A geração I ocorre substituindo os cristais de augita II. A geração II ocorre preenchendo as vesículas, nas porções onde a amostra é menos vítrea vítrea.

5% de óxido de ferro. Apresenta-se disseminado na matriz em associação com o vidro e com os minerais opacos.

Traços de minerais opacos. Anédricos, de contato pouco definido, ocorre disseminado.

Existe na amostra, porcões sub-arredondadas pontuais e níveis finos, descontínuos e caóticos, que apresentam um predomínio de vidro vulcânico sobre os outros constituintes minerais.

As vesículas encontram-se disseminadas na amostra, são sub-arredondadas a arredondadas e são preenchidas por celadonita.

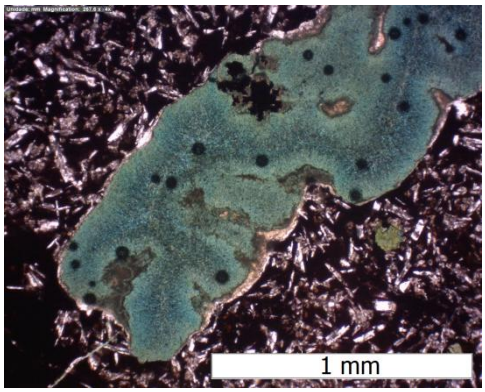


Figura 1, petrografia. *Detalhe da vesícula preenchida por celadonita, em meio a matriz intergranular e vítrea. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

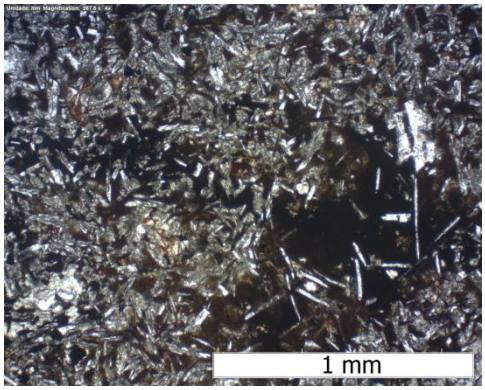


Figura 2, petrografia. *Porção vítrea, amorfa, de contato pouco definido em meio a matriz intergranular. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

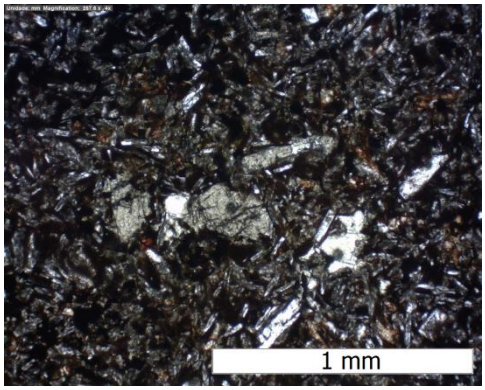


Figura 3, petrografia. *Detalhe do fenocristal de augita em meio a matriz intergranular. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

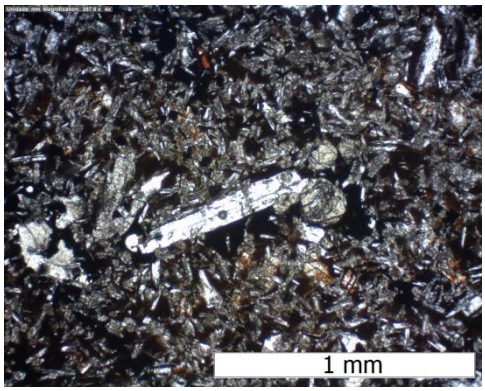


Figura 4, petrografia. *Detalhe do fenocristal de plagioclásio em meio a matriz intergranular. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

Amostra OL-3049-B

a) Descrição Macroscópica:

A amostra tem cor castanha-avermelhada; sua granulação varia de fina a grossa (cinza a lapilli); sua estrutura é maciça; tem aspecto brechoide; é matriz suportada. É composta por 35% de arcabouço, sendo de tamanho lapilli constituído por fragmentos de basalto vesicular vítreo. E 65% corresponde a matriz, de granulação fina e provável composição quartzo-feldspática.

Figura 1, amostra bruta. *Detalhe do litoclasto de basalto vesicular em meio a matriz quartzo-felspática.*

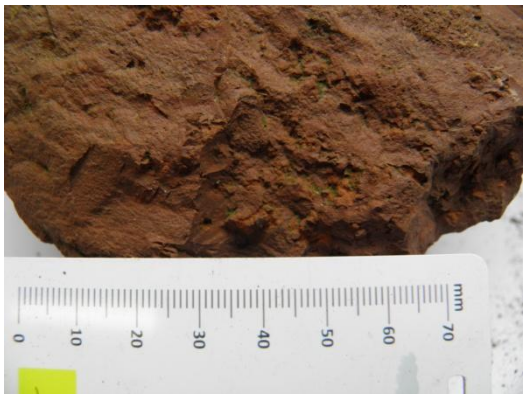


Figura 2, petroscopia. *Litoclastos de basalto em meio a matriz quartzo-feldspática.*

b) Descrição Microscópica:

A amostra é composta por 60% de fração grossa e 40% de fração fina.

A fração grossa varia de cinza grossa a lapilli. Os constituintes de tamanho cinza grossa são compostos por vitroclastos arredondados com percolação de óxido de ferro e textura axiolítica; cristaloclastos subangulosos a subarredondados de alta esfericidade de quartzo, plagioclásio e ocasionalmente augita e carbonato; menos frequentemente litoclastos de basalto vítreo com cloritização pervasiva.

Os de tamanho lapilli são litoclastos e shards de basalto fanerítico inequigranular porfirítico em mesóstase vítrea vesicular; sendo que as vesículas são arredondadas, pouco densas e preenchidas por material da fração fina; é anguloso de baixa esfericidade; o contato entre o litoclasto e a fração fina é regular e bem definido sendo circundando em algumas porções por material vítreo ultrafino.

A fração fina tem tamanho cinza fina, é vítrea essencialmente percolada por óxido de ferro; circunda os outros constituintes da rocha.

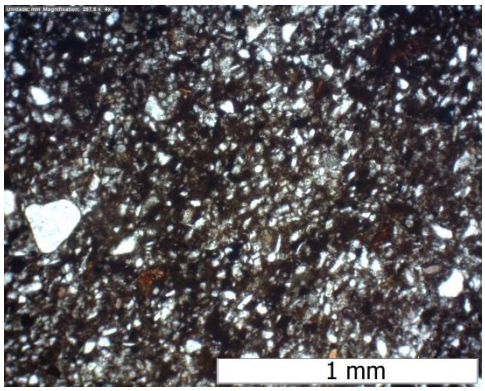


Figura 1, petrografia. *Detalhe dos cristaloclastos. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

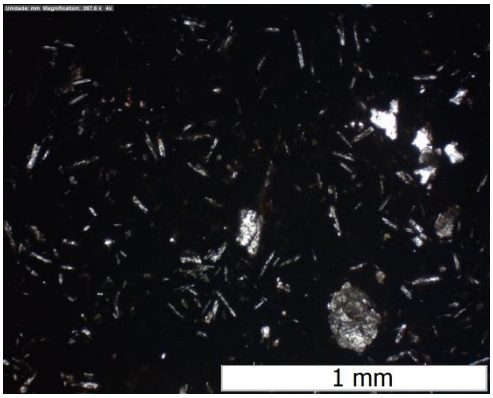


Figura 2, petrografia. *Detalhe do litoclasto de basalto vítreo. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

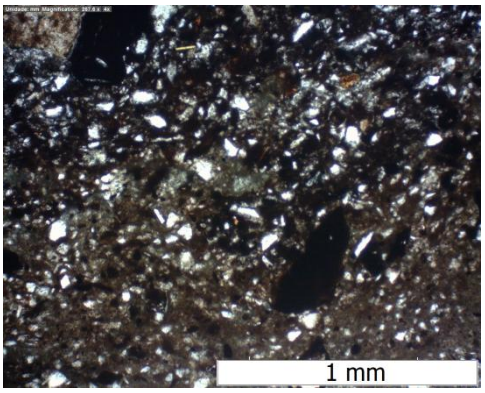


Figura 3, petrografia. *Material de tamanho cinza fina e composição vítrea circundando a fração grossa, com litoclastos de basalto disseminados. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

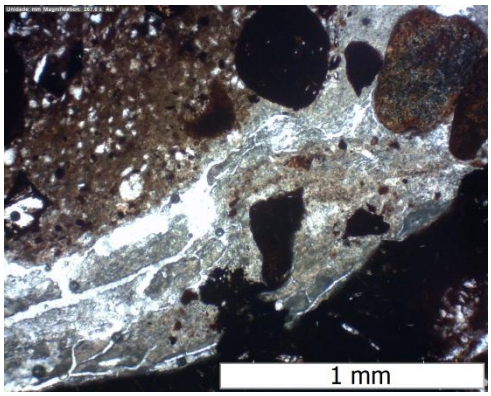


Figura 4, petrografia. *Contato do litoclasto de basalto com a fração grossa e a fração fina. Presença de vitroclastos na parte superior. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

Amostra OL-3054 (A e B)

a) Descrição Macroscópica:

A amostra tem cor castanha-avermelhada clara; sua granulação é muito fina; seu índice de cor é leucocrático; sua estrutura é de fluxo e estratificada; sua textura é fanerítica equigranular muito fina. Tem provável composição quartzo feldspática submilimétrica. Os níveis variam quando a cor, indo do castanho escuro ao vermelho claro; são paralelos, contínuos; predominantemente retilíneos e configuram dobras abertas e suaves em porções pontuais. Localmente há indícios de presença de crostas ferruginosas.

Figura 1, amostra bruta. *Detalhe dos níveis estratificados que definem a estrutura de fluxo.*

Figura 2, amostra bruta. *Detalhe de um possível projétil balístico (litoclasto de basalto).*

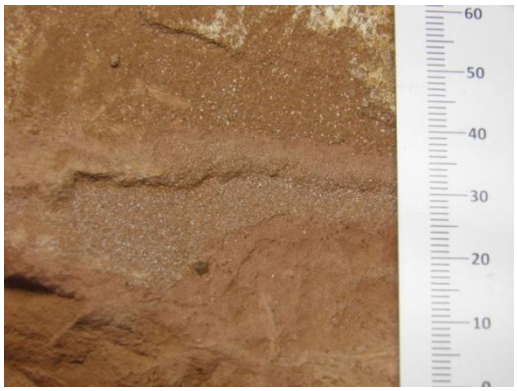


Figura 3, amostra bruta. *Detalhe da diferença de níveis quanto a coloração*

b) Descrição Microscópica:

A fração grossa corresponde à 55% da amostra, sendo de tamanho cinza grossa; a fração fina corresponde à 45% da amostra, sendo de tamanho cinza fina.

A amostra estrutura-se em níveis que são diferem quanto a predomínio de material de tamanho cinza fina e cinza grossa. Estes níveis intercalam-se, são contínuos e configuram feições dobradas, denotando o movimento ao qual o material foi submetido. Há maior ocorrência dos níveis em que há predomínio da fração fina em relação de fração grossa.

A fração grossa é composta por quartzo, plagioclásio e minerais opacos angulosos de alta esfericidade, e subordinadamente por epidoto, biotita, clorita e zeólita angulosos de baixa esfericidade. Ocorre também disseminado, predominantemente nos níveis com predomínio de material de tamanho cinza grossa, vitroclastos. Eles são arredondados, de alta esfericidade, compostos por espículas de vidro vulcânico em associação a óxido de ferro, configurando uma textura axiolítica. Eventualmente ocorrem litoclastos angulosos de basalto vítreo.

A fração fina é composta por vidro vulcânico. Normalmente ocorre associada a óxido de ferro. Em algumas porções apresenta aglomerados de material de tamanho cinza ultrafina, o qual encontram-se rompidos e dobrados de maneira descontínua.

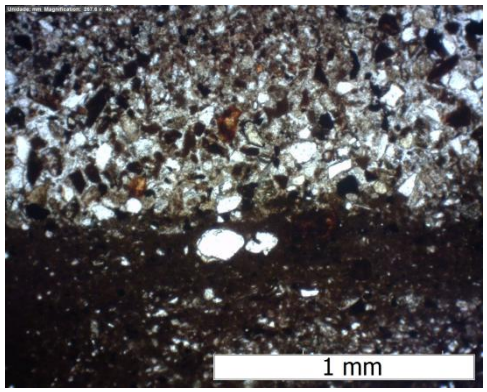


Figura 1, petrografia. *Contato do nível rico em material de tamanho cinza grossa com material de tamanho cinza grossa.(Fotografia em luz plano-polarizada).*

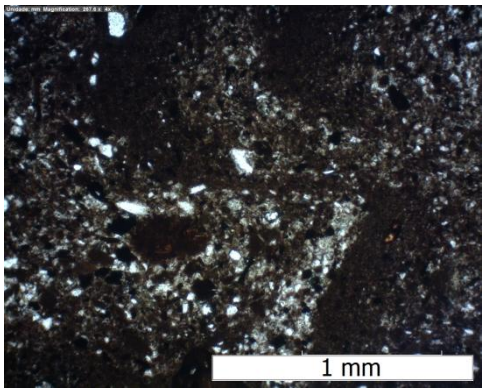


Figura 2, petrografia. *Nível dobrado com predomínio de material de tamanho cinza fina.*

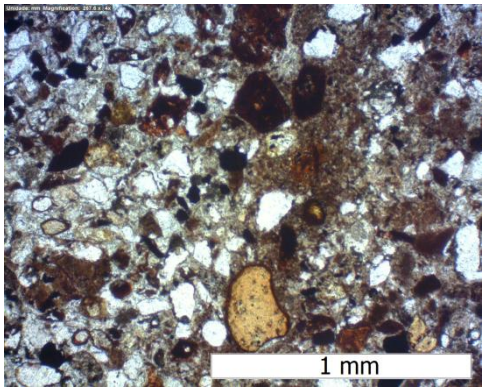


Figura 3, petrografia. *Vitroclastos em detalhe em meio ao nível com predomínio de material de tamanho cinza grossa. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

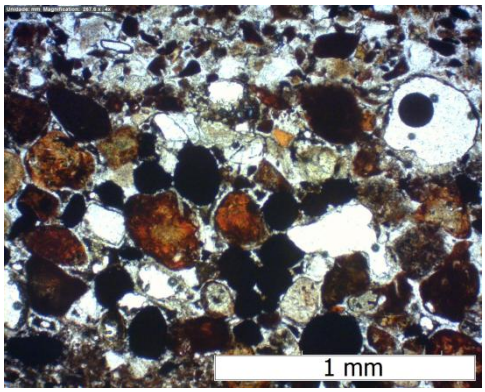


Figura 4, petrografia. *Detalhe para os minerais opacos em meio aos vitroclastos sub- a arredondados. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

Amostra OL-3058

a) Descrição Macroscópica:

A amostra tem cor castanha-avermelhada clara; tem aspecto brechoide, sendo matriz suportada; varia de muito fina a grossa (cinza fina a lapilli); sua estrutura é maciça. O arcabouço corresponde a 25% da amostra, sendo de basalto vítreo vesicular e a matriz, perfazendo 75% da amostra é de provável composição quartzo-feldspática,de constituintes muito finos.

Figura 1, amostra bruta. *Detalhe do litoclasto de basalto vesicular em meio a matriz quartzo-feldspática.*

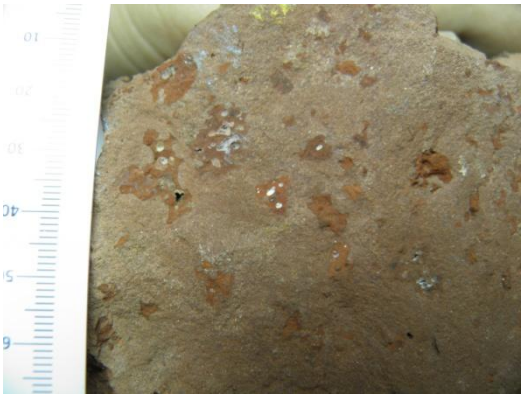


Figura 2, petroscopia. *Litoclastos de basalto angulosos disseminados em meio a matriz quartzo-feldspática.*

b) Descrição Microscópica:

A amostra é composta por 55% de fração grossa e 45% de fração fina. Sendo que o tamanho dos constituintes da fração grossa é cinza grossa e da fração fina é cinza fina.

Fazem parte da fração grossa: cristaloclastos, vitroclastos e litoclastos. Os cristaloclastos são de quartzo e plagioclásio angulosos de alta esfericidade, e subordinadamente biotita, epidoto, zeólita angulosos de baixa esfericidade. Ocorre também pedaços de vidro (*glassy shards*) angulosos disseminados.

Os vitroclastos ocorrem subordinados a um nível pouco retilíneo e continuo, que corresponde a uma feição de desgaseificação (*degassing pipe*). Os vitroclastos são arredondados; de alta esfericidade; compostos por espículas de vidro vulcânico em associação com óxido de ferro, formando uma textura axiolítica. Os litoclastos são menos frequentes, sendo de fragmentos de basalto vítreo.

A fração fina é de vidro vulcânico em associação com óxido de ferro.

O nível de desgaseificação é preenchido pelo material de maior granulometria do arcabouço, correspondendo em maioria aos vitroclastos e subordinadamente aos cristaloclastos, ambos circundados pela fração fina. Isto pode indicar que o durante o escape do material volátil, houve o transporte dos constituintes mais finos, o que é um possível indicio da intensa pressão existente no meio.

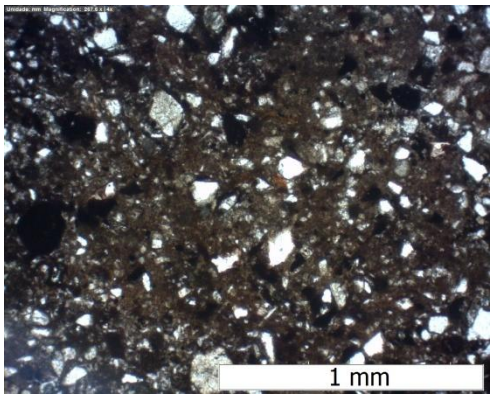


Figura 1, petrografia. *Cristaloclastos angulosos disseminados em meio a fração fina vítrea, no nível com predomínio do material de tamanho cinza fina. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

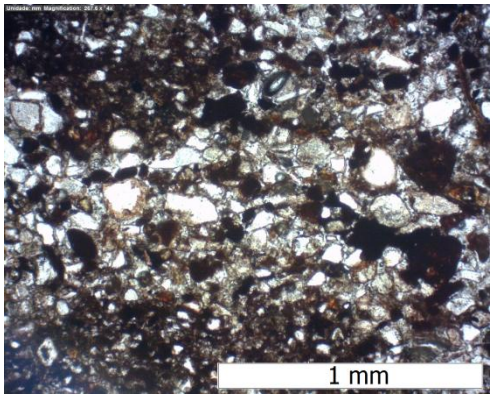


Figura 2, petrografia. *Nível com predomínio de material de tamanho cinza grossa.(Fotografia em luz plana-polarizada).*

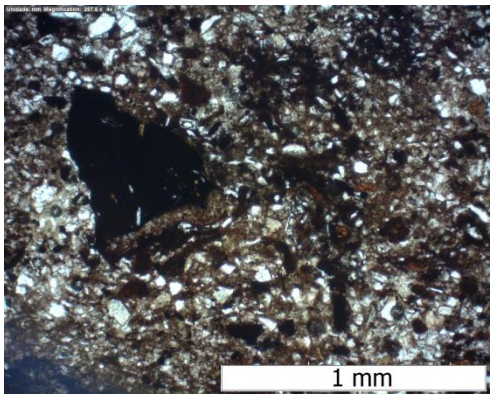


Figura 3, petrografia. *Fragmento anguloso vítreo (glassy shard) em meio a fração fina e cristaloclastos. (Fotografia em luz plana-polarizada)*

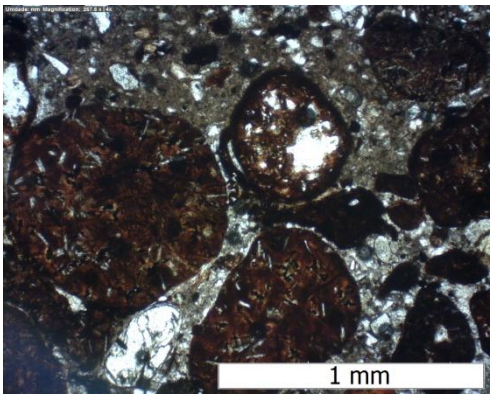


Figura 4, petrografia. *Vitroclastos circundados por cristaloclastos e fração fina.(Fotografia em luz plana-polarizada).*

Amostra OL-3063

a) Descrição Macroscópica:

A amostra tem cor castanha-acinzentada escura; seu aspecto é brechoide; sendo matriz suportado. Sua granulação varia de muito fina a grossa (cinza fina a lapilli). A matriz exibe estrutura de fluxo. O arcabouço corresponde a 35% da amostra, sendo dado por litoclastos de basalto vítreo e vesicular. A matriz, perfazendo 65% da amostra, apresenta níveis paralelos e pouco contínuos, principalmente nas proximidades do material do arcabouço, sendo constituída possivelmente por material vítreo.

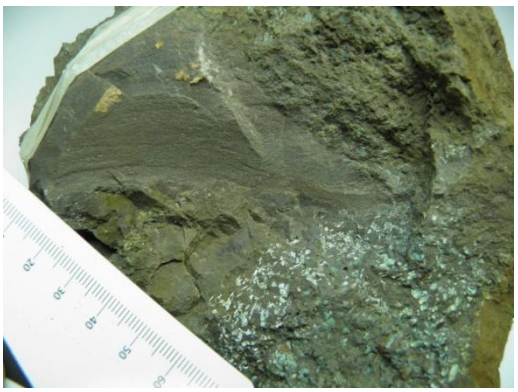


Figura 1, amostra bruta. *Detalhe da matriz muito fina com estrutura de fluxo circundando o litoclasto de basalto vesicular.*

b) Descrição Microscópica:

A fração grossa corresponde à 60% da amostra, sendo de tamanho cinza grossa a lapilli; a fração fina corresponde à 40% da amostra, sendo de tamanho cinza fina.

A estruturação da rocha dá-se pela intercalação de níveis com predomínio de material cinza fina e de predomínio de material de tamanho cinza grossa, definindo. Os níveis com predomínio de material de tamanho cinza grossa são mais espessos e apresentam estrutura interna granocrescente. Já os níveis com predomínio de material cinza fina são mais delgados e apresentam porções, normalmente, rompidas de material de tamanho cinza ultrafina.

A fração grossa é constituído essencialmente por cristaloclastos de tamanho cinza grossa. Estes são angulosos, de alta esfericidade, sendo de quartzo, plagioclásio, epidoto, zeólita, biotita, clorita, opacos e muscovita. Os fragmentos de tamanho lapilli são dados por litoclastos de basalto vítreo. Estes são angulosos, normalmente de baixa esfericidade, de contato regular e bem definido com a matriz e o restante dos constituintes do arcabouço. São basaltos de textura fanerítica inequigranular porfirítica em matriz vítrea vesicular. Apresentam vênulas delgadas com preenchimento de matriz.

A fração fina da rocha tem tamanho cinza fina, sendo constituída por vidro vulcânico, apresentando aspecto amorfo.

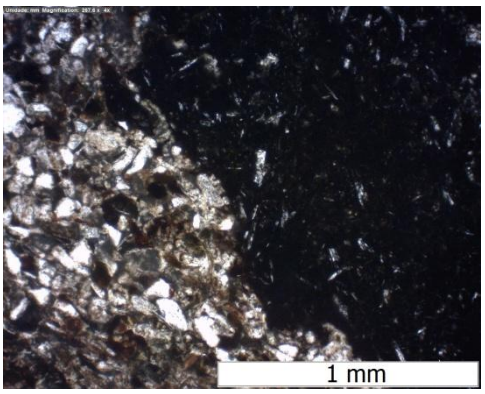


Figura 1, petrografia. *Contato do litoclasto de basalto vítreo com a fração fina e a fração grossa. (Fotografia em luz plana-polarizada).*

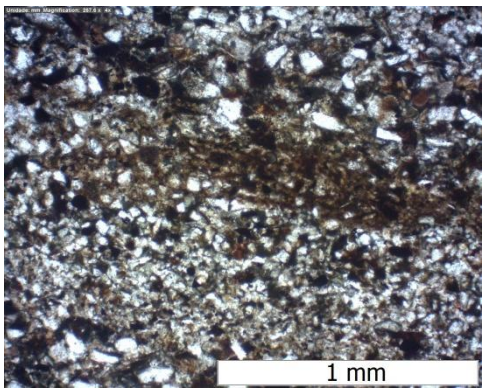


Figura 2, petrografia. *Contato do nível com predomínio do material de tamanho cinza fina com o nível com predomínio do material de tamanho cinza. (Fotografia em luz plana-polarizada).*

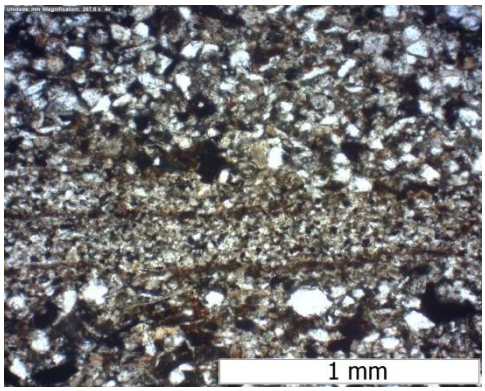


Figura 3, petrografia. *Estratificação dos níveis com predomínio de material de tamanho cinza fina e de material de tamanho cinza grossa. (Fotografia em luz plana-polarizada).*

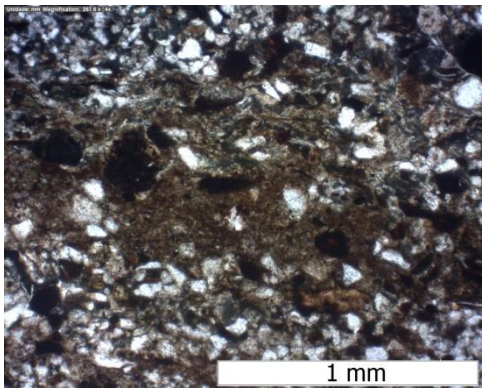


Figura 4, petrografia. *Porção de material de tamanho cinza ultrafina amorfa em meio a um nível com predomínio do material de tamanho cinza grossa. (Fotografia em luz plana-polarizada).*

Amostra OL-3063-A

a) Descrição Macroscópica:

A amostra tem cor castanha-avermelhada clara; sua granulação é muito fina; seu índice de cor é leucocrático; sua estrutura é de fluxo e vesicular; sua textura é fanerítica equigranular muito fina. Tem provável composição quartzo feldspática submilimétrica. Os níveis são pouco definidos e contínuos; diferem pela densidade de vesículas e configuram pontos com dobramento aberto e suave. As vesículas são predominantemente arredondadas; quando preenchidas apresentam material fino branco e mamelonar; variam de 1 a 4 mm.

Figura 1, amostra bruta. *Estrutura vesicular em evidência em meio a matriz muito fina quartzo-feldspática.*

b) Descrição Microscópica:

A fração grossa corresponde à 60% da amostra, sendo de tamanho cinza grossa; a fração fina corresponde à 40% da amostra, sendo de tamanho cinza fina.

Ocorrem litoclastos arredondados de basalto fanerítico inequigranular porfirítico em matriz vítrea de granulometria cinza grossa a lapilli apresentando-se cloritizado e palagonitizado; vitroclastos arredondados de duas gerações distintas, uma caracterizada por vitroclastos com espículas de vidro com arranjo irregular associadas a hidróxidos de ferro, caracterizando textura axiolítica (textura em favos, ou, *honeycomb*); cristaloclastos de quartzo, plagioclásio, minerais opacos, biotita, zeólita e epidoto angulosos, além de shard de vidro com percolação de óxido de ferro.

A fração fina é vítrea, circunda os componentes da amostra e em determinadas porções configura níveis com predomínio de material de tamanho cinza fina juntamente com cristaloclastos mais finos.

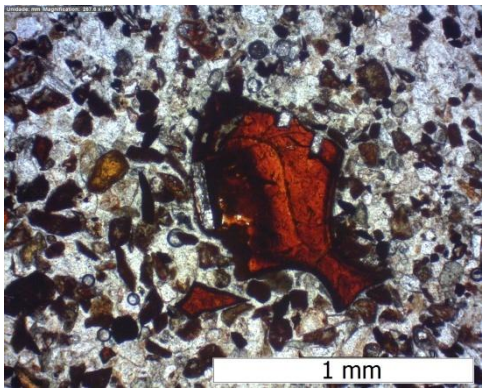


Figura 1, petrografia. *Fragmento vítreo (glassy shard) palagonitizado em meio a um nível com predomínio de material cinza grossa. (Fotografia em luz plano polarizada).*

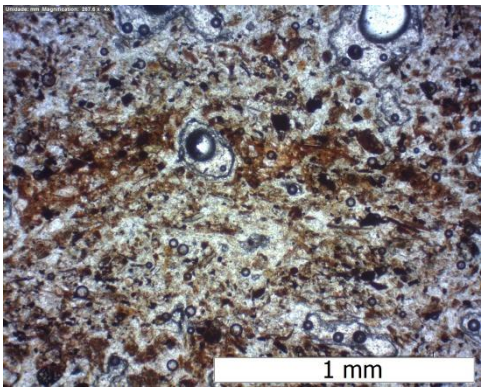


Figura 2, petrografia. *Detalhe da nível com predomínio de material de tamanho cinza fina delgado em meio a um nível com predomínio de material de tamanho cinza grossa. (Fotografia em luz plano polarizada).*

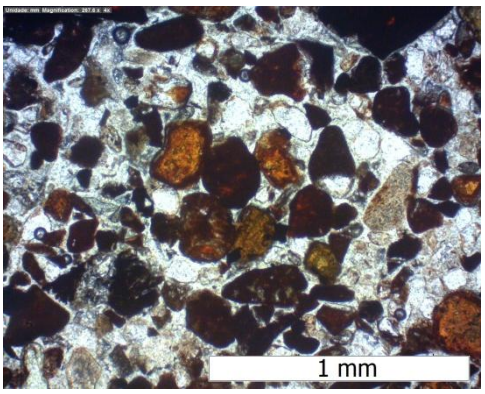


Figura 3, petrografia. *Vitroclastos em meio ao a fração grossa. (Fotografia em luz plano polarizada).*

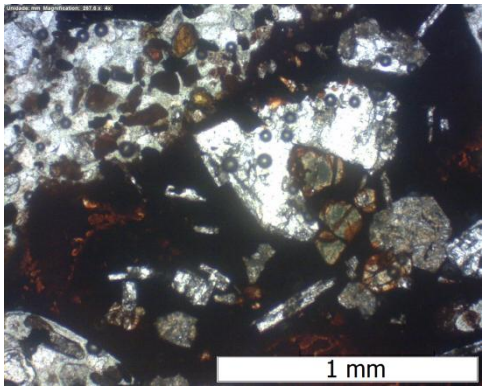


Figura 4, petrografia. *Detalhe do contato do litoclasto de basalto com a fração grossa e fração fina da matriz. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

Amostra OL-3073

c) Descrição Macroscópica:

Agregados de cor preta-acastanhada avermelhada; densa; fraturado; aspecto seroso e pontualmente com brilho vítreo. Uma das superfícies de fratura apresenta feições mamelonares. Parece ser uma concentração de óxido de ferro.

d) Descrição Microscópica:

Óxido de ferro amorfo, vermelho acastanhado; apresentando em alguns pontos feições arredondadas, as quais possivelmente seriam vitroclastos.

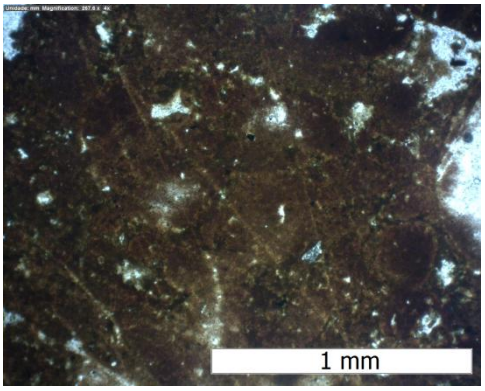


Figura 1, petrografia. *Detalhe para as feições circulares que podem ser vitroclastos. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

Amostra Santa Clara-3

a) Descrição Microscópica:

A fração grossa corresponde à 70% da amostra, sendo de tamanho lapilli a cinza fina; a fração fina corresponde à 30% da amostra, sendo de tamanho cinza fina.

Ocorre litoclasto de basalto vítreo de tamanho lapilli, sua textura é fanerítica inequigranular porfirítica em mesóstase vítrea. Seus fenocristais são de plagioclásio, subédricos a euédricos ripiformes, com geminação polissintética pouco desenvolvida. Apresenta porções disseminadas desvitrificadas com ocorrência de clorita. Apresenta-se moderadamente vesiculado, sendo as vesículas predominantemente arredondadas, sendo preenchidas por uma borda de clorita anédrica a subédrica radial e seqüencialmente por carbonato.

Numa porção com muitas vesículas próximas uma as outras, estas se encontram circundadas por matriz e cristaloclastos, todos subordinados a uma estrutura circular que os envolve. Ligada à esta estrutura circular, uma vênula delgada de feição anastomosada corta a mesostáse vítrea do litoclasto de basalto. Apresenta aparente preenchimento vítreo.

O litoclasto apresenta contato definido e regular com a matriz, sendo circundado por uma feição composta de material rompido de granulometria ultrafina.

Cristaloclastos e matriz circundam o litoclasto de basalto. Os cristaloclastos são angulosos, de baixa a alta esfericidade; de quartzo, plagioclásio, biotita, zeólita, clorita e sericita. Existe uma configuração em níveis contínuos, delgados e retilíneos, onde ora há um predomínio de quartzo e feldspato sob a matriz e ora há níveis ricos em material filossilicático e fração fina.

A fração fina é vítrea e nos níveis filossilicáticos apresenta-se acentuadamente orientada, configurando uma estrutura de fluxo.

A estruturação destes níveis mostra uma tendência granodecrescente de todo o material.

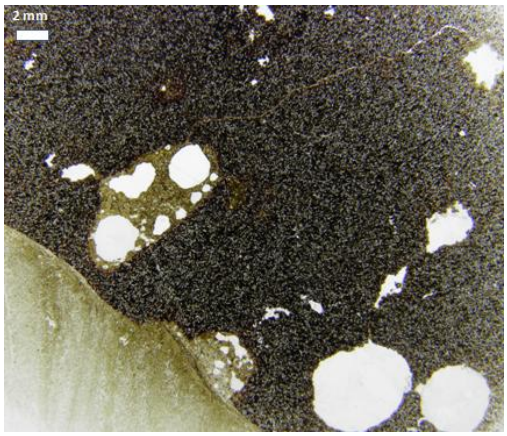


Figura 1, petroscopia. *Contato do litoclasto de basalto vítreo com vesículas preenchidas pela fração fina com níveis com predomínio de material de tamanho cinza fina intercalados a níveis com predomínio de elementos de tamanho cinza grossa. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

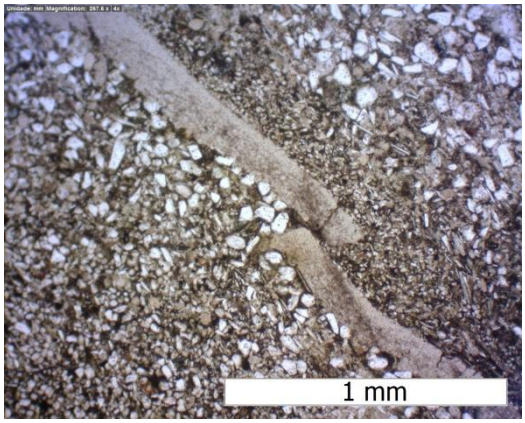


Figura 2, petrografia. *Porção com predomínio de material de tamanho cinza ultrafina, vítrea, interrompida em meio a fração fina e fração grossa. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

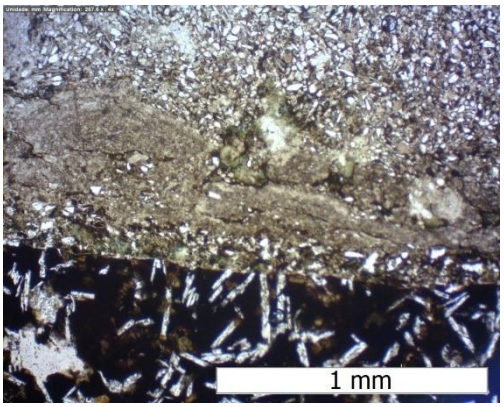


Figura 3, petrografia. *Contato entre o o litoclasto de basalto vítreo e a porção com predomínio de material de tamanho cinza ultrafina. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

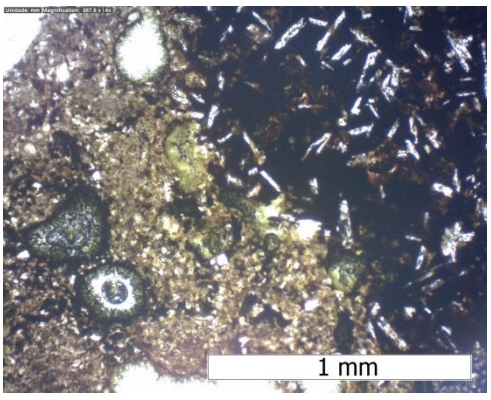


Figura 4, petrografia. *Vesícula do litoclasto de basalto vítreo sendo preenchida por material da fração fina e da fração grossa. (Fotografia em luz plano-polarizada).*

ANEXO II

LOCALIZAÇÃO E DESCRIÇÃO DOS PONTOS DE CONTROLE DE GEOLOGIA

SIGLA	Latitude WGS84	Longitude WGS84	Altitude padronizada SRTM (m)	Referência do ponto	Tipo de ocorrência	Descrição de campo	Ocorrência	Amostra
EA-0376 revisita	-26,06553	-53,56848	474,00	Desaterro ao lado da estrada	Corte estrada	Brecha vulcanoclástica aparentemente clasto suportada - está muito hidrotermalizada e intemperizada. Clastos de basalto vesicular, os maiores preenchidos por material branco pulverulento. Aparentemente há pouca matriz e poucos clastos preservados. Há muitos fragmentos angulosos com bordas irregulares e recortadas de SiO2 branca leitosa até 15 cm diâmetro. Clastos são métricos e sem estrutura visível. Aparentemente é a zona intermediária entre basalto maciço e a brecha hidrovulcânica inferior. Cerca de 5 m espessura real.		
EA-1435 revisita	-25,98621	-51,35824	1020,00	Pedreira Pauluk, Cruz Machado	Frente lavra	Basalto malhado composto por duas gerações de basalto com núcleos/fragmentos arredondados de basalto (escuro) encaixados em basalto claro. Há basalto com estrutura de fluxo marcado por alternância de níveis irregulares, ondulados ou lenticulares claros e escuros. Os planos de fluxo são concordantes com os lineamentos E-W observados nas fotografias aéreas 1:25.000. O basalto cinza e maciço engloba clastos arredondados de basalto escuro vesicular (40-50%) . Brecha polimítica com clastos de basalto de 2 ou 3 tipos e de brecha. Diâmetros variados 1 cm até 30-40 cm. A maioria é vesicular, preenchida por carbonato ou quartzo. Há preenchimento por injeção de carbonatos, quartzo e zeolitas, intersticiais com tintura de óxido Fe. A maioria da matriz é areno siltosa, com estrutura de fluxo envolvendo e suportando os clastos juvenis e de brecha. Fratura na brecha laminada N14E.		
EA-1436 revisita	-25,99603	-51,37771	905	Corte em estrada vicinal de Cruz Machado	Corte estrada	2,20 m espessura. A base é um depósito laminado, argiloso com níveis ressaltados por deposição de óxido de Fe. O corte tem dezenas de metros mas o depósito hidrovulcânico apenas 10 m. Na base um conjunto de níveis praticamente plano-paralelos e horizontais, mas mostrando intercalação de níveis de lapilli grosso quase esférico e intercalações de níveis de limonita/goethita. Níveis de lapilli N85W/12SW. Acima há um pacote de argila com lentes e concentrações locais de lapilli arredondado com diâmetro médio 2 mm e máximo 4 mm. Argila maciça (*ashfallout*) de duas cores (2 amostras) marrom claras na base e escuro no topo. O perfil fecha com nível de 5 mm de limonita/goethita ondulada que separa os 1,5 m de colúvio e o solo. Nas proximidades há um conduto, pois as rochas estão muito fraturadas, hidrotermalizada e com depósitos de MnO nos planos. Está a 2,4 km SW da Pedreira Pauluk !	depósito hidrovulcânico	EA-1436a-niveis lapilli com interc niveis limonita; EA 1436b - argila maciça marrom clara sob lapilli acrec; EA-1436c argila maciça marr esc topo
OL 3000	-25,34042	-54,21303	311,00	Pedreira da P M São Miguel do Iguaçu	Frente lavra	Basalto cinza fanerítico fino maciço com glóbulos de vidro negro dispersos (raros). Vesículas preenchidas por quartzo. O piso é um nível de brecha sem condições de observar o topo e a espessura. Fragmentos angulosos debasalto vesicular até 20 cm, diâmetro médio 5 cm, sem orientação preferencial. Matriz suportada. Matriz areno-siltico-argilosa com muita mica. Estratificação fina milimétrica perturbada no contato entre clastos. Não observada gradação lateral nem vertical. A brecha localmente é cimentada por SiO2 em *stockwork*. Há poucos veios, de mm até 1 cm espessura, preenchimento por material avermelhado muito fino e micáceo. Veio de material fino avermelhado-areno-siltico-argiloso micáceo sub vertical que começa na brecha hidroclástica. Os veios penetram no derrame de basalto superior.	derrame	OL 3000 -basalto OL 3000 - brecha
OL 3001 secção quase completa	-26,06800	-53,72100	545,9	PR163 em Santo Antônio do Sudoeste	Corte estrada	Brecha vulcanoclástica matriz suportada. Clastos de basalto vesicular subarredond a angulosos, vesículas vazias/poucas com preenchimento. Caótica. Base não visível mas tem mais que 2 m espess. Clastos frescos alguns argilizados. Contatos com a matriz, frescos sem borda de reação. Matriz fina avermelh escura em frat fresca e rosada em frat antiga Granulom areno-silto-argilosa com frequentes palhetas de mica nos planos, que são camadas milimetr normalmte paralelas e horizont. Há perturbação na estratif na borda dos clastos e entre eles. Deve ser uma secção do depós hidroclástico. O conduto deve estar a leste daqui. O plano de contato com o derrame basalto laminado e fraturado superior mergulha para 210° Há muitas vesículas na matriz indicando muito fluido em alta temperat e que a solidific da matriz reteve esses fluidos. Há muita venulaç e preench de fraturas com SiO2, restrita a brecha hidroclástica e basalto vesicular e não no basalto maciço.	derrame	Ol 3001a = brecha
OL 3002	-26,06769	-53,56867	490,8	A S de Pinhal de São Bento	Lageado	Cascalho de basalto vesicular no leito da estrada de roça. Frequentes pedaços de geodos de quartzo. Aos 477 m basalto faner fino cinza levem avermelh maciço. Aos 464 brecha vulcanoclást muito alterada. Aos 462 clastos basalto vesicular com vesic preench por mat bco pulverul. Aos 460 m Idem. Aos 459 basalto faner fino maciço.	derrame	
OL 3003	-26,07094	-53,56675	470,8	A S de Pinhal de São Bento	Corte estrada	Corte estrada aprox 2 m altura. Brecha vulcanoclástica muito alterada. Clastos de basalto vesicular cinz esc, vesiculas preench mat branco pulverul. Matriz muito alterada terrosa amarelo ocre Muita SiO2 branca leitosa intesticial	derrame	
OL 3004	-26,06553	-53,57061	463,2	Afloram e blocos sob arvores e pasto a S de Pinhal de São Bento	Afloramento	Brecha vulcanoclastica Clastos basalto vesicular; vesic vazias Pouca matriz fina avermelha e com mica nos planos Vazias preench SiO2 branca leitosa. Há uma certa orientação ou estruturação sub vertical ressaltada pelo intemperismo Afloramento com estrutura sub vertical visivel Azim 250.	derrame	OL 3004 = brecha
OL 3005	-26,07078	-53,57661	462,6	A S de Pinhal de São Bento	Afloramento	Brecha vulcanoclastica camada com 4 m espess sobrep por basalto fanerit fino acinzent maciço que nas superfs expostas mostra estruturas de fluxo. A brecha é muito intemperiz e manchada de bordô e cinza. Há espessos veios de matriz areno-silto-argilosa micácea Muita silica branca amorfa leitosa intersticial Os blocos de basalto são vesiculares com vesic vazias ou preench por material branco pulverulento.	derrame	
OL 3006	-26,06864	-53,58936	460,8	A S de Pinhal de São Bento	Corte estrada	Basalto muito alterado sobre material brechado com matriz areno-silto-argilosa-micácea maciça e tb com laminação. Esse material envolve os blocos de basalto como se tivesse sido injetado. O basalto é vesicular com preenchim de vesic com material branco e esverdeado pulverulento.	derrame	
OL 3007	-26,06789	-53,59228	469,4	A S de Pinhal de São Bento	Corte estrada	Afloram muito intemperiz A porção inferior é composta por uma brecha vulcanoclástica com clastos de basalto vesicular diam 5-10 cm vesic preench mater branco e pulverulento. A matriz é alterada mas pode ser identificada como arenosa-silto-argilosa-micacea avermelhada. A matriz penetra em fraturas e envolve clastos. Há muita silica branca leitosa intersticial inclusive pequenos *vugs* e geodos Há uma zona intermediaria de basalto brechado extremamente vesicular que grada paraum basalto maciço superior Todos os contatos são irregulares e ondulados. Há silica como pseudomorfo de barita em cristais achatados que se interpenetram e cruzam.	derrame	
OL 3008	-26,06389	-53,60614	469,8	Próx de Santo Antônio do Sudoeste	Saibreira	Sibreira ao lado da estrada. Abaixo do corte da estrada há um basalto maciço com poucas vesículas muito fraturado com silica branca intersticial.	derrame	
OL 3009	-26,06228	-53,63822	553,1	Próx de Santo Antônio do Sudoeste	Afloramento	Blocos de grande porte 2-3 m diam ao lado da estrada Brecha vulcanoclástica matriz suportada Clastos de basalto vesicular até 40 cm diam media 5 cm diam, poucas vesic preenc silica imersos em matriz areno-silto-argilos-micacea com estratif plano paralela horizontal e levemente ondulado.	derrame	

SIGLA	Latitude WGS84	Longitude WGS84	Altitude padronizada SRTM (m)	Referência do ponto	Tipo de ocorrência	Descrição de campo	Ocorrência	Amostra
OL 3010	-26,05536	-53,64886	538,2	Próx de Santo Antônio do Sudoeste	Afloramento	Lage de basalto fanerit fino cinza maciço com poucas vesic algumas globulares preench por silica branca leitosa Alguns veios subvert a subhoriz de silica branca com poucos mm de espess. Há locais com brechação e preenchim com silica Os veios são retos ou curvos Azim dos veios 230 260 285 265 250.	derrame	
OL 3011	-26,05642	-53,65083	536,2	Próx de Santo Antônio do Sudoeste	Afloramento	Situação semelh ponto OL 3010 só que o basalto está muito alterado Há blocos de brecha com matriz areno-silto-argilosa-micacea transportados na sarjeta da estrada Veio de quartzo subvertical azim 45.	derrame	
OL 3012	-26,05789	-53,65725	554,6	Próx de Santo Antônio do Sudoeste	Afloramento	Basalto vesicular brechado com injeções de silica branca leitosa amorfa e tb cristalizada em pente nos vugs de veios Vesic preench ou revestidas por material branco terroso as vezes esverdeado Na base há uma brechação com preenchim matriz areno-silto-argil-micacea ocre que preenche espaços entre clastos e as fraturas.	derrame	
OL 3013	-26,05756	-53,66611	557	Próx de Santo Antônio do Sudoeste	Afloramento	Blocos in situ e afloram de brecha hidoclastica Clastos angulosos a subarred diam medio 6 cm e máx 50 cm de basalto vesicular Vesi vazias Matriz suportada Matriz areno-silto-argil-micacea com lamin plano-paralela e envolvendo os clastos Amostra com o molde de vesiculas preenchidas pela matriz.	derrame	
OL 3014	-26,05272	-53,67528	617,7	Próx de Santo Antônio do Sudoeste	Afloramento	Brecha hidroclast fresca 2 m espess Clastos diam max 30 cm e med 10 cm de basalto vesicular Matriz rosa a vermelho escuro areno-silto-argil-micacea quase vítrea fratur conchoidal envolvendo os clastos. Há vesículas vazias e formato irregular na matriz Acima (contato não visivel) basalto maciço fanerit fino cinza.	derrame	
OL 3015	-26,04969	-53,67750	648,5	Próx de Santo Antônio do Sudoeste	Afloramento	Perfil que inicia em 647 m com basalto muito vesiculado, vesic vazias ou forradas com silica microcristal Há um pequeno derrame intercalado (Foto) Logo acima (648-49 m) um basalto muito fraturado e vesicular com veios da matriz rosea-vermelho escuro areno-silto-argil-micacea MASAM tb com silica amorfa branca leitosa nos intersticios. Aos 649-52 m, nivel de brecha hidroclast com clastos de basalto subangul, matriz suportados com o diam medio 10 cm e máx 40 cm. Basalto é vesicular (vazias).	derrame	
OL 3016 fim do perfil	-26,05403	-53,70131	584,1	Próx de Santo Antônio do Sudoeste	Afloramento	A partir dos 652 um basalto vesicular com veios e contorno de clastos e fragmentos pela matriz ASAM.	derrame	
OL 3016 inicio do perfil	-26,05161	-53,70206	549	Próx de Santo Antônio do Sudoeste	Afloramento	Perfil inicia na estrada com basalto fraturado e muito vesiculado Aos 548m nivel de quase 1 m de hidrotufo verm escuro MASAM com raros clastos basalt vesic esparsos Nao observ estratificação. Há moldes de faces de clastos com vesic preench por MASAM. Contatos entre clastos e matriz sem borda de reação termal Aos 550 m basalto cinza muito intemperiz Fragmentos rolados de concreções de silica maciços e zonados(agata) Aos 560 m solo bruno com muitas concreç SiO2. Aos 567 solo bruno com fragm MASAM e SiO2 amorfa bca leitosa Aos 573 m blocos rolados basalto cinza vesic e de brecha basalto vesic e MASAM estratif Aos 584 m basalto cinza fanerit fino vesic muito alterado. Adiante só lavoura.	derrame	
OL 3017 Pedreira P M Pranchita	-26,02075	-53,74839	511,2	Próx Pranchita	Pedreira	Diabásio Faneritico fino cinza escuro maciço com glóbulos de vidro negro A cava tem 100 x 10 m e é alongada Az 280 Em produção.	dique	OL 3017 = basaltoide
OL 3018 2° ponto	-26,24347	-53,63394	744	Próx Barracão	Afloramento	Basalto muito alterado amarelado parece ser fanerit com veios (Azim 210 e 250) saubvertic de grao mais gross e zonados com nucleo de silica branca e leitosa. Há um peq derrame intercalado e na base e no topo os contatos são cizalhados. Talvez seja um pequeno sill. Há veios que partem dele (diques) encaixados apenas no derrame superior, sem continuidade para o derrame inferior.	derrame	
OL 3018 3° ponto	-26,24400	-53,63389	750,8	Próx Barracão	Afloramento	Alterado Basalto cinza avermelh fanerit medio vesiculas freq 5% diam 2 cm vazias ou preench por silica branca em globulosHá tb silica bca amorfa intersticial e agata Vesic forradas por silica microcristal. Veios de MASAM sub vertic Az 250 e espinhos a 350 O veio tem estrutura fluidal com planos paralelos à parede e encaixante.	derrame	
OL 3018 4° ponto	-26,24411	-53,63394	752,3	Próx Barracão	Afloramento	O mesmo basalto vesicular do pto anterior mas recortado por veios de MASAM Os veios são zonados com salbanda O nucleo é vermelho e maciço MASAM As bordas são descoloridas. Há vesic SiO2 estiradas horizontais.	derrame	
OL 3018 5° ponto	-26,24425	-53,63414	754	Próx Barracão	Corte estrada	Corte fresco Basalto faner med 40% vesic esféricas e triangul apontam para cima. Vazias e preench SiO2 bca leitosa e agatas. Há SiO2 branca intersticial No 1 m superior aparecem veios preenchidos por MASAM com estrutura plano paralela e borda de reação no basalto encaixante Estes níveis se unem em uma camada MASAM no topo do corte com estrutura plano paralela e horizontal.	derrame	
OL 3018 6° ponto	-26,24464	-53,63400	757,4	Próx Barracão	Afloramento	Basalto alterado amarelado recortado por fraturas e veios MASAM O intemperismo acentuou uma estrutura em placas concavas como um canal recortado e preenchido.	derrame	
OL 3018 7° ponto	-26,24503	-53,63414	762,9	Próx Barracão	Afloramento	Afloramento de basalto fanerit médio microvesiculado esverdeado em blocos alterados com veios de MASAM zonados (salbanda) Az N-S Basalto maciço sem estruturas ou vesiculas maiores Cloritiz intensa. Do outro lado da estrada o basalto está fresco Tipico Flor da Serra do Sul.	derrame	
OL 3018 inicio do perfil	-26,24311	-53,63386	738,3	Perfil em corte na estrada de S A do Sudoeste a Barracão, poucos km a N de Barracão.	Afloramento	A base em 735 m é composta por derrames de basalto muito alterado de cor amarelada. Há planos salientados pelo intemperismo. Alguns veios alterados subverticais e centimétricos de MASAM Azim geral dos veios 210.	derrame	
OL 3019 1° ponto	-26,07253	-53,64000	558,7	Afloramento à margem da estrada	Afloramento	Brecha hidrocástica matriz suportada Clastos angul a subarred diam max 15 cm e medio 5 cm de basalto vesicular Vesci vazias e poucas preench MASAM sem laminação. O contato matriz x clastos é nítido e não visivel borda de reação termalHá uma certa gradação inversa clastos diam 20 cm no topo e diam 10 cm na base. Bloco solto de MASAM nucleo vermelho escuro vitreo fratura conchoidal e borda pulverul rosada sem estrutura ou vazios.	derrame	
OL 3019 2° ponto	-26,07228	-53,64008	560,7	Próx de Santo Antônio do Sudoeste	Afloramento	Alterado Veios MASAM laminação plano paralela horizontal englobando clastos de basalto vesicular ou preenchendo fraturas Localmente há silica intersticial.	derrame	
OL 3019 3° ponto	-26,07206	-53,64019	562,6	Próx de Santo Antônio do Sudoeste	Afloramento	Afloramento de brecha hidroclastica quase essencialmente MASAM Clastos subangul a subarred com diam max 10 cm e med 7 cm de basalto vesicular maioria vazias.	derrame	

SIGLA	Latitude WGS84	Longitude WGS84	Altitude padronizada SRTM (m)	Referência do ponto	Tipo de ocorrência	Descrição de campo	Ocorrência	Amostra
OL 3019 4° ponto	-26,07244	-53,63714	557,8	Próx de Santo Antônio do Sudoeste	Valeta na estrada de terra	Aos 555 basalto vesic com veios MASAM milimétricos que aumentam freq para topo Clastos subang a subarred diam max 20 cm de basalto vesic. MASAM laminada plano horizontais e envolvendo clastos e em veios Há uma camada de 15 cm de espess com predominio de MASAM com clastos subarred até 10 cm diam de basalto vesic. Derrame de basalto vesicular de 1 m espess vesi vazxias Camada com aprox 90 cm espess com predom MASAM e poucos clastos Novo derrame basalto vesic aprox 1 m espess que grada para um basalto fino alterado e amarelo-rosado.	derrame	
OL 3019 5° ponto	-26,07278	-53,63517	567,9	Próx de Santo Antônio do Sudoeste	Afloramento	Até o topo do morro basalto fanerit fino a afanit cinza escuro sem estrutura maciço.	derrame	
OL 3019 6° ponto	-26,07269	-53,63428	562,1	Próx de Santo Antônio do Sudoeste	Corte estrada	Corte da estrada começa com brechas hidroclastica aprox 50 cm espess com predom MASAM com clastos subangul até 5 cm comprim, basalto vesic sobre basalto fanerit esverdeado maciço com raros globulos de vidro.	derrame	
OL 3020	-26,07233	-53,63397	560,1	Próx de Santo Antônio do Sudoeste	Afloramento na lavoura	Afloramento de hidrotufo com moldes de clastos de basalto vesicular e moldes das vesículas algumas com a extremidade incompleta como tivesse havido uma bolha MASAM apresenta vesículas vazias e com leve orientação e clastos de até 4 cm de basalto alterado ocre.Ao lado há blocos rolados de brecha hidroclástica Clastos de até 7 cm de basalto vesicular são raros os de maciço. A MASAM mostra planos paralelos horizontais Brecha hidroclástica aflora na lavoura Matriz suportada pobremente selecionada Clastos angul a subangul diam medio dos maiores 5 cm (até 7 cm) e dos menores 1 cm (até 3 cm) de basalto vesicular vazias MASAM sem estruturas visíveis.	derrame	OL 3020 = tufo
OL 3021	-26,07289	-53,61933	553,2	Próx de Santo Antônio do Sudoeste	Afloramento	Basalto cinza faner med muito hidrotermaliz manchas mm bcas sem estrutura maciço 1/2 m acima base de brecha hidroclas muito alter Clastos diam max 5 cm basalo vesic MASAM alterada 560m venulaç MASAM envolve clastos basalto Veios até 10cm espes Limite clastos pouco visivel 561m brecha autocl fresca matriz suport sem caotica Clastos diam max 20 cm e med 5 cm de basalto vesic vazios ou preench SiO2 bca Limite clastos maiores mais nitidos os menores são recortados e ameboides MASAM estratif plano-paral e feições de deformação Vesiculas vazias Um bloco deformou estratif trajetoria W para E. Aos 563m bloco sobre o barranco Clastos maiores 40 cm e a matriz é arenosa Acima só basalto fanerítico médio maciço cinza.	derrame	OL 3021 = tufo
OL 3022	-26,07106	-53,61744	559,5	Próx de Santo Antônio do Sudoeste	Afloramento	Cerca de 7 metros de brecha idem ponto anterior Na base sempre há basalto fraturado com veios de MASAM vesiculada com preenchim SiO2 bca leitosa.	derrame	
OL 3023 Secção completa no piso	-26,05878	-53,65383	552,6	Próx de Santo Antônio do Sudoeste	Afloramento	Secção completa da brecha hidrocl nas lages da estrada de roça Na base 554-55 m clastos juvenis basalto vesic diam max 30 cm e med 5 cm muito hidrotermaliz dificil de disting clastos da matriz. 555-56 m Matriz caótica 556-557,5 MASAM fragil matriz suport bem empacotada clastos de 0 a 10 cm media 5 cm 557,5-559 m MASAM vítrea vermelha esc moldes de clast angul basalto até 20 cm med 10 cm matriz suport caótica Granodecrescente.	derrame	OL 3023 = tufo OL 3023 = brecha
OL 3024	-26.048192°	-53.710669	592,1	Depósito de resíduos sólidos da SCOPEL	Pedreira	Bloco isolado de brecha hidroclást clastos de até 50 cm basalto vesic vazias ou com SiO2 bca leitosa MASAM muito vesic vazias e orientadas com mudanças locais de direção Comntato clastos matriz está escavado.	derrame	
OL 3025	-26,18869	-53,36339	652,6	A S de Salgado F°	Afloramento	Blocos a margem estr Basalto com 50% vesic mesmo as vazias são forradas SiO2 microcr diam med 2 mm max 5 mm Clastos até 40 cm diam Há veios subhoriz e subvert de MASAM rosa com laminaç envolvendo blocos basalto. É possivel que haja uma intercalação entre hidrotufo MASAM com basalto vesicular.	derrame	
OL 3026 = EA 856	-26,17475	-53,35597	524,7	Salgado F°	Corte estrada	Corte 60 m ext Brecha vulcanocl clasto suport caotica bem empacot Calcita SiO2 e MASAM cinza a rosada interstic Peq veios MASAM Clastos angul a subarr basalto maciço e vesic diam max 100 cm Está encaix basalto faner fino maciço cinza avermelh com glob vidro. Pode ser uma brecha de conduto com 40 m aparentes ao longo da estrada Há feixe de estrut sub vertic ou mergulhando fortem (> 80 graus) para E Azim geral do feixe 350.	derrame	
OL 3027	-26,18242	-53,34139	605	A E de Salgado F°	Afloramento	Basalto fanerit fino cinza com vesic vazias com SiO2 bca colomorfa e preench com SiO2 leitosa diam max 5 cm Notaveis planos de fluxo salient intemperismo mergulham 50 graus para 340. Fraturas preench veios de SiO2 até 3 cm espes sub vertic Azim veios 330 340 290 235 Notaveis estruturas lenticulares que parecem tubos de lava achatados mergulham 50 graus para 340.	derrame	OL 3027 = tufo
OL 3028	-26,18272	-53,33253	676,2	Estrada para Manfrinópolis a E de Salgado F°	Afloramento	Brecha vulcanocl semelh OL 3026 Grandes clastos diam 50-60 cm de basalto vesic com intersticios preench por MASAM calcita e rara SiO2 Vesiculas com SiO2 bca e calcita Vesic vazias forr com SiO2 microcrist. MASAM mostra manchas que lembram clastos juvenis hidrotermaliz MASAM muito vesiculada.	derrame	
OL 3029 secção completa em corte	-26,17353	-53,32981	766	Estrada para Manfrinópolis a E de Salgado F°	Corte estrada	Corte 60 m compr e 10 de alt Secção completa de brecha hidroclast Base é brecha muito alter com MASAM mas dificil de disting clastos 2 m espess Brecha com grandes clastos angulosos até 60 cm basalto vesic imersos em MASAM matriz suportada 2 m esp. Camada topo é MASAM quase exclusiva 1 m esp A superf contato com o basalto superior deixou marcas onduladas moldes de rugas de fluxo milimetricas indicando que o movim pelo menos aqui foi de E para W Nenhuma superficie de contato é plana ou regular todas são onduladas e irregulares Há blocos com rugas de fluxo deslocados e incluidos na brecha.	derrame	OL 3029 = brecha
OL 3030 = EA 839	-26,16764	-53,33425	764,9	Estrada para Manfrinópolis a E de Salgado F°	Corte estrada	Porção sup brecha do OL 3029 Aprox 5 m espess em contato com derr sup basalto cinza muito alter brecha caótica, matriz suport mostra gradação inversa Na base blocos de basalto vesic vazios ou preench SiO2 microcrist ou bca leitosa. Na porção basal clastos menores diam 10-15 cm e no topo diam até 60 cm Na porção sup a quantid de MASAM é grande isolando os clastos de basalto Há clastos arredond com matriz envolvendo como se tivesse caido em rotação (lapilli acrecionario ?). A camada termina com cerca de 20 cm de MASAM exclusiva em contato com derrame superior	derrame	
OL 3031	-26,16583	-53,32400	770,1	Corte estrada Salgado Fo. Manfrinópolis	Afloramento	Brecha hidroclástica em contato com derrame basalto A superf contato é muito irregular - parece um vale preenchido pelo derrame. No plano há vugs preench quartzo O derrame tem uma feição de cizalhamento em sigmóide que parece resultado de compressão no encontro de dois lobos ou do mesmo no centro do vale Mesma estrutura geral da brecha hidroclastica com camada de hidrotufo descontínua no topo.	derrame	

SIGLA	Latitude WGS84	Longitude WGS84	Altitude padronizada SRTM (m)	Referência do ponto	Tipo de ocorrência	Descrição de campo	Ocorrência	Amostra
OL 3032 = EA 885-4	-26,16064	-53,32319	726	Corte estrada Salgado Fo. Manfrinópolis	Corte estrada	Corte 8 m altura Basalto alterado e hidrotermaliz muito vesicul vazias e forradas por SiO2 micrcrist A cerca de 7 m da base há uma camada de 20 cm de MASAM muito vesicul intercal no basalto Há intensa mistura dos materiais mas MASAM é bem individualizada Provavelmente um pulso intermediário composto de vapor e sedimento em suspensão entre dois derrames Esses derrames devem ter se contaminado fortemente com a agua do hidrovulcanismo e tb com o próprio sedimento da MASAM.	derrame	OL 3032 = brecha
OL 3033	-26,15103	-53,32222	701,3	Corte estrada Salgado F a Manfrinópolis	Afloramento	Basalto vesicular com disj vertic com muitas vesic vazias achatadas com aprox 1 cm altura e 1 - 7 cm de comprimento Este basalto tem aprox 5 m espess aflorante e recobre uma brecha vulcanoclastica com contato superior muito irregular Clasto suportada caótica Localmte há MASAM suportando clastos de basalto vesic A aprox 3 m há um nivel de MASAM hidrotermaliz com cerca de 10 cm espess e 20 m extensão MASAM laminada entre clastos.	derrame	
OL 3034	-26,14575	-53,31953	600,4	Corte rodov Salg F a Manfrinopolis	Afloramento	Basalto vesicular brechado com veios e fraturas preench SiO2 bca leitosa (*vugs*) Vesic vazias globulares diam max 2 cm e medio 0,5 cm. Acima um basalto são fraturado conchoidal "briquetado" poucas vesículas fanerítico fino cinza avermelh com vesic 0,5 cm preench mat verde.	derrame	
OL 3035 = EA 942	-26,14472	-53,30528	559,5	Corte estrada após Manfrinópolis	Afloramento	Brecha de frente de derrame Basalto vesic - vazias ou forradas com SiO2 microcrist Vesiculas globulares e alongadas seg a borda do bloco Muitos pahoehoe Azim do fluxo medido no pahoehoe 315 e 240. Há muitas rugas de fluxo (flow wrinkles) na superf frontal do derrame Tb há espiráculos |O derrame corre sobre uma brecha MASAM Exposição muito pequena bem na base do corte Poucos metros adiante está o núcleo do derrame. Basalto cinza esverdeado fanerítico médio maciço disjunção plana e sigmoidal em grandes blocos Flor da Serra do Sul.	derrame	
OL 3036	-26,14311	-53,30297	598,3	PR 182 a NE Manfrinópolis	Corte estrada	Basalto muito fraturado hidrotermalizado 50% vesiculas vazias com forro de SiO2 microcrist e glóbulos de SiO2 branca leitosa diam máx 6 cm e méd 0,5 cm SiO2 bca amorfa intersticial e em peq veios. Material semelh MASAM não micáceo preenche veios e interstícios Está sobre derrame do pto anterior que teria aprox 30 m de espess Há locais com geodos de qzo bco com até 15 cm diam deformados apontando o sentido do fluxo E para W.	derrame	
OL 3037	-26,14292	-53,29875	640	PR 182 a NE Manfrinópolis	Corte estrada	Brecha hidroclastica de base de derrame Caótica clasto suportada Clastos de até 60 cm diam angulosos a subangul basalto vesicular (predomina) e maciço O fluxo hidroclastico recobriu um alto topograf do derrame de basalto maciço cinza esverdeado fanerit fino com fenocristais de plagioclasio A matriz parece MASAM mas é muito alterada avermelhada e intersticial O contato da brecha com basalto é muito intemperizada e friável e orientada segundo a superf do basalto. A brecha tem cerca de 8 metros de espessura pois poucos metros acima (-26° 8’ 32,5” e -53° 17’ 53,2”) está em contato com o derrame de basalto a 651 m Na porção superior da brecha a 1 m do contato com o basalto aparecem fragmentos e preenchim intersticiais de MASAM. Não foi observada nenhuma camada de MASAM predominante ou exclusiva.	derrame	
OL 3038 1° ponto	-26,13539	-53,29086	760,6	PR 182 a NE Manfrinópolis	Corte estrada	brecha muito intemperizada caótica e matriz suportada Clastos com diam max 20 cm e médio 5 cm de basalto acinzentado vesicular e basalto inteperiz/alterado rosado, vesicular matriz MASAM não observada.	derrame	
OL 3038 2° ponto	-26,13497	-53,29111	759,2	PR 182 a NE Manfrinópolis	Corte estrada	No corte blocos salientes de MASAM em meio a material muito intemperizado São fragmentos esparsos angulosos MASAM de até 20 cm diam.	derrame	
OL 3038 3° ponto	-26,13481	-53,29114	757,5	PR 182 a NE Manfrinópolis	Corte estrada	No corte intemperizado muitos veios de MASAM envolvendo os restos e fragmentos de basalto.	derrame	
OL 3038 4° ponto	-26,13447	-53,29072	765,7	PR 182 a NE Manfrinópolis	Pedreira	Aos 761 está o piso da pedreira com aprox 7 m de basalto fanerítico fino cinza maciço Na parede da pedreira novamente uma camada de brecha acima dos 67 m de basalto contornando a paleotopografia Parede alta sem acesso. Observação com o zoom da câmera fotog.	derrame	
OL 3039 1° ponto	-26,13353	-53,31147	607,9	PR 182 a NE Manfrinópolis	Afloramento	Afloramento de brecha no meio da lavoura Clastos de até 30 cm diam basalto cinza fanerit fino vesicular vazias MASAM preenchendo espaços entre os clastos Clasto suportada e caótica.	derrame	
OL 3039 2° ponto	-26,13397	-53,31122	625	PR 182 a NE Manfrinópolis	Afloramento	Basalto fanerítico médio maciço cinza esverdeado formando paredão de 4 metros Pequenos glóbulos de vidro negro.	derrame	
OL 3039 3° ponto	-26,13342	-53,31186	596,5	PR 182 a NE Manfrinópolis	Afloramento	Afloramento de basalto fanerítico médio maciço cinza esverdeado.	derrame	
OL 3039 4° ponto	-26,13333	-53,31189	594,1	PR 182 a NE Manfrinópolis	Afloramento	Blocos de até 1,5 m diam no meio da lavoura Brecha caótica e matriz suportada A matriz é de basalto finamente moído com pequenos fragmentos tam lapilli MASAM intersticial e suportando os clastos Os clastos de até 12 cm diam são de basalto vesicular.	derrame	
OL 3039 5° ponto	-26,13325	-53,31206	589,3	PR 182 a NE Manfrinópolis	Afloramento	Silica branca intersticial em afloramento de brecha.	derrame	
OL 3039 6° ponto	-26,13297	-53,31194	587,4	PR 182 a NE Manfrinópolis	Afloramento	Base da brecha com clastos de basalto vesicular com até 60 cm diam e 40% de vesículas - principalmente vazias.	derrame	
OL 3040	-26,13044	-53,31328	608,6	A N de Manfrinópolis	Blocos	Blocos no campo e ao lado da estrada Brecha caótica matriz suportada clastos de até 7 cm comprim de basalto vesic marrom avermelh vesículas vazias e alongadas até 0,3 cm comprim algumas preench com mat terroso amarelado MASAM com laminação É o mesmo nivel de brecha do OL-3039.	derrame	
OL 3041 secção completa	-26,11686	-53,27467	793,3	A NE de Manfrinópolis	Corte estrada	na valeta da estrada. basalto muito vesic 20% - vazias forradas SiO2 microcrist ou preench SiO2 bca ou cristais de qzo Vesic em globulos (diam 5 mm) along ou achatadas (até 7 cm) e alinhadas horizontalm Acima camada de MASAM verm esc a rosa muito dura vítreo fratura conchoid sem laminação poroso no topo e com moldes de clastos removidos de basalto e suas vesiculas Abaixo 2 m de basalto vesic em proporç decresc para a base: 0,5 m abaixo 10% para a base: 0,5 m abaixo 10% vazias e preench SiO2 5 mm diam e alongadas 1 m abaixo 5% 1 cm diam preench SiO2 globulos Acima do MASAM basalto avermelh muito poroso vesic SiO2 1 a 3 mm diam Em contato superior um basalto maciço. Proximo de sua base alguns veios do MASAM poroso e enclaves de basalto poroso Pela forma dos planos basais, provavelmente o movimento do derrame superior foi Az 150.	derrame	
OL 3042	-26,10367	-53,16506	668,9	A SW de Francisco Beltrão	Afloramento	Basalto vesic em globulos 3 cm diam max e e 5 mm diam med vazios Massas de SiO2 leitosa bca intersticial Vesi vazias e forradas SiO2 microscrist bca Veios de SiO2 de até 5 cm Az 340 Geodos qzo de 10 cm Geodos achatados até 30 cm soltos na lavoura. Veios milimetricos MASAM e brecha basalto vesic e MASAM 8m acima bloco 1 m diam solto à margem da estrada com brecha hidroclastica e moldes MASAM de clastos basalto vesic remov e de suas vesiculas.	derrame	OL 3042 = tufo

SIGLA	Latitude WGS84	Longitude WGS84	Altitude padronizada SRTM (m)	Referência do ponto	Tipo de ocorrência	Descrição de campo	Ocorrência	Amostra
OL 3042 2° ponto	-26,10406	-53,16486	681	A SW de Francisco Beltrão	Afloramento	20 m acima OL 3042 na encosta muitos blocos soltos MASAM verm esc vitreo frat conch cortante Muito vesicular e com clastos subang de basalto vesic de até 7 cm diam Estrut fluidal marcada por altern lâminas claras e escuras e pela orientação de microvesículas preenc mat claro e pequenos clastos subang basalto e material indefinido avermelh diam 2 a 5 mm.	derrame	
OL 3043	-26,10433	-53,16133	631,1	A SW de Francisco Beltrão	Pedreira	Basalto fanerit med cinza esc maciço com raros <1% glóbulos de vidro negro.	derrame	
OL 3043 2° ponto	-26,10439	-53,16119	627,5	A SW de Francisco Beltrão	Corte estrada	A valeta mostra basalto fraturado e vesicular 10% vazias ou preench mat bco ou esverd 1 cm diam max e 3 mmdiam med Venulações e camadas de MASAM encaixadas em basalto vesic Basalto vesicular na valeta está estruturado planos paralelos verticais Az 325 paralelo ao diabásio da pedreira abaixo.	derrame	OL 3043-B = brecha
OL 3043 3° ponto	-26,10428	-53,16119	626,3	A SW de Francisco Beltrão	Afloramento	Basalto fraturado e orientado vertic Vesiculas são maiores 5 cm diam e preench SiO2 bca leitosa e maciça	derrame	
OL 3043 4° ponto	-26,10414	-53,16125	627	A SW de Francisco Beltrão	Afloramento	Camadas e veios MASAM vesiculada vesic até 7 cm forradas SiO2 microcr Basalto encaix MASAM e fortem vesic > 50% Arredond vazias e distrib caotica diam max 2 cm e diam med 5 mm Acima basalto laminado não vesic muito fraturado O diabasio segue Az 340.	derrame	
OL 3043 5° ponto	-26,10283	-53,16125	625,5	A SW de Francisco Beltrão	Corte estrada	Afloramento do dique de diabásio no corte da estrada.	derrame	
OL 3044 1° ponto	-26,13178	-53,28592	787,3	PR 182 a NE Manfrinópolis	Corte estrada	Corte estrada 50 m extensão e 4 m altura Brecha vulcanocl caótica matriz suportada Clastos angul basalto vesic - vazias algumas forradas por qtz microcrist 5 mm diam max 2,5 mm diam med MASAM arenosa friável vesic com muitos fragm basalto averm. Um nivel MASAM de 20 cm espess laminação plano paralela horizontal muito friável.	derrame	OL 3044 = tufo
OL 3044 2° ponto	-26,13175	-53,28581	788	PR 182 a NE Manfrinópolis	Afloramento	Brecha matriz suportada Clastos de basalto vesicular subarred a subangul com até 40 cm diam e diam médio 10 cm MASAM intersticial e níveis de até 10 cm espessura.	derrame	
OL 3044 3° ponto	-26,13175	-53,28564	788,3	PR 182 a NE Manfrinópolis	Afloramento	Brecha matriz suportada Clastos de basalto vesicular com até 60 cm diam MASAM arenosa estratificada e vesiculada O contato clastos x MASAM não mostra alteração termal nem perturbação na estratificação.	derrame	
OL 3044 4° ponto	-26,13175	-53,28547	788,5	PR 182 a NE Manfrinópolis	Afloramento	Brecha hidroclastica caótica matriz suportada com predomínio de MASAM arenosa estratificada Há fragmentos de brecha na brecha Blocos angulosos a subangulosos de basalto de até 60 cm.	derrame	
OL 3044 5° ponto	-26,13172	-53,28572	788,6	PR 182 a NE Manfrinópolis	Afloramento	Nivel maciço de MASAM com 80 cm espess Espessura é irregular e o contato inferior é acanalado sobre brecha com clastos de basalto vesic de até 60 cm diam Estratific lenticularizada em niveis vermelhos claros e escuros.	derrame	
OL 3045-01	-26,03236	-53,32147	751,4	Jacutinga – Corte de estrada Fco Beltrão-Realeza	Afloramento	Brecha clasto suportada de clastos angulosos de até 7 cm de basalto maciço e vesicular Vesic (5%) vazias de 2-3 mm Localm veios de SiO2 microsrist vesiculada e preench intersticios da brecha.	derrame	
OL 3045-02	-26,03258	-53,32106	752	Jacutinga – Corte de estrada Fco Beltrão-Realeza	Corte estrada	Brecha clasto suportada de basalto maciço Localm há regiões com até 70% vesiculas - quase uma escória Vesic vazias ou preench mat bco pulverul 2 mm diam Veios milim preench SiO2 bca.	derrame	
OL 3045-03	-26,03278	-53,32075	753,3	Jacutinga – Corte de estrada Fco Beltrão-Realeza	Corte estrada	Basalto maciço faner fino avermelh brechado e englobando clastos arred de até 20 cm diam de basalto avermelh vesicular vesic 5 mm diam algumas estiradas.	derrame	
OL 3045-04	-26,03331	-53,31972	757,4	Jacutinga – Corte de estrada Fco Beltrão-Realeza	Afloramento	Basalto maciço avermelh fanerit fino e muito fraturado Um veio mm de SiO2 Az 260.	derrame	
OL 3045-05	-26,03350	-53,31947	763,5	Jacutinga – Corte de estrada Fco Beltrão-Realeza	Corte estrada	Basalto cinza vesiculado (15%) forradas material bco Veio de SiO2 com plano irregular 1 cm espess e direção geral N-S.	derrame	
OL 3045-06	-26,03350	-53,31942	763,5	Jacutinga – Corte de estrada Fco Beltrão-Realeza	Afloramento	Topo de basalto maciço muito fratur com vesic até 5 cm alongadas / achatadas algumas preench SiO2 bca leitosa Veio de SiO2 Az 270 a 280 sub vertic 1 cm espess Acima uma brecha clasto suportada É dificil definir as dimnensões dos clastos pq os contatos são difusos mas há clastos de basalto maciço (raros) e ppte vesiculares Vesiculas (até 50%) finas e globul diam 1-5 mm vazias (predominam) ou preench SiO2.	derrame	
OL 3045-07	-26,03367	-53,31917	768,9	Jacutinga – Corte de estrada Fco Beltrão-Realeza	Corte estrada	8 m altura Acima de 3 m não é possível descrever A base é de mat avermelh quase vitreo afanítico (não é MASAM !) muito fraturado Há preenchim interstic calcita (veios Az 290) Raros blocos com até 40 cm diam basalto cinza vesicular vesic vazias ou preench qzo Aspecto de forte percolação de fluidos.	derrame	
OL 3045-08	-26,03392	-53,31892	772,8	Jacutinga – Corte de estrada Fco Beltrão-Realeza	Afloramento	Brecha vulcanocl caótica clasto suportada Clastos ppte basalto maciço mas tb vesicul Há condutos de passagem de fluidos/gases que deixaram o mat vesiculado e com coloração diferentePreenchim interstic calcita em massas conectadas por veios. Há peq clastos angulosos de material avermelhado fino (quase afanitico) com vesíc de 1 a 2 mm diam vazias.	derrame	
OL 3045-09	-26,03397	-53,31858	768,1	Jacutinga – Corte de estrada Fco Beltrão-Realeza	Afloramento	O mesmo mater avermelh vítreo muito vesicul com planos sutis horizontais Vesic caóticas com 3 mm diam vazias ou forradas por SiO2 microcristal Esporadicam massas irregul intersticiais calcita com até 5-6 cm e até geodo de 7 cm SiO2 intersticial mamelonar (botrioidal).	derrame	
OL 3045-10	-26,03431	-53,31831	768,4	Jacutinga – Corte de estrada Fco Beltrão-Realeza	Afloramento	Brecha vulcanoclastica e de base de fluxo com clastos de basalto vesicular englobados por basalto maciço Região com exposição de 1 x 1 m com injeções de SiO2 e carbonato Calcita cristalizada e SiO2 leitosa e mamelonar. O basalto é cinza fanerítico fino Vesiculas (10%) de 1-3 mm vazias ou preenchidas por SiO2.	derrame	
OL 3045-11	-26,03461	-53,31819	769,5	Jacutinga – Corte de estrada Fco Beltrão-Realeza	Afloramento	Brecha hidroclástica caótica matriz suportada Clastos angulosos a subangul basalto vesic avermelh Vesic de 1 mm a 1 cm vazias ou forradas por SiO2 e carbonatos Nos clastos (com até 10 cm diam) há massas intersticiais de carbonato MASAM sem laminação.	derrame	

SIGLA	Latitude WGS84	Longitude WGS84	Altitude padronizada SRTM (m)	Referência do ponto	Tipo de ocorrência	Descrição de campo	Ocorrência	Amostra
OL 3045-12	-26,03647	-53,31714	776	Jacutinga – Corte de estrada Fco Beltrão-Realeza	Corte estrada	Corte com aprox 10 m altura A base mais ou menos 5 m composta por basalto cinza muito vesic (50%) vesic globulares vazias ou preench SiO2 ou apenas forradas SiO2 microcrist Alteração intensa Há massas venulares de SiO2 intersticial com até 5 cm espess. Aos 5 m alt, há uma camada de 70 cm de MASAM laminada plano paralela horizontal Engloba clastos subangul a subarred basalto avermelh vesicular preench mat esverdeado MASAM vítrea frat conch a sub conh e com persist lateral de no min 20 m. No contato com o basalto cinza maciço faner fino com vesic (1%) globulares SiO2 com diam 3 mm que está acima, há marcas de rugas de fluxo que indicam fluxo Az 350 Acima há cerca de 4-5 m basalto sem acesso para descrição.	derrame	OL 3045.12 = tufo
OL 3045-13	-26,03817	-53,31528	779,4	Jacutinga – Corte de estrada Fco Beltrão-Realeza	Afloramento	Bas faner fino cinza maciço muito fratur planos sigmoidais bem definidos Az 25 e 50 secos e Az 70 com SiO2.	derrame	
OL 3045-14	-26,03867	-53,31475	783,9	Jacutinga – Corte de estrada Fco Beltrão-Realeza	Afloramento	Brecha hidroclast porção basal Matriz avermelh com aspecto de forte hidrotermalismo Muito vesiculada MASAM sem estrutura ou laminação Os clastos são de tamanho cinza a lapilli de mat muito vesicul a avermelh Tb há clastos de basalto cinza avermelh 230% vesiculas menores que 1 mm preench mat esverdeado Clastos são angulosos A brecha está em contato (sobre) basalto cinza esverd muito vesiculado (40%) vazias ou preench SiO2 com 3-5 mm diam.	derrame	
OL 3045-15	-26,03914	-53,31397	794,7	Jacutinga – Corte de estrada Fco Beltrão-Realeza	Corte estrada	Corte com aprox 6 m alt Brecha vulcanocl caótica classif inversa (granocresc) Na base os clastos são de basalto cinza vesic de diam variado mas predom 5 a 10 cm Dificil individ clastos com MASAM intersticial Hidrotermal intenso. Caótica e hidrotermalizada 1 m acima há clastos que chegam a 20-30 cm diam mas sempre com MASAM englobando clastos com diam médios de 5-10 cm.	derrame	
OL 3045-16	-26,03933	-53,31372	793,5	Jacutinga – Corte de estrada Fco Beltrão-Realeza	Afloramento	Brecha hidroclastica caótica péssima classif Blocos de basalto vasic de 5 a 70 cm angul a subarred Vesic 40-50% globulares ou alongadas 1 cm diam max e 5 mm diam med Vazias ou forr SiO2 microcr MASAM laminada plano paralela horiz ou levemte ondulada.	derrame	
OL 3045-17	-26,03944	-53,31361	793,2	Jacutinga – Corte de estrada Fco Beltrão-Realeza	Afloramento	Brecha hidroclastica caótica na distribuição dos clastos com pessima classific Blocos de 1 m com clastos de 10 cm Todos de basalto cinza fanerit médio vesic (até 50%) globul e raras along vazias 5 mm diam med e 1,5 cm diam max raras preench. MASAM predomina a laminação plano-paral horiz MASAM vesiculada diam 0,5 a 2 cm forr SiO2 bca Não há borda de reação visível clasto x MASAM Há clastos de basalto cfe descrição acima e de mat avermelh vesic de 0,5 a 1 mm caóticos.	derrame	
OL 3045-18	-26,03964	-53,31308	797,5	Jacutinga – Corte de estrada Fco Beltrão-Realeza	Afloramento	Contato com basalto (?) avermelhado fanerit fino com estrut fluxo e vesic globulares 5 mm diam preench mat terroso bco com tom esverdeado.	derrame	OL 3045.18 = tufo
OL 3046	-25,23628	-52,64458	956,6	BR 277 , 14 km a NW Nova Laranjeiras	Afloramento	Secção completa de um evento hidrovulcânico Inicia com 1,5 m basalto cinza friavel vesic (5-10%) 5mm a 1 cm caóticas preench SiO2 microcrist SiO2 bca e carbonatos Tem planos horizontais Muito hidrotermaliz Contato sup irregular a ondulado. A seguir 3 m brecha hidrocl comp clastos basalto vesic (oblatas e prolatas) 5 mm a 2 cm vazias ou preench carbonatos e SiO2 microcrist Caótica e matriz suportada Clastos com dimens variada de 5 a 70 cm Há clastos de mat avermelh vesicul. MASAM envolve os clastos e localmente mostra estratif plano paral horiz com camadas de < 1 cm altern verm claro e escuro Há blocos de até 70 cm com eixo maior na vertical e vesic tb (alongadas até 1 cm e vazias). A seguir camada de 70 cm MASAM fortem laminada plano paral horiz Qdo intemperiz parece ser mais rosa que de outros pontos. Acima derrame basalto cz esverd faner fino poucas vesic Veios de MASAM 5 cm esp subvert começam MASAM.	derrame	
OL 3047	-25,98637	-51,33436	1144,00	Capela do Paredão, Cruz Machado	Afloramento	Basalto fanerítico médio, maciço, porém com estruturas de fluxo. Fraturas com direções variadas com preencimento de material arenoso-siltico-argiloso-micáceo N10W; N25E; N50E; N70E; N45W.		OL 3047 = basaltoide
OL 3048	-25,32414	-51,19581	937,4	BR 277 32 km NE Guarapuava	Afloramento	Arenitos bem classificados, brancos com grandes sets de estratificação cruzada acanalada. Fm Pirambóia. Serra da Esperança após o pedágio e sobre o viaduto em curva.		
OL 3049	-26,01739	-52,57410	684	Corte BR 258 3 km S Coronel Vivida	Corte estrada	Corte com h=7 m e 45 m comp. Basalto na base e no topo com brecha intercalada.	derrame	OL 3049-A = brecha OL 3049-B = brecha
OL 3049 1	-26,01670	-52,57336	684	Corte BR 258 3 km S Coronel Vivida	Corte estrada	Brecha vulcanoclástica matriz suportada blocos de basalto vesic com até 40 cm diam. 30% vesic até 3 mm diam vazias ou forradas material verde claro. Matriz é mat tufáceo cinza-lapilli fino com laminação, quando fino e quase maciço quando grosso cor rosada. O conjunto é fresco pouco alterado ou intemperizado.	derrame	
OL 3049 2	-26,01673	-52,57343	684	Corte BR 258 3 km S Coronel Vivida	Corte estrada	Brecha vulcanoclástica caótica com blocos angulosos de tufo lapillico de até 25 cm diam de basalto vesicular. Vesiculas 30 a 50% com 3-5 mm diam, caóticas ou alinhadas seg limite do clasto. Nenhum é fusiforme A brecha é matriz suportada Matriz lapilli fino a cinza grossa localmente laminada.	derrame	
OL 3049 3	-26,01680	-52,57349	684	Corte BR 258 3 km S Coronel Vivida	Corte estrada	Camada de tufo lapillico sobre brecha. Contato irregular. A porção inferior é a mesma brecha do ponto OL4039 2. Acima, banco de 1 metros de tufo lapillico aspecto semelh arenitos Botucatu, rosado com estratif plano paral subhoriz N75E/10NW. No geral é granodecrescente Na base o diam graos é de 1 mm. Granulos esféricos a arredondados matriz suportados com pouco contato entre graos A matriz é branca e intresticial No topo o diam é menor que 1 mm com grãos de 1 mm esparsos.	derrame	
OL 3049 basalto topo	-26,04021	-52,61010	687,9	Corte BR 258 3 km S Coronel Vivida	Corte estrada	O basalto com a brecha sotoposta é nítido e ondulado. Nos cortes há mutos vazios ao longo do contato em contato. O basalto pode ser muito vesicular (20%) com vesi de 0,5mm a 8cm diam, geralmente ovais - estiradas pelo fluxo irregulares ou até amebóides e vazias.	derrame	
OL 3049 brecha basalto base	-26,04021	-52,61010	687,9	Corte BR 258 3 km S Coronel Vivida	Corte estrada	Brecha com clastos de basalto vesic e escoriaceo englobados por basalto faneritico fino. Basalto vesiculado Vesic 0,5 mm a 2 mm geralm arredond mas há oblatas com preenchim mat verde-claro. Massas de SiO2 interstic e arredond de ate 15 cm diam Blocos de escoria englob com até 20 cm diam irregul aredd a subang e achatados vesi vazias (de 60 a 70%) 0,5mm a 2 mm. Fraturas com preench mater esverd a azulado.	derrame	
OL 3049 brecha interm	-26,04021	-52,61010	687,9	Corte BR 258 3 km S Coronel Vivida	Corte estrada	Brecha vulcanocl caótica matriz suportada rosada. Exclusiv clastos juvenis 2 a 15 cm, vesiculares (30%) vesic 0,5 a 2 mm, vazias ou preench mat branco (SiO2?). Clastos com vesic orientadas em diversas posiç até vertic. Clastos de escória (vesi > 60%). A matriz é rosada, diam cinza fina, laminada plano paral horiz mas localmente perturbada. No extremo S do corte há novam tufo lapillico com acrecionario muito próximo do contato com o basalto superior.	derrame	

SIGLA	Latitude WGS84	Longitude WGS84	Altitude padronizada SRTM (m)	Referência do ponto	Tipo de ocorrência	Descrição de campo	Ocorrência	Amostra
OL 3050	-26,03888	-52,60388	702,3	BR 373, 7,5 km SW Coronel Vivida	Pedreira	Basalto cinza escuro maciço, fanerítico médio. Não parece ser diabásio e talvez seja o derrame superior do OL 3049.	derrame	OL 3050 = basaltoide
OL 3051	-26,04008	-52,60583	675,4	BR 373, 7,5 km SW Coronel Vivida	Lageado	À margem de estrada vicinal que começa no EA 610 Basalto cinz escuro fanerit fino a afanítico, maciço com glóbulos arredond de vidro cloritiz de até 1 cm diam.	derrame	OL 3051 = basaltoide
OL 3052	-26,04132	-52,60464	662,6	BR 373, 7,5 km SW Coronel Vivida	Afloramento	Basalto muito laminado em placas de poucos cm de espess N70E/10SE. Fraturam ou disjunção em poligonos (triang ou pentag) com faces levemente concavas e com os contatos salientes na superf intemperiz. Preenchim desses vazios é por injeção tardia de basalto vítreo. São diversos derrames muito finos com injeção de basalto tardio ao longo dos planos horizontais e disjunções vertic.	derrame	
OL 3053	-26,04206	-52,60439	652,9	Lagedo à margem da estrada vicin.	Afloramento	Idem OL 3052, mas os polig são mais desenvolvidos com até 35-40 cm diam. Injeções de basalto vitreo preench intersticios entre as placas poliedr e nos planos horizont. Não foi possível medir atitudes mas os planos são praticam horizontais. Os veios que separam os poligonos mostram zonalidade transversal.	derrame	
OL 3054	-26,03884	-52,60534	686,2	BR 373, 7,5 km SW Coronel Vivida	Afloramento	A 160 m do EA 610. A mesma brecha coberta pelo banco de tufo laipillico. Há estruturas de fluxo marcadas por níveis de cinza fina avermelhada e cinza grossa-laipilli mais claras.	derrame	OL 3054-A = tufo OL 3054-B = tufo
OL 3055	-26,04394	-52,62153	646,6	BR 373, 9 km SW Coronel Vivida	Afloramento	Basalto afanitico, cinza escuro a preto maciço, mostrando colunas finas levemente inclinadas para S.	derrame	
OL 3056	-26,04652	-52,62272	639,9	BR 373, 9 km SW Coronel Vivida	Afloramento	Basalto afanitico cinza escuro a preto maciço com colunas finas com mais de 10 m comprim.	derrame	
OL 3057	-26,02744	-52,61118	534,3	6 km SW Coronel Vivida	Pedreira	Basalto (?) cinza claro com níveis de vesículas achatadas vazias e preench SiO2 com até 3 cm diam. Fraturas preench MASAM e carbonatos escuros. Há veios de MASAM que cortam vesículas. Parece um traquibasalto.	derrame	
OL 3058	-26,04975	-52,60324	685,8	8 km SW Coronel Vivida	Blocos	Blocos na lavoura. Tufo cineritico rosado com manchas esc. Fragmentos de clastos juvenis vesic contornos irregul. Niveis pouco mais porosos com lapilli acrecion de até 1 mm diam com matriz bca terrosa mas principalmente cinza rosada fina. Os clastos juvenis são vítreos e avermelhados a ocre. A vesiculas podem ser preench por tufo.	derrame	OL 3058 = tufo
OL 3059	-26,04711	-52,60334	659,3	8 km SW Coronel Vivida	Afloramento	Basalto muito fraturado em poliedros com injeções de basalto nas juntas de contração e disjunções. Rocha cinza escuro faneritico fino 1-2 cm diam com globulos de vidro cloritizado.	derrame	
OL 3060	-26,06183	-52,65961	607,9	12 km SW Coronel Vivida	Lageado	Lage à beira da estrada vicinal. Basalto quase vitreo cinza escuro muito fraturado em polig irregulares frat conchoidal, frat preench basalto vitreo mostrando zonalid transversal.	derrame	
OL 3061	-26,08035	-52,74300	696,5	14 km SE Itapejara do Oeste	Piso estrada	Estrada vicinal com mat local. Apenas um seixo de tufo rosa acinzentado com bandamento sutil, grão muito fino e aspecto vítreo, duro, frat conchoidal. Muitas vesículas irregulares milimétricas e vazias ou atapetadas SiO2 microcrist incolor. Muitos fragmentos de geodos de qzo hialino dispersos na lavoura, Grandes cristais soltos com faces de até 15 cm incolores e hialinos levemente ametistinos.	derrame	
OL 3063	-26,06161	-52,77971	595,4	12 km SE Itapejara do Oeste	Blocos in situ	Grandes blocos à margem estrada para Itapejara. Brecha caótica composta blocos e bombas de basalto vesicular, fragmentos de basalto vítreo esverd e matriz de basalto vítreo e com estrut fluxo. Brecha de conduto.	derrame	OL 3063 = brecha
OL 3063 A	-26,06142	-52,78082	619,7	PR 469, 11 km S Itapejara do Oeste	Afloramento	Na encosta na lavoura., ao lado da estrada. Tufo vítreo rosado vesicular e levemente fluidal. Basalto poroso com muitos vazios. Alterado e intemperizado.	derrame	OL 3063-A = tufo
OL 3064	-25,98463	-52,81217	551,4	Corte estrada prox Itapejara Oeste.	Afloramento	Basalto fanerítico médio com vesic forradas de vidro cloritiz. A rocha está muito alterada e os plagiocl argilizados. O intemperismo evidenciou alguns planos horizontais possivelmente de fluxo. Mas é dificil afirmar se é fluxo ou diaclasamento. Vesículas subarredondadas a amebóides de 3 a 5 mm diam.	derrame	
OL 3065	-25,97280	-52,80045	524,5	Margem estrada Itapejara - Vista Alegre.	Pedreira	Diabásio maciço cinza escuro fanerítico médio a grosso. Os planos de falha (com *slickensides*) N70W verticais. É um dique.	dique	
OL 3066	-25,94240	-52,70528	470,5	Lavoura de feijão Sr. Weber.	Afloramento	Quartzito cinza bandado composto por material homogêneo mas são observáveis os contornos de grãos bem arredondados. Aparentemente matriz e grãos tem igual composição. Há finos grãos disseminados cor amarelo claro metálico.. Pode ser pirita.		
OL 3067	-25,96121	-52,67093	488,5	Paraná	Afloramento	Afloramento à margem da estrada Brecha cinza esverdeado Clastos finos tamanho lapilli mais claros A matriz é cinza fina.		
OL 3068	-25,97927	-52,64818	505,1	Próximo ao rio Quieto.	Pedreira	O aspecto da pedreira é idêntico à de muitas outras de basalto. Planos horizontais sem qualquer perturbação que indiquem o impacto de asteróide.	derrame	OL 3068 = basaltoide OL 3068-08 = basaltoide
OL 3069-01	-25,14669	-53,59863	721,3	Pedreira Pavimar	Pedreira	Rocha extrusiva esverdeada clara à superf. Cloritização intensa e pervasiva. Muito vesicular preench clorita. Aspecto maciço pouco fraturada Sutis planos de fluxo N40E/1 NW. Fraturas 'secas' NS e N40E. Veios (N55E) de tufo com zonalidade transversal MASAM (2 cm)-salbanda (5 cm)-encaixante. O contato superior com um banco de tufo (30 cm espes) é plano e ondulado No topo a cloritização está mais concentrada e intensa.		OL 3069-01 = tufo OL 3069-01 = basaltoide
OL 3069-02	-25,14176	-53,59847	683,9	Pedreira Pavimar	Pedreira	Basalto vesicular em contato com MASAM laminado que contém clastos de basalto vesicular (até 10 cm comprim) no topo, próximo do contato. Na base o basalto tem vesículas ameboides preench com uma borda de mat terroso verde-maçã e vazio no centro com 2-3 mm diam. As vesículas crescem para o topo (até 2 cm) e ficam vazias. Há várias intercalações sub-horizontais de MASAM com aprox 10 cm espessura, assim como veios (10 a 20 cm esp) sub-verticais em diversas direções. Há um bloco anguloso de MASAM encaixado no basalto.		

SIGLA	Latitude WGS84	Longitude WGS84	Altitude padronizada SRTM (m)	Referência do ponto	Tipo de ocorrência	Descrição de campo	Ocorrência	Amostra
OL 3069-03	-25,14186	-53,59837	685,5	Pedreira Pavimar	Pedreira	Banco de aprox 2 m de tufo laminado, plano paralelo, sub-horizontal (N40E/1 30 NW) O contato superior é com basalto escoriáceo (topo do ponto 2) é irregular. O basalto tem vesiculas vazias de até 4 cm diam vazias ou raram preenchidas SiO2. Algumas são triangulares outras prolatas vertic. Grada vertic para tufo-brecha com 1 m espes com blocos granodecresc de 80 cm na base até 60 cm no topo, junto com fina cvamada de 15 cm com fragm brecha clara com matriz basalto alterado. Blocos de basalto vesicular (40%) ameboides preench mat verde-amarelado claro, películas óxido Mn e cristais isolados hialinos qzo. O banco mostra alternância de camadas e também de fragm irregul de material avermelhado não cristalino e vesicular (50%). Matriz laminada e vesiculada (15-20%) com 1 mm diam. Há rugas de fluxo (N12E/2 NW) indicando movimentação da camada de tufo plastico. Há lapilli acrecionário de 2 mm a 1 cm diam.		OL 3069-03 = brecha
OL 3069-04	-21,14195	-53,59822	415,8	Pedreira Pavimar	Pedreira	Contato tufo x tufo-brecha.		
OL 3069-05	-25,14201	-53,59810	689,7	Pedreira Pavimar	Pedreira	Basalto cinza claro, maciço, fanerítico fino. Alteração pervasiva (carbonato ?) e cloritizado. Intemperismo em "*traseiro de elefante*". Muitas fraturas de tufo com zonalidade transv. As fraturas tem 7-10 cm espess e vários metros de comprim e se cruzam. Afloramento especial. Basalto vesicular - escória entrecortado por veios de MASAM (cor de carne e vítreo) verticais e alimentando sub-horizontais, todos preenchendo fraturas e planos de fraqueza do basalto. Há niveis de vasículas amebóides prolatas preench com SiO2.		OL 3069-05 = basaltoide
OL 3069-06	-25,14210	-53,59803	690,8	Pedreira Pavimar	Pedreira	Camada de tufo-brecha com 40 cm espessura.		
OL 3069-07	-25,14209	-53,59795	692,5	Pedreira Pavimar	Pedreira	Topo da camada de tufo-brecha.		
OL 3069-08	-25,14230	-53,59782	695,2	Pedreira Pavimar	Pedreira	Basalto maciço, faneritico fino, vesicular (20%), diametro médio 1 cm e diam máximo 3 cm. Alterado. Há películas negras com brilho metálico (óxido Mn) atapetando vesículas vazias assim como material terroso branco com estrutura concentrica. Basalto vesicular-escória alterado, com injeções de SiO2 intersticiais e sem forma definida com até 20 cm comprim eixo maior.		
OL 3069-09	-25,14240	-53,59774	697,3	Pedreira Pavimar	Pedreira	Camada de brecha hidrotermalizada. Clastos angulosos de basalto vesicular faneritico fino com preench mat verde claro e cloritizado. Matriz é material verde-amarelado com manchas de óxido de ferro e bolsões de sílica esverdeada permeado de fraturas preenchidas pela matriz.		OL 3069-09 = brecha
OL 3069-10	-25,14240	-53,59767	699,1	Pedreira Pavimar	Pedreira	Topo da brecha hidrotermal.		OL 3069-10 = basaltoide
OL 3069-11	-25,14271	-53,59718	711,5	Pedreira Pavimar	Pedreira	Basalto cinza esverd, maciço, fratura em aresta aguda, poucas vesículas (< 1 cm) vazias ou preench mat verde claro ou qzo, com massas alongadas de clorita com até 7 cm x 3 cm. Há estrutura de fluxo sub-horiz.		
OL 3070	-25,14852	-53,58697	718,7	Pedreira Trevo	Pedreira	Cabeceira ao lado da bancada inferior. Brecha caótica, matriz suportada. Clastos de basalto - escória (50% vesiculas vazias ou preench SiO2., subarred, prolatas e as vezes orientadas segundo a borda do clasto. Matriz: basalto muito fino, quase afanítico, finamente vesiculado. Vesic vazias com diam de 0,05 mm. O restante da pedreira - 2 bancadas - é o mesmo basalto da bancada superior da Pavimar.		OL 3070-02 = basaltoide
OL 3071	-25,13790	-53,60033	652	2 km N Pedreira Pavimar	Blocos in situ	Basalto avermelhado, faner. Médio, vesicular (40%) com até 4 cm diam., vazias ou preench SiO2. Níveis centimétricos de vesículas vazias e orientadas. Muita venulação (4 a 10 cm espess) de material avermelh vítreo vesicular. Vesic caóticas. Engloba clastos angulosos de basalto cinza. Massas amebóides de SiO2 intersticial com geodos de qzo cristalizado até 0,5 cm de aresta. Vesículas preench MASAM e MASAM+qzo hialino.		OL 3071 = tufo OL 3071-1 = basaltoide
OL 3072	-25,13709	-53,60180	628,2	2 km N Pedreira Pavimar	Saibreira	Saibreira aband. Material muito intemperiz. Brecha com 2 m espess, matriz suportada, caótica, grano crescente; veios irreg SiO2 bca leitosa de 1 - 3 cm espess. Clastos subangulosos com diam máx 20 cm e diam médio 0,5 cm, vazios, arred a subarred. Matriz MASAM maciça, localmente vesicular. Os contatos clastos x matriz são nítidos. Acima, basalto fino e maciço com 2 m espess. Nova brecha matriz suport caótica. Clastos angulosos sem classif de 3 a 25 cm diam. de basalto vesicular e de material brechado bastante vesicular (30%; esféricas; 0,5 mm diam) Matriz MASAM vítre com estrutura de fluxo envolvendo os clastos.		
OL 3073	-25,02751	-53,55540	715,1	Corte BR 277 no trevo para Cel Leônidas Marques.	Corte estrada	Depósito hidrovulcânico característico. A base é um pacote de cinza totalmente argilizada cinza clara com tons averm ou lilás, com cerca de 2 metros espess. Acima, em contato erosivo, pacote de aprox 1,2 m espess de material lapillico estratificado plano paralelo ou cruzada acanalada com intercalaçoes milimétr ou centimétr de cinza e lapilli. Acima, pacote de brecha com fragmentos de basalto argilizado marrom envoltos em basalto argilizado, em cuja base há níveis de goethita. Muitos veios centim espess encurvados e sub-vertic de goethita. Recobre tudo basalto intemperiz e solo. O pacote tem cerca de 8 metros de espessura.		OL 3073 = crosta ferruginosa OL 3073 = lappili acrecionario
OL 3073-01	-25,02854	-53,55782	712,7	No trevo para Cel Leonidas Marques.	Corte estrada	A base é uma camada de argila branca/cinza, maciça, frat sub-conch. Intercalações de níveis irregul e ondulados de mater maciço duro com cristaloclastos de qzo (0,5 cm comprim maior) com cerca de 1,80 m. A porção superior, muito intemperizada, tem aspecto de brecha com clastos mais claros envoltos por massa argilosa escura. Plano N70E/5SE. A 2,20 m altura, há um nível com 10 cm, ondulado de goethita e acima mais 1,5 m, de solo de basalto.		OL 3073-1 = basaltoide OL 3073-3 (crosta ferruginosa) OL 3073-4 = crosta ferruginosa)
OL 3074-01	-25,18903	-54,17362	278	PR 495, 14 km SE Missal	Corte estrada	Basalto vermelho fino, estrutura de fluxo com cloritização intensa e pervasiva.		OL 3074-1 = tufo
OL 3074-02	-25,18903	-54,17362	279	PR 495, 14 km SE Missal	Corte estrada	Brecha caótica, mal classif, matriz suport. Clastos basalto vesic-escória, raramente maciço. Vesiculas oblatas, prolatas e amebóides de até 3 cm diam, vazias ou preench carbonatos e SiO2, que também está em massas intersticiais. Matriz MASAM. Massas e vugs e geodos de carbonato apenas nos clastos de basalto.		OL 3074-2 = brecha
OL 3074-03	-25,18903	-54,17362	280	PR 495, 14 km SE Missal	Corte estrada	Derrame com 2 m espess real S65W/35NW, maciço na base, escoriáceo no topo; vesíc até 3 cm diam, vazias. Algumas massas disformes de carbonato. Os contatos de base e de topo são com o tufo brecha. A posição é real pois há vesículas prolatas apontando na vertical.		OL 3074-3 = basaltoide
OL 3074-04	-25,18903	-54,17362	283	PR 495, 14 km SE Missal	Corte estrada	Basalto fanerítico médio a fino, cinza esverdeado com forte cloritização pervasiva. Vesículas esparsas com diam < 1 cm. Contato de base com o tufo-brecha é irregular.		OL 3074-4 = basaltoide
OL 3075	-25,14122	-54,19707	323,7	PR 495, 7 km SE Missal	Saibreira	Saibreira/pedreira aband. com 15 m altura. Basalto cinza-claro, fanerítico fino, maciço. Abaixo há tufo-brecha.		

SIGLA	Latitude WGS84	Longitude WGS84	Altitude padronizada SRTM (m)	Referência do ponto	Tipo de ocorrência	Descrição de campo	Ocorrência	Amostra
OL 3076-01	-25,11546	-54,22447	338,6	PR 495, 5 km SE Missal	Saibreira	Saibreira/pedreira aband. Blocos de tufo-brecha soltos pela opreação de lavra. Caótica, matriz suportada. Clastos de até 20 cm diam. De basaltovesicular. Vesículas vazias, preench carbonato ou MASAM. Alguns clastos escoriáceos outros com cloritização pervasiva.		
OL 3076-02	-25,11546	-54,22447	338,6	PR 495, 5 km SE Missal	Saibreira	Saibreira/pedreira aband. Blocos angulosos de basalto englobados por basalto. Há clastos (lapilli) de material avermelhado quase vítreo de bordas recortadas. Os contatos clastos x matriz são nítidos. Matriz MASAM, rosada a vermelha escura, muito micácea, estratificação plano-paralela.		OL 3076-2 = brecha
OL 3077	-24,93476	-54,30510	291,9	Esquina do Céu (Santa Helena).	Saibreira	Latosolo vermelho escuro com 4 m espess. Há blocos soltos de diabásio e basalto, mas não há certeza que sejam do local.		
OL 3078	-25,20944	-53,89630	472,8	Gruta N S Lourdes 8 km SW Céu Azul		Sequencia de três derrames de basalto, muito vesiculares. Parece uma antiga lavra de ametista em encosta. Há um painel ao redor de uma imagem de santo, composto por cristais de qzo e ametista. A esposa do proprietário não sabe o que é ametista, mas mostrou diversos pedaços de geodos de qzo incolor e leitoso. Cristais pequenos e sem valor aparente.		
OL 3079	-24,90230	-54,18875	376	PR-488, prox Diamante do Oeste	Pedreira	Pedreira com duas frentes. Basalto cinza fanerítico médio com massas de vidro por vezes alinhadas. Vesículas preenchidas por vidro e /ou cobre nativo, calcedônia ou opala branca. Observados alguns blocos com pegmatito básico com cristais de até 3 cm.		
OL 3080	-24,90255	-54,19667	330,4	PR-488, prox Diamante do Oeste	Corte estrada	Basalto marrom, cloritização intensa em vênulos, fanerítico fino, fratura sub-conch..Claros planos internos (fluxo) N42E/5NW com vesículas achatadas de SiO2 de até 2 cm Vesíc arred de massas de clorita. Veios disformes acompanhando os planos de fluxo e preenchidos com SiO2 com até 30 cm compr e 5 cm espess.		
OL 3081	-24,90219	-54,19618	331,9	PR-488, prox Diamante do Oeste.	Corte estrada	Corte com cerca de 70 metros que mostra uma sucessão de diversos lobos de brecha. Secção de brecha-tufo na base, segue com uma brecha A'a e lobosA'a interdigitados lateralmente. É um corte perfeito num lobo A'a com brechas envolvendo o núcleo maciço do derrame de basalto. Fraturas secas N35W/vert; N30E/vert; N80W/vert.		
OL 3082	-24,90209	-54,19575	331,5	PR-488, prox Diamante do Oeste	Corte estrada	Secção brecha-tufo na base, segue com uma brecha A'a e com lobos e rugas de fluxo apontando para N40E e termina em contato gradacional do fluxo vesicular A'a para um basalto maciço. Grande quantidade de de feições de frente de derrame como rugas de fluxo, enrugamentos de superfície e lavas em corda.		OL 3082 = tufo
OL 3083	-24,90220	-54,19421	342,9	PR-488, prox Diamante do Oeste		Dois derrames de basalto muito vesiculares, com superfícies avermelhadas e com um lobo avermelhado e vesicular de 20 cm intercalado. O lobo inferior mostra uma face arredondada indicando fluxo para N75E.		
OL 3084	-24,90244	-54,19337	351,5	PR-488, prox Diamante do Oeste	Corte estrada	Corte com cerca de 10 m, mostrando sucessão de diversos derrames de aprox. 1 m cada. Na base o contato é nítido. Todos muito vesiculares e a superfície de contato é avermelhada e vítrea.		
OL 3085	-24,91275	-54,15731	469,3	PR-488, prox Diamante do Oeste	Corte estrada	Corte com 3 m de altura. Nivel de tufo brecha vítreo, rosa-avermelh, laminado, composto por uma sucessão de lâminas de 5 mm a 1 cm. Clastos de basalto de 2 mm de diâm., dispersos assim como vesículas em geral arred com 1 mm diam mas também achatadas. No topo, brecha caótica, matriz suport. Com 70 cm espess. Clastos de basalto vesicular (30%) angulososo com até 50 cm seg,. compr. maior.Tb clastos de brecha com matriz avermelh como o topo dos derrrames vistos nos pontos anteriores. Matriz MASAM, laminada comn clastos de diam lapilli grosso dispersos, de material avermelhado como o topo e base dos derrames. Têm flow wrinkles e enrugamentos em corda.		OL 3085 = tufo
OL 3086	-24,91326	-54,15868	466,5	PR-488, prox Diamante do Oeste		Basalto fanerit fino, vesicular (30-40%), arred., subarred., ameb., prolatas. vazias ou preench carbonato. Cortado por rede de fraturas onde estão injetados veios de MASAM, vesiculares e com zonalidade, com fragmentos angulosos de Os veios se cruzam e tem cerca de 7-10 cm de espess e varios metros de comprim.Há veios horizont conectados por verticais (alimentadores) de uma possível camada de tufo subjacente e não aflorante. Cloritização em vênulas e vasic amebóides.		OL 3086 = basaltoide
OL 3087	-24,90528	-54,18138	459,6	PR-488, prox Diamante do Oeste	Afloramento	Topo de morro. Basalto cinza intensa cloritização, vesicular (20%) arred a ameboides, preench SiO2 e carbonatos, poucas vazias, 0,5 a 2 cm diam. Veios de MASAM até 10 cm espess. N60W/vert; N80W/vert; N10W/vert; N30W/vert; E-W/vert. E também horizontais com até 10 cm espess. Acima, brecha com clastos de basalto vesicular vazias, arred a ameb, 0,5 a 3 cm diam envoltos por veios de MASAM em stockwork. Os clastos são subarred a subang e tem cerca 60-80 cm diam. Veios MASAM zonados e tem fragm angulosos até 2 cm de mat avermelh vítreo. Brecha grano crescente. Sobre a brecha camada de 40 cm de mat vítreo maciço cinza com clastos angul 1-1,5 cm diam de mater avermelhado e vesicular. Há clastos e fragmentos soltos de mat vítreo verde, semelhante ao da brecha hidroterm da Pavimar.		OL 3087-01 = brecha OL 3087-02 = brecha OL 3087-3 = brecha
OL 3088	-25,02736	-53,54946	730,1	BR 277 10 km SW Cascavel	Afloramento	Manacial da fazenda. Cabeceira de drenagem na fazenda do Sr Alexandre Macanhão Argila de cor creme, maciça com veios curvos de goethita com 0,5 mm espess Direção geral N30W. Superfície separa dois tipos de argila. Abaixo, argila plástica maciça cor de caramelo. Acima, a argila tem aspecto de uma brecha intensamente argilizada com nucleos subangulosos marrons envoltos na matriz cor de caramelo.		
OL 3089	-24,96007	-54,05629	481,7	PR-488, prox Diamante do Oeste		Basalto cinza, maciço, vesicular (30%) 0,5 a 2 cm diam., subarred, vazias ou preench calcita, zeolitas ou forradas SiO2. Recortado por veios subvert e suboriz MASAM, maciço vitreo cor de carne Espessura veios 1 - 7 cm. Há veios com fragm angulosos e estirados do próprio veio e da encaix. Há veios com zonalid transv com salbanda estruturada // ao veio. Há superf de contato veio x clastos com feições mamelonares remanescentes de vesículas preenchidas por mat. Injetado. Com a erosão e remoção do clasto a feição mamelonar permanece.		OL 3089 = tufo
OL 3090	-24,96088	-54,05615	466,6	Fazenda ??? PR-488, prox Diamante do Oeste	Grandes blocos soltos	brecha com feições de injeção e preenchimento dos vazios dos clastos por veios de MASAM. Há vesic 5 cm diam preench por SiO2. Blocos com massas de MASAMlaminada alimentando veios de 15 cm espess. Há blocos com reticulado de veios de MASAM (1 cm espess) injetados no basalto maciço com cloritização intensa e pervasiva.		OL 3090 = basaltoide
OL 3091	-24,96147	-54,05618	458,8	Fazenda ??? PR-488, prox Diamante do Oeste	Blocos	Blocos de brecha matriz suportada com clastos de basalto escoriáceo. Clastos angulosos hgeterogêneos 5 a 100 cm diam, envoltos por veios MASAM, muito vesicul e esparsos. Vesículas até 40%, (mas pode ser maciço) vazias de formatos irregulares. Veios irregulares de até 15 cm espess, preench SiO2 cristalina e opalina.		OL 3091 = brecha

SIGLA	Latitude WGS84	Longitude WGS84	Altitude padronizada SRTM (m)	Referência do ponto	Tipo de ocorrência	Descrição de campo	Ocorrência	Amostra
OL 3092	-24,93314	-54,12618	457,5	Fazenda ??? PR-488, prox Diamante do Oeste	Lageado e blocos	Desde 483 m até aqui, sequencia de lajes e blocos à beira da estrada, de basalto fanerit médio, vesicular (15%) 0,5 a 1 cm diam, arredond, vazias e preench SiO2 e clorita. Veios MASAM verticais e suboriz com 1 a 5 cm espess. De 469 a 476, basalto fortemente intemperiz e alteradocloritização pervasiva. Sistema com fraturamento 'seco': N80W; N50W; E-W verticais.		
OL 3093	-24,93447	-54,12629	438,9	PR-488, prox Diamante do Oeste	Lageado	Margem de estrada vicinal. Lage de tufo maciço vermelho quase vítreo com 40 cm espess. Blocos soltos de brecha matriz suportada, caótica. Clastos de basalto vesicular. O tufo é maciço, vítreo, frat sub-conch, vermelho carne. com clastos angulosos esparsos de 0,5 a 1,5 cm diam. Clastos de material vítreo homogêneo com vesíc 0,25 cm diam e de basalto faner fino-médio com vesic vazias, 0,25 cm diam. Todos tem bordas recortadas.		OL 3093 = tufo
OL 3094	-24,91331	-54,12312	476,8	PR-488, prox Diamante do Oeste		Basalto hidrotermalizado, cloritização intensa e pervasiva, separa-se em fragm de 0,5 cm (como uma areia grossa). Está recortado por veios injetados de MASAM e qzo, com 5 a 15 cm de espessura todos verticais N5W; N20E; E-W; N40W; N10E; N30E; N40E.		OL 3094 = tufo
OL 3095	-26,87753	-52,18846	1023,0	BR 282 no trevo de entrada de Vargeão	Blocos soltos	Blocos soltos, expostos no trevo de entrada de Vargeão, SC. Arenito branco a bege-claro, maciço, friável, mal classificado, oligominerálico (qzo) com matriz fina, com porções recristalizadas. Lembra Fm Pirambóia		OL 3095 arenito
OL 3096	-26,87509	-52,18737	1023,4	Ao lado da porteira da Fz Arapari	Afloramento	Rocha laminada, horizontal, levemente lenticular, veios milimétricos qzo preenchendo planos da laminação Orificios 1 cm diam máx semelhantes a vesiculas vazias. Riodacito pórfiro com fenocristais de feldspato distribuição caótica até 0,7 cm comprim máximo.	derrame	OL 3096 riodacito pórfiro
OL 3097	-26,87109	-52,18435	999,1	Paradouro com fonte de água potável	Afloramento	Riolito pórfiro cinza com laminação horizontal envolvendo os fenocristais. Fiamme e estruturas que envolvem os fenocristais com rotação. Fenocristais de feldspato alongados mas com cantos arredondados; núcleos de qzo. O mais importante é a estrutura clássica de fluxo ignimbrítico. Há muitas fraturas e movimento de blocos. A fonte de água verte num conjunto de fraturas sendo a mais evidente N60E/45NW, mas há um plano muito evidente que se repete N35W/25NE.	Fluxo ignimbrítico	OL 3097 ignimbrito
OL 3098	-26,86656	-52,18282	959,7	Descida estrada para Vargeão	Corte estrada	Basalto maciço com vesículas prolatas elongação concordante com N5W/2NE. Oblatas. Vazias ou preench com qzo e carbonatos; diam médio 1 cm e máx 5 cm. Espiráculos orientados mesma atitude acima. Poucos metros do contato com riodacito.	derrame	OL 3098 basalto
OL 3099	-26,86462	-52,18232	939,5	Descida estrada para Vargeão	Corte estrada	Basalto fanerítico fino, cloritização pervasiva (30%), maciço, sem vesiculas. Disjunção vertical bem desenvolvida assim como as marcas de isotermas. Plano suborizontal N65E/2SE.	derrame	OL 3099 basalto
OL 3100	-26,86428	-52,18175	936,7	Descida estrada para Vargeão	Corte estrada	Brecha vulcanoclástica muito variada com blocos de basalto vesicular hidrotermalizado intercalada com camadas e envolvido (suportado) por tufo avermelhado desde vítreo até areno-siltico-argiloso-micáceo.	derrame	
OL 3101	-26,86392	-52,17980	921,0	Descida estrada para Vargeão	Corte estrada	Corte com 8 metros de altura de material fortemente laminado e hidrotermalizado (tufáceo), fortemente cloritizado orientado N45E/2SE com veios de tufo hidrovulcânico rosado, fino micáceo. O topo do corte está recoberto por camada de 4 m de tufo avermelhado que parece um depósito de cinza.	derrame	OL 3101a basalto OL3101b tufo avermelh
OL 3102	-26,86415	-52,17880	914,8	Descida estrada para Vargeão	Corte estrada	Corte com 40 m de extensão e 8 m de altura. Sucessão de material hidrotermalizado e cloritizado, intercalado com nível avermelhado de tufo cinerítico maciço, venulações de SiO2 e vesículas vazias ou atapetadas por SiO2, vesículas prolatas. O tufo cinza é atravessado por diversos veios centimétricos preenchidos por tufo avermelhado.	Tufo cinerítico	OL 3102 = tufo
OL 3103	-26,86430	-52,17803	910,7	Descida estrada para Vargeão	Corte estrada	Basalto fanerítico fino, hidrotermalizado, com vesículas prolatas com eixo segundo N15W e planos N30W/19NE. Vênulas de espessura centimétrica de tufo hidrovulcânico maciço, areno-siltoso-micáceo.	derrame	
OL 3104	-26,86266	-52,15697	860,6	Vargeão, SC	Fundação de obra	Riodacito maciço, arroxeado com fenocristais de feldspato com distrib caótica, tamanhos muito variados, cristais angulosos bem formados com até 0,6 cm comp; e massas arredondasa com 1 cm diâm. Sem estrutura aparente.	derrame	OL 3104 riodacito pórfiro
OL 3105	-26,85875	-52,15384	871,4	Vargeão, SC	Corte loteamento	Corte em fundo de rua sem saída, com 6 m altura de riolito pórfiro bem alterado mas com pequenos níveis lenticulares de hidrotufo com até 50 cm de comprim e 10 cm de espessura. Muito fraturado N30W/subvert. Localmente muito vesiculado (30%) com 1 mm de diâmetro, vazias ou preenchidas por material verde claro (clorita).	derrame	OL 3105a riolito pórfiro OL 3105b nivel de hidrotufo
OL 3106	-26,85814	-52,15201	883,6	Vargeão, SC	Corte estrada	Situação complexa com três tipos de brecha e material com estrut fluxo envolvendo e permeado mat brechado. A base do corte é composta por material hidrotermalizado e fortemente vesiculado (30%) preenchidas por SiO2 e/ou carbonatos com diam variado mas até 1 - 2 mm preench SiO2. Planos N45W/12NE. Intercalações lenticulares e pequenos diques (amostras a e b) de uma brecha de matriz fina, vermelho bordô. e fragmentos angulosos de um material granular mas muito fino e de coloração esverdeada. Parece que esse material compõe a brecha de topo, à direita do corte (amostra c). O material hidrotermaliz, vesiculado e laminado se apoia sobre um riolito hidrotermalizado, brechado e vesiculado (amostra d). A amostra e, é de blocos soltos de uma brecha hidrovulcânica com matriz avermelhada, fina, maciça, micácea, que envolve clastos amebóides de rocha vesicular impossível de identificar.	Brecha	OL 3016a lente de brecha OL 3106b diques de brecha OL 3106c brecha do topo OL3106d riolito da base OL3106e brecha hidrovulcan
OL 3107	-26,84801	-52,15492	860,9	Corte na estrada municipal Vargeão - Santa Teresinha	Corte estrada	Rocha fresca, difícil de identificar, com grão fino, aspecto sacaróide. Rica em cristais de magnetita (aprox 30%) com halo de alteração que tingem a rocha de vermelho. O arcabouço é uma massa de silica, hidrotermalizada com clorita e talvez epidoto.	?	OL 3107= basaltoide
OL 3108	-26,81196	-52,17373	818,9	Corte na estrada municipal Vargeão - Santa Teresinha	Afloramento	Rocha de aspecto maciço, fraturada(em superfície antiga as fraturas são sulcos que se cruzam) grão fino, muito avermelhada com massas de clorita e talvez epidoto. O arcabouço parece ser de SiO2 quase um quartzito.	?	OL 3108 = tufo
OL 3109	-26,81844	-52,18153	799,5	Areal de Santa Teresinha	Lavra de areia	Arenito branco a bege claro, fino-médio, estrut. planares variadas; subvert a subhor e curvas. Estratif cruz, plana ou acanal. Localm o arenito têm níveis e concreções ferrug seg os planos de estratif horiz. Veio N35E/sub-vert, brech com 1 m esp, salbanda ferrug e gde quant pirita oxid em agreg de xls cúb. Muitos veios goethita/limonita (ex-pirita no preench veio). O veio ramif venul ferrug com div. direções. Imposs medir a atitude. A venul e percol óxidos Fe vai a 12-15 m. A zona de percol fluidos S+Fe ocorreu seg N35E e se ramifica. O arenito é ciment óxido Fe, com venul goethita e agreg xls py oxid com até 1 cm aresta. O extremo N (cerca 60m) da estrut com py, ramif em *stockwork* mantendo direção geral. São veios mm óxido Fe e salbanda encaix em aren amarelado. O veio contin para S, menos possante mas evidente com aprox 30 cm e 150 m ext. total. O leito drenag está cheio de gel óxid hidrat Fe.		OL 3109 aren; OL 3109a pirita oxid; OL 3109b mat veio secund; OL3109c mat veio princ; OL 3109d aren/qzt

SIGLA	Latitude WGS84	Longitude WGS84	Altitude padronizada SRTM (m)	Referência do ponto	Tipo de ocorrência	Descrição de campo	Ocorrência	Amostra
OL 3110	-26,80622	-52,14940	764,5	Arredores de Vargeão, SC	Blocos soltos	Gdes matac in situ,à beira estr. Estrut do piso N65E/vert. Rocha ígnea, faner fina / afan., arrox, maciça, totalm brechada com veios preench clorita.	Brecha	OL 3110 = riolito brechado
OL 3111	-26,79796	-52,13615	799,1	Arredores de Vargeão, SC	Afloramento	Riodacito pórfiro feldsp até 1 cm comprim. Angulosos, matriz afanítica arroxeada.	derrame	OL 3111= riodacito
OL 3112	-26,78933	-52,12299	777,1	Lageado leito rio Chapecozinho	Lageado	Rocha ácida, matriz afanítica marrom, laminação N25W/20NE, localmente há fenocritais de feldsp 0,5 cm e massas de sílica avermelh. Brechada em stockwork com injeção de SiO2 branca sacaróide e vazios preench com SiO2 microcristal.	derrame	OL 3112= brecha
OL 3113	-26,85250	-52,40694	848,7	Terraplenagem estrada Xanxerê-Bom Jesus	Saibreira	Sequencia de deposito hidrovulcânicos e derrames composta por base de basalto vesicular/escória (até 70% vesic) que lateralm grada a maciço; acima tufo-breca com níveis de tufo laminado, clastos angulosos até 50 cm diam e vesiculares/escoria 70-80%; acima, basalto vesicular/escória (70% vesiculas) intemperiz; acima basalto faneritico fino laminado e solo. Muito intemperizado.	derrame	
OL 3114	-26,76170	-52,46721	573,4	Meio da cachoeira PCH Salvador Manela	Lageado	Salto de uns 40 m com 60 m larg. Riodacito laminado, fenocr feldsp até 0,5-0,7 cm; matriz afanítica com estrut fluidal tem *fiamme*. Blocos de basalto fanerít fino maciço arrox com cloritiz o topo é vesicular. A base do salto é basalto.	Fluxo ignimbrítico	OL 3114a basalto OL 3114 ignimbrito
OL 3115	-26,76582	-52,46600	555,7	Base da cachoeira PCH Salvador Manela	Lageado	Rocha ígnea ácida maciça arroxeada fanerítica fina com glóbulos cloritiz com 0,1 mm diam, dispersos e caóticos.	Fluxo ignimbrítico	OL 3115= tufo
OL 3116	-26,76119	-52,46711	581,2	Base do salto principal PCH Salvador Manela	Lageado	Sucessão de derrames (contato NW/2NE) de basalto maciço arrox afanit fino com vesic e/ou venulos preench SiO2 e carbonatos, talvez haja zeólitas. Há grandes blocos de riodacito com estrut fluxo e fenocr feldps esverdeados. Fraturas preench clorita. Um bloco de basalto mostra estruturas circulares com zonalidade concentr de até 7 cm nucleo de silica com borda cloritiz, borda maior de basalto encaixadas em basalto. Outro bloco com espiráculos de até 40 cm de comprim, levemente encurvados, acima há espiraculos menores e um topo fortemente vesicular.	derrame	OL3116a, basalto base; OL3116b basalto interm; OL3116c basalto topo; OL 3116d riodacito fenocr esverd; OL 3116e estrut circul
OL 3117	-26,76113	-52,46678	587,4	Meio do salto principal PCH Salvador Manela	Blocos in situ	Riodacito com estrutura de fluxo, *fiamme*, englob fenocristais feldsp zonados com nucleo avermelh e borda esverd, e zona intermed branca, com distrib caótica, diam 0,5 a 0,7 cm Plano EW/5N.	Fluxo ignimbrítico	OL 3117 riodacito
OL 3118	-26,75898	-52,46504	609,2	Ao lado da obra inacabada PCH Salvador Manela	Blocos in situ	Grandes blocos de riodacito pórfiro com matriz fluidal, *fiamme*, afanítica esverd englob fenocristais subang e arred brencos e esverd. Cristais de magnetita abundantes.	Fluxo ignimbrítico	OL 3118 riodacito/ignimbrito
OL 3122	-26,15496	-53,02509	639,7	Corte BR 280 logo após o trevo para Marmeleiro	Corte estrada	Pacote maciço de cinza avermelh-arrox recoberta por níveis de limonita com laminação planoparalela e mergulhante N45E/25NW com exposição de 3 metros de espessura.	Depósito hidrovulcânicoc	
OL 3123	-26,15975	-53,03127	657,3	Terraplenagem ao lado da BR 280	Corte estrada	Corte terraplenagem com 100 m extens x 10 m altura. Pacote de tufo brecha na base, maciça, caótica aroxeada com níveis e fragmentos de hidrotufo rosado MASAM, recoberto por derrame de basalto. O contato entre o derrame e a brecha tem forma de V como se fosse um fundo de vale preenchido pelo derrame, é laminado e mostra zona de reação com digestão da brecha pelo basalto. As atitudes dos planos de contato são N65E/16NW e N5W/16NE.	derrame	
OL 3124	-26,24702	-53,63514	793,3	Fundos oficina a N de Barracão	Corte	Corte com aprox 10 m altura. A base é de brecha caótica, clasto suportada; clastos juvenis com diam médio 20 cm e máx 90 cm, vesículares (30%) a escoriáceos; vesiculas preench com SiO2 ou carbonato. A matriz é farinha de rocha sem MASAM ! Depósito proximal. A parte superior do perfil é de basalto maciço, sem vesícula, fraturado N35E/vert, N25E/vert, N30W/vert, N65W/vert. Muito alterado. Acho que é um tufo ! O caimento do contato é de 20° para S5°W.	derrame	
OL 3125	-26,29776	-53,49059	859,5	Corte estrada	Corte	Corte estrada com 100 m extens x 12 m altura. Material muito intemperizado mas com pacotes visíveis com laminação plano paralela em diversas posições espaciais separados por camadas de limonita que chegam a 10 cm espess e alguns metros de extensão. Idêntico ao corte próx trevo de Clevelândia. Depósito hidrovulcânico básico. Sequencia muito comum em vários pontos descritos O depósito deve ser extenso e recorrente pois ocorre em diversas altitudes.	Depósito hidrovulcânicoc	
OL 3126	-26,40977	-53,01252	868,9	Corte SC 473 5 km a SE Campo Erê.	Corte estrada	Corte com 23 m altura e composto por 4 unidades. (I) Na base rocha fresca faner fina, maciça cinz-avermelh, sem vesíc nem estrut visível; levemente cloritizada. (II)Gradação para mate intemperiz amarelado, grão grosso (aspecto areioa média/grossa) com esfoliação esferoidal com aspecto de estratif cruzada, em blocos delim veios sub-vert MASAM com salbanda. (III) "basalto" cinza extremam vesic (>40%), oblatas vazias ou preench SiO2 bca a amarl diam méd 0,4 cm e max 4 cm, observa-se uma lamin. Med niveis MASAM N45W/2SW, N25W/4SW. Muitos níveis subhoriz e veios subvert de injeção de mat vítreo avermelh vesiculado. Colhida amostra de mat vítreo vesic avermelh, sobre basalto vesiculado. A superf é perlítica com polig de ressecam e figuras de impacto oblíquas com diam até 5 cm. A borda interna da estrut impacto tem ranhuras (molde da forma irreg do ejetólito). Os veios são curvos com 5-10 cm, seguindo plano de contato entre pacotes internos de tufo. Mater vítreo (camada lentic subhoriz) tem espess variadas até 20 cm e se conecta com os veios curvos. O pacote III está subdiv em dois pact muito semelhantes. O contato é N45W/4SW, ondul e com superf perlítica mat vítreo averm. Veios mat vítr N10W, NN75W, N15E, N45W. (IV) ident (I) intemperiz.	Depósito hidrovulcânicoc	OL 3126a base secção; OL 3126b veio mat vitreo encaix IIIa; OL 3126c mat vit subhor IIIa; OL 3126d mat vit e estrut impacto
OL 3127	-24,80293	-54,05955	322,0	Fazenda - capataz Domingos Reisch próx Luz Marina	Lageado	Leito drenagem fundo de vale. Base Basalto avermelhado, fanerít fino, maciço, rico em min. Cinz. metálico brilhante, tvz magnetita em massas centimétricas. Cloritização pervasiva. Topo basalto avermelh maciço com vesíc de até 3 cm diam, preench com silica e/ou carbonatos e raros vênulos de MASAM ondulados e retrocidos. Vesiculas 30%	derrame	OL 3127 duas amostras base e topo
OL 3128	-24,80163	-54,05861	333,8	Fazenda - capataz Domingos Reisch próx Luz Marina	Blocos in situ	Basalto avermelhado, maciço, faner fino a médio, plagioclásio 0,1 a 0,2 mm. Cristais de 0,1 mm de metálico prateado, com halos de óxido Fe (magnetita ?) Cloritização pervasiva. Basalto andesítico ?	derrame	OL 3128 = basaltoide
OL 3129	-24,80151	-54,05735	351,8	Fazenda – capataz Domingos Reisch próx Luz Marina	Lageado	Basalto avermelhado, maciço mas incipientemente laminado. Sem aflor para medir. Fanerít fino mas alguns cristais de plagioclás tem 0,1 mm. Cristais esparsos de metálico cinza prateado (magnetita ?) Cloritização pervasiva mais sutil que nos pontos anteriores do perfil.Basalto andesítico ?. Poucos metros acima, afloamento da mesma rocha. Veios mm preenchidos por SiO2 microcris bca e metálico cinza a preto. Laminação do basalto N40E/10NW; N70E/12NW.	derrame	OL 3129 basalto andesitico
OL 3130	-24,80175	-54,05466	399,4	Fazenda - capataz Domingos Reisch próx Luz Marina	Afloramento	Brecha hidrovulcân, matriz suportada, caótica, clastos de 0,5 a 50 cm diam, em geral subarred a subangul, mas há um pequeno pacote no topo em que são subarred a arredond. A maioria dos clastos é de basalto vesic, avermelh, vesíc até 50% (escória); a maioria é oblata e vazia e prolatas; há clastos com prolatas orientadas seg a borda do clasto e um raro clasto anguloso de arenito. Pacote de tufo avermelh micáceo com 20 cm espes. Acima e ao lado há derrame de basalto. Há interdigit de basalto com o sedimento - talvez seja um peperito ! Laminação plano-paral horiz e que se deforma e contorna o topo dos clastos angulosos. Parece que há dois pacotes um hidrovulcânico na base e um peperito no topo, separados por um derrame de basalto.	Depósito hidrovulcânicoc	OL 3130a basalto; OL 3130b hidrotufo

SIGLA	Latitude WGS84	Longitude WGS84	Altitude padronizada SRTM (m)	Referência do ponto	Tipo de ocorrência	Descrição de campo	Ocorrência	Amostra
OL 3131	-24,80187	-54,05416	413,9	Fazenda - capataz Domingos Reisch próx Luz Marina	Afloramento	Basalto faner grosso na base e médio no topo, avermelh, maciço com cristais metálicos cinza chumbo até 1 cm(FOTO). Cloritização pervasiva e intensa Recortado por veios 1 cm subvertic de basalto avermelh fanerít fino N30W/subvert.	derrame	OL 3131 basalto base
OL 3132	-24,80186	-54,05269	429,5	Fazenda - capataz Domingos Reisch próx Luz Marina	Afloramento	Basalto vesicular (20-30%) a maciço, faner médio - provavelm topo de OL 3131 cloritiz pervasiva. Intercalaç banco de material areno-siltico-argiloso-micaceo com 25 cm de espess (FOTO) rosado muito laminado (planoparal e contorc) e poros com vesic de 0,1 mm oblatas e amebóides (FOTO). Também há vesic alongadas segundo a vertical = escape de fluidos (FOTO). O contato superior e inferior com os derrames é quase nítido especialmente o inferior. Já o superior tem borda irregular de reação de até 3 cm. A partir desse banco de hidrotufo, saem veios vertic e subvertic com até 8 cm larg e que também tem laminação plano paral horiz e mergulh.	derrame	OL 3132 basalto
OL 3133	-24,80092	-54,05245	399,3	4 km NE São José das Palmeiras	Afloramento	Mesmo pacote de brecha hidrovulcânica de OL 3130.	Depósito hidrovulcânicoc	