

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

CRISTIANE RUBINI DUTRA

**CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA E PETROGRÁFICA DO DERRAME
SALTO SEGREDO – PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ – PR**

**CURITIBA
2009**

CRISTIANE RUBINI DUTRA

**CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA E PETROGRÁFICA DO DERRAME
SALTO SEGREDO – PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ – PR**

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Geologia, Área de concentração Geologia Exploratória, Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como parte das exigências para obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientadora:

Profa. Dra. Maria José Mesquita

Co-orientadora:

Profa. Dra. Márcia Elisa Boscato Gomes

**CURITIBA
2009**

D979 Dutra, Cristiane Rubini

Caracterização morfológica e petrográfica do derrame Salto
Segredo – Província Magmática do Paraná – PR / Cristiane Rubini
Dutra . – Curitiba, 2009.

171 f.: il., tab.

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

Orientadora: Maria José Mesquita

Coorientadora: Márcia Elisa Boscato Gomes

1. Rochas ígneas - Paraná. 2. Basalto. I. Mesquita, Maria José.
II. Gomes, Márcia Elisa Boscato. III. Universidade Federal do Paraná.
IV. Título.

CDD: 552.2

TERMO DE APROVAÇÃO

Cristiane Rubini Dutra

CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA E PETROGRÁFICA DO
DERRAME SALTO SEGREDO E LITOTIPOS ASSOCIADOS -
PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ - PR.

Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para
obtenção do grau de Mestre no Curso de Pós-Graduação em
Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da
Universidade Federal do Paraná. A comissão julgadora foi
formada por:



Prof. Dr. André Sampaio Mexias – UFRGS



Prof.ª. Dr.ª. Eleonora Maria Vasconcellos - UFPR



Prof.ª. Dr.ª. Maria José M. de Mesquita - UFPR
Presidente

Curitiba, 08 de outubro de 2009.

***Like soldiers march on
If we can make through the night
We'll see the sun
March on, march on***

— *March on (Good Charlotte)*

**“Não é o bastante ver que um jardim é bonito sem ter que acreditar também
que há fadas escondidas nele?”**

— Douglas Adams (1952-2001)

***Ao Juliano e
aos meus amores de 4 patas***

AGRADECIMENTOS

Agradeço a minha orientadora Maria José Mesquita, pelas correções e discussões.

A minha co-orientadora Márcia Elisa Boscato Gomes, pelas sugestões, *insights* e discussões em campo.

Agradeço ao amigo e geólogo Carlos Henrique Nalin Ferreira, pela inestimável ajuda na realização deste trabalho, em especial nas etapas de campo, divertidíssimas. Agradeço ainda pela companhia e animadas conversas.

A amiga e geóloga Camile Urban, pela leitura crítica dos textos, discussões sobre o tema e apoio, mesmo à distância. Ela será uma ótima orientadora um dia!

A amiga, geóloga e companheira de minha prática em docência, Karine F. Bahr, pelas discussões sobre o trabalho e apoio incondicional.

A amiga e geóloga Kelita Lopes, pelas discussões sobre o tema e amizade.

Ao geólogo mais animado que eu conheço, Edir Edemir Arioli, por todas as vezes em que me iluminou, e também por fazer do campo uma etapa ainda mais divertida.

A Profa Dra. Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos, pelas discussões em campo e sugestões.

Ao geólogo Everton Marques Bongioiolo, pela ajuda na primeira etapa de campo.

Aos meus amigos e companheiros de pós-graduação Thais B. Santos, Lincoln O. Lopes, Denise M. Machado, Maria Aline Lisniowski, José Carlos Branco, Edenilson R. do Nascimento, Clarice F. de Lemos e Luiz Carlos Godoy pela amizade e solidariedade em todos os momentos.

Ao amigo e futuro geólogo Vitor Hugo Cereza pela ajuda sempre de última hora.

A minha amiga Caroline de Souza Crovador, pelos “empurrões” que precisei, pela força nos momentos “cruciais” e por me fazer rir, muito!

Agradeço a minha família por tudo o que me proporcionou, pelo esforço, incentivo e conforto quando precisei.

Ao CNPq pela concessão de bolsa durante o período de março de 2007 a junho de 2008.

Ao Departamento de Geologia e seus funcionários, que me acolheram e sempre foram solícitos.

Ao técnico do Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná, Adilson Antônio Dellagassa, pela paciência.

Ao LAMIR – Laboratório de Análise de Minerais e Rochas, e LAPEMIN – Laboratório de Petrologia e Mineralogia, onde foram realizadas as descrições e capturadas as fotomicrografias das rochas.

A MINEROPAR – Minerais do Paraná S.A., pelo auxílio financeiro e logístico em campo.

Aos funcionários da COPEL que nos acompanharam na visita às instalações da Usina Hidrelétrica Salto Segredo.

E por último, porém não menos importante, agradeço a todos os amigos que não pude citar – mas que sabem quem são – que sempre me ajudaram, mesmo sem se dar conta, seja pelas discussões sobre o tema ou simplesmente por transmitir-me motivação, incentivo e coragem e, claro, por me divertirem.

E ainda, agradeço sinceramente à nação brasileira, comumente esquecida, pelo financiamento indireto deste projeto de pesquisa.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	xi
LISTA DE TABELAS	xx
RESUMO	xxi
ABSTRACT	xxii
1 INTRODUÇÃO	23
1.1 OBJETIVO GERAL	23
1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	23
1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E VIAS DE ACESSO	24
2 MATERIAL E MÉTODOS DE TRABALHO	26
2.1 AQUISIÇÃO E COMPILAÇÃO DOS DADOS	26
2.2 LEVANTAMENTO GEOLÓGICO.....	27
2.3 PETROGRAFIA	28
3 CONTEXTO GEOLÓGICO	29
3.1 BACIA DO PARANÁ	29
3.1.1 Origem e Evolução Tectônica da Bacia do Paraná	31
3.1.2 Sedimentação e Estratigrafia da Bacia do Paraná	33
3.1.3 Magmatismo da Bacia do Paraná.....	38
4 CONCEITOS E DEFINIÇÕES	44
4.1 MORFOLOGIA DE DERRAMES BASÁLTICOS	44
4.1.1 Tipos de Derrames Basálticos Reconhecidos na PMP.....	49

4.2	FEIÇÕES DE FLUXO	52
4.2.1	Níveis de Vesículas Inclínadas	52
4.2.2	Brechas Autoclásticas	52
4.3	FEIÇÕES DE INFLAÇÃO	52
4.3.1	Zonas Vesiculares Horizontais (<i>Horizontal Vesicular Zones</i>)	52
4.3.2	Fissuras Horizontais e Dobras.....	53
4.3.3	Lençóis de Vesículas (<i>Vesicle Sheets</i>).....	53
4.3.4	Cilindros de Vesículas (<i>Vesicle Cylinders</i>)	54
4.3.5	Pipe Vesicles	55
4.3.6	Inversão da Topografia.....	56
4.3.7	Concentração de Geodos.....	56
4.3.8	Vesículas e Geodos Achatados.....	56
4.3.9	Mudanças Composicionais.....	57
4.4	FEIÇÕES FORMADAS PELO PROCESSO DE CRISTALIZAÇÃO.....	57
4.4.1	Variações Texturais	57
4.4.2	Mudanças Químicas das Fases Minerais	57
4.5	FEIÇÕES DE RESFRIAMENTO.....	58
4.5.1	Marcas de Bisel	58
4.5.2	Mesóstase	59
4.6	BRECHAS.....	59
4.6.1	Brechas Vulcânicas	60

4.6.2	Brechas Tectônicas	61
4.6.3	Fratramento Hidráulico	61
4.7	PEPERITOS	62
5	CONTEXTO GEOLÓGICO DA REGIÃO DE SALTO SEGREDO	65
5.1	GEOMORFOLOGIA.....	65
5.2	ESTRATIGRAFIA DA REGIÃO DE SALTO SEGREDO	67
5.3	GEOLOGIA DO DERRAME SALTO SEGREDO	71
5.3.1	Derrame A	71
5.3.2	Derrame Salto Segredo	72
5.3.2.1	Nível Vesicular de Base	72
5.3.2.2	Nível Maciço Central	73
5.3.2.3	Nível Vesicular de Topo	79
5.4	SILTITO	91
5.5	DERRAME B.....	91
5.6	OUTROS LITOTIPOS ASSOCIADOS AO DERRAME SALTO SEGREDO	92
5.6.1	Brecha Basáltica-Calcítica.....	92
5.6.2	Brecha Basáltica-Quartzosa	94
5.6.3	Brecha Basáltica-Siltosa	97
5.6.4	Brecha Basáltica-Arenosa	99
5.6.5	Peperitos	100
6	PETROGRAFIA DO DERRAME SALTO SEGREDO	102

6.1	NÍVEL VESICULAR DE BASE.....	102
6.2	NÍVEL MACIÇO CENTRAL	110
6.3	NÍVEL VESICULAR DE TOPO	124
6.4	OUTROS LITOTIPOS ASSOCIADOS AO DERRAME SALTO SEGREDO....	129
6.4.1	Brecha Basáltica-Calcítica.....	129
6.5	BRECHA BASÁLTICA-SILTOSA.....	133
6.5.1	Peperitos	138
7	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	143
8	CONCLUSÕES	161
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	163

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Esboço da Província Magmática do Paraná – PMPno estado homônimo com a localização da área de estudo	24
Figura 2 – Mapa com a localização da área de estudo e as vias de acesso partindo-se de Curitiba	25
Figura 3 – Mapa de localização da Bacia do Paraná (assinalado em amarelo) na América do Sul	30
Figura 4 – Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná	36
Figura 5 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná com as supersequências propostas por Milani (1997).....	37
Figura 6 – Mapa geológico da distribuição das rochas básicas e ácidas e dos principais lineamentos na Bacia do Paraná.....	40
Figura 7 – Seções esquemáticas representativas da formação de um fluxo de lava <i>pahoehoe</i> com ação de inflação.....	47
Figura 8 – Perfil esquemático de derrames espessos do tipo II, mostrando suas estruturas	50
Figura 9 – Esquema ilustrativo do processo de formação dos cilindros de vesículas (<i>vesicle cylinders</i>) em um derrame. A) coalescência de bolhas forma proto-cilindros no <i>front</i> de solidificação (FS) inferior; B) conforme o aglomerado de bolhas de baixa densidade ascende, líquido residual e vapor migram para a zona de baixa pressão, formando os cilindros de vesículas. A ascensão do <i>front</i> de solidificação (FS) permite a formação de novos cilindros cada vez mais próximos da superfície	55
Figura 10 – Marcas de isotermas em basalto hipovítreo	59
Figura 11 – Ilustração esquemática dos locais mais comuns de formação de peperitos. Os números (1 a 5) representam os ambientes em que os peperitos ocorrem associados. As letras (X e Z) indicam depósitos que não são considerados peperitos.....	63

Figura 12 – Modelo digital de terreno da região de Salto Segredo com vista de NW para SE. O retângulo indica o local aproximado onde aflora o derrame Salto Segredo	66
Figura 13 – Mapa hipsométrico da região de Salto Segredo. O retângulo indica o local aproximado onde aflora o derrame Salto Segredo	67
Figura 14 – Perfil esquemático do derrame Salto Segredo e litotipos associados	70
Figura 15 – Fotografia do contato entre a brecha basáltica-arenosa (porção inferior) e o basalto do nível vesicular de base do derrame Salto Segredo (porção superior). A ponta do martelo indica, aproximadamente, o limite entre a brecha e o basalto ...	73
Figura 16 – Fotografia de sistemas de fraturas irregulares e descontínuas subverticais da porção mediana-inferior do nível maciço central	74
Figura 17 – Fotografia de sistema de fraturas regulares e contínuas subverticais, delimitando prismas com até 4 lados (um deles é apontado pela seta vermelha) da porção mediana-superior do nível maciço central	75
Figura 18 – Fotografia de geodo preenchido parcialmente por quartzo na porção mediana-superior do nível maciço central. Notar fratura preenchida pelo mesmo material do geodo (seta vermelha).....	76
Figura 19 – Fotografia de geodo preenchido parcialmente por quartzo na porção mediana-superior do nível maciço central	76
Figura 20 – Fotografia de cilindros de vesículas (<i>vesicle cylinders</i>) vistos em perfil no nível maciço central.....	78
Figura 21 – Fotografia de cilindro de vesícula visto em planta. Amígdalas preenchidas por calcedônia.....	78
Figura 22 – Fotografia de cilindro de vesícula visto em planta. Notar vesículas e amígdalas alongadas com disposição helicoidal, subparalelas à borda do cilindro, preenchidas por celadonita e calcedônia	79

Figura 23 – Fotografia do nível vesicular de topo. Notar fratura subhorizontal apontada pela seta vermelha e geodos apontados pelas setas azuis	80
Figura 24 – Fotografia dos geodos com formato de capela preenchidos parcialmente por quartzo, no nível vesicular de topo.....	81
Figura 25 – Fotografia dos geodos da população B do nível vesicular de topo. Observa-se preenchimento zonado concêntrico no geodo 2, com quartzo (Qz) ao centro e calcedônia (Cd) na borda. Os geodos da direita são preenchidos completamente por quartzo (Qz).....	82
Figura 26 – Fotografia de um geodo da população B do nível vesicular de topo, apresentando preenchimento zonado concêntrico com quartzo (Qz) ao centro, opala (Op) e calcedônia (Cd) na borda	83
Figura 27 – Fotografia de detalhe de um geodo da população B do nível vesicular de topo. Observa-se preenchimento zonado concêntrico apresentando da borda para o centro: esmectita (Es), calcedônia (Cd), opala (Op) e quartzo (Qz)	83
Figura 28 – Fotografia de um geodo da população B do nível vesicular de topo preenchido por calcedônia (Cd) e quartzo (Qz). Observar reentrância de basalto no geodo	84
Figura 29 – Fotografia de amígdala da população C do nível vesicular de topo preenchida parcialmente por quartzo (Qz)	85
Figura 30 – Fotografia de amígdala da população C do nível vesicular de topo preenchida totalmente por mais de uma geração de calcedônia (Cd)	85
Figura 31 – Fotografia de amígdala da população C do nível vesicular de topo preenchida totalmente por heulandita (Hd)	86
Figura 32 – Fotografia de vesículas e amígdalas da população D (menores) em meio à população C (maiores) do nível vesicular de topo. Observar banda de argilominerais (Ar) na borda de amígdala preenchida por quartzo (Qz) da população D. Notar preenchimento zonado concêntrico na amígdala da população C, com quartzo (Qz) ao centro e calcedônia (Cd) na borda	87

Figura 33 – Fotografia de vesículas e amígdalas da população <i>D</i> em meio à população <i>C</i> no nível vesicular de topo. Observar preenchimento zonado concêntrico na amígdala da população <i>C</i> , com quartzo (Qz) ao centro e calcedônia (Cd) na borda	87
Figura 34 – Fotografia de trilhas de vênulas interligando as amígdalas da população <i>C</i> do nível vesicular de topo	88
Figura 35 – Fotografia de detalhe da Figura 34 mostrando uma vênula de calcedônia interligando as amígdalas (com mesmo preenchimento) da população <i>C</i> do nível vesicular de topo	89
Figura 36 – Fotografia de lençol de vesículas em meio à população <i>E</i> do nível vesicular de topo	90
Figura 37 – Fotografia do basalto oxidado do derrame B. Notar fraturas regulares e contínuas que formam prismas estreitos.....	92
Figura 38 – Fotografia de brecha basáltica-calcítica com calcita compondo o cimento e preenchendo as vênulas	93
Figura 39 – A) Fotografia da brecha basáltica-quartzosa; B) detalhe da brecha basáltica-quartzosa exibindo clastos angulosos de basalto; C) cavidade preenchida por quartzo	95
Figura 40 – A) Veio preenchido por calcita. Notar brecha na base do veio; b) representação esquemática do veio. Clastos de basalto em cinza e siltito preenchendo a microfratura em amarelo	96
Figura 41 – Fotografia de zona de cisalhamento na porção mediana-superior do nível maciço central.....	97
Figura 42 – Fotografia de corpo de brecha basáltica-siltosa com geometria irregular	98
Figura 43 – A) Fotografia do dique clástico preenchido por silte com argilomineral preto nas bordas; B) representação esquemática do dique clástico (rosa), com detalhe para fragmentos de basalto (cinza) e cavidades (marrom).....	99

Figura 44 – Fotografia da brecha basáltica-arenosa com clastos de basalto vesicular e matriz de areia fina branca.....	100
Figura 45 – Peperito composto por clastos subarredondados de basalto compostovesicular e matriz de siltito creme avermelhado. Bordas de reação ao redor dos clastos são observadas	101
Figura 46 – Fotomicrografia em luz transmitida polarizada (LP) da textura microporfirítica de basalto do nível vesicular de base. Labradorita (Lb), augita (Ag) e minerais opacos (Op).....	103
Figura 47 – Fotomicrografia (LP) de microfenocristal labradorita (Lb) em basalto do nível vesicular de base. Notar padrão conjugado de fraturas intergranulares preenchidas por argilominerais	104
Figura 48 – Fotomicrografia (LP) de microfenocristal augita (Ag) com fraturas preenchidas por minerais opacos (Op), em basalto do nível vesicular de base. Notar labradorita (Lb).....	105
Figura 49 – Fotomicrografia em luz natural (LN) de mineral opaco em basalto do nível vesicular de base. Notar inclusão de labradorita	106
Figura 50 – Fotomicrografia (LP) de amígdala em basalto do nível vesicular de base preenchida, da borda para o centro, por calcedônia (Cd), esmectita (Es), quartzo (Qz) e carbonato (Cb)	107
Figura 51 – Fotomicrografia (LP) de amígdala em basalto do nível vesicular de base preenchida por quartzo (Qz) nas bordas.....	107
Figura 52 – Fotomicrografia (LP) de amígdala em basalto preenchida clorita, observada no nível vesicular de base	108
Figura 53 – Fotomicrografia (LP) de amígdala em basalto preenchida por carbonatos (Cb) do nível vesicular de base	109
Figura 54 – Fotomicrografia (LP) de amígdala preenchida com carbonato (Cb) com feição de coalescência no nível vesicular de base.....	109

Figura 55 – Fotomicrografia (LP) da textura subafírica do basalto da porção mediana-inferior do nível maciço central. Labradorita (Lb), augita (Ag) e minerais opacos (Op).....	110
Figura 56 – Fotomicrografia (LP) de basalto com textura subafírica. Notar cristais de labradorita (Lb) com geminação e manto de cristalização (MC). Porção mediana-inferior do nível maciço central.....	111
Figura 57 – Fotomicrografia (LP) de microfenocristais fraturados de labradorita (Lb) da porção mediana-inferior do nível maciço central.....	112
Figura 58 – Fotomicrografia (LP) de microfenocristais de labradorita (Lb) e augita (Ag) apresentando estrutura de fluxo. Porção mediana-inferior do nível maciço central.....	112
Figura 59 – Fotomicrografia (LN) de minerais opacos (Op) da primeira geração....	113
Figura 60 – Fotomicrografia (LP) de minerais opacos (Op) da segunda geração com inclusões de labradorita (Lb) e augita (Ag), em basalto da porção mediana-inferior do nível maciço central.....	114
Figura 61 – Fotomicrografia (LN) de mesóstase (Ms) em basalto da porção mediana-inferior do nível maciço central.....	114
Figura 62 – Fotomicrografia (LP) de basalto microporfírica com textura intergranular da porção mediana-superior do nível maciço central. Labradorita (Lb), augita (Ag), minerais opacos Ti (Op).....	115
Figura 63 – Fotomicrografia (LP) de microfenocristal de labradorita (Lb) em basalto da porção mediana-superior do nível maciço central.....	116
Figura 64 – Fotomicrografia (LP) de microfenocristal de labradorita (Lb) com zonamento (indicado pela seta vermelha) em basalto da porção mediana-superior do nível maciço central.....	116
Figura 65 – Fotomicrografia (LP) indicando microfenocristais de labradorita (Lb) e augita (Ag) orientados, sugerindo orientação de fluxo, em basalto da porção mediana-superior do nível maciço central.....	117

Figura 66 – Fotomicrografia (LP) de microfenocristais de augita (Au) em basalto da porção mediana-superior do nível maciço central. Notar microfenocristal de labradorita (Lb).....	118
Figura 67 – Fotomicrografia (LN) de mineral opaco da primeira geração, com hábito octaédrico, em basalto da porção mediana-superior do nível maciço central	119
Figura 68 – Fotomicrografia (LP) de amígdala preenchida por celadonita (Cl) no centro e quartzo (Qz) nas bordas, em cilindro de vesículas na porção mediana-superior do nível maciço central.....	121
Figura 69 – Fotomicrografia (LP) de amígdalas preenchidas por celadonita (Cl) nas bordas e e quartzo (Qz) ao centro, em cilindro de vesículas em basalto da porção mediana-superior do nível maciço central.....	121
Figura 70 – Fotomicrografia (LP) de amígdala preenchida por quartzo no centro e calcedônia (Cd) nas bordas, presente em cilindro de vesículas em basalto da porção mediana-superior do nível maciço central.....	122
Figura 71 – Fotomicrografia (LP) de amígdala preenchida por calcedônia (Cd), em cilindro de vesículas em basalto da porção mediana-superior do nível maciço central	122
Figura 72 – Fotomicrografia (LP) de detalhe de uma amígdala monominerálica de quartzo fibrorradiado (QzF) em cilindro de vesículas na porção mediana-superior do nível maciço central.....	123
Figura 73 – Fotomicrografia (LN) de amígdala preenchida por esmectita (Es) no centro e calcedônia (Cd) nas bordas, em cilindro de vesículas em basalto da porção mediana-superior do nível maciço central.....	123
Figura 74 – Fotomicrografia (LP) de basalto com textura equigranular subofítica do nível vesicular superior. Labradorita (Lb), augita (Ag) e minerais opacos (Op).....	124
Figura 75 – Fotomicrografia (LP) de basalto om textura hipohialina do nível vesicular de topo. Em detalhe, no círculo branco, cristal isolado por mesóstase (Ms). Labradorita (Ab), augita (Ag), minerais opacos (Op).....	125

Figura 76 – Fotomicrografia (LN) de mesóstase (Ms) intersticial em basalto do nível vesicular de topo	126
Figura 77 – Fotomicrografia (LP) de amígdalas preenchidas, da borda para o centro, por calcedônia (Cd), esmectita (Es) e quartzo (Qz) (1 e 2), e por calcedônia (Cd), esmectita (Es) e mesóstase (Ms), em basalto do nível vesicular de topo	126
Figura 78 – Fotomicrografia (LP) de microvênula preenchida por carbonatos (Cb) nas bordas e quartzo (Qz) ao centro, em basalto do nível vesicular de topo.....	127
Figura 79 – Fotomicrografia (LN) de amígdala preenchida por calcedônia, interligada por microvênula de mesma composição, em basalto do nível vesicular de topo	128
Figura 80 – Fotomicrografia (LN) de cimento calcítico (Cc) e clorita (Ze) em brecha basáltica-calcítica	130
Figura 81 – Fotomicrografia (LP) de microvênula preenchida por carbonato (Cb) no centro e clorita (Cl) nas bordas, em brecha basáltica-calcítica	131
Figura 82 – Fotomicrografia (LP) de cimento calcítico (Cc) envolto pelo cimento de clorita (Cl) em brecha basáltica-calcítica	131
Figura 83 – Fotomicrografia (LP) de microfenocristal de labradorita com cristalização de opacos (Op) e clorita (Cl) em clasto de basalto em brecha basáltica-calcítica...	132
Figura 84 – Fotomicrografia (LP) de clasto de basalto com amígdalas preenchidas por quartzo (Qz) ou mesóstase (Ms) no centro e clorita (Cl) nas bordas, em brecha basáltica-calcítica	132
Figura 85 – Fotomicrografia (LP) de amígdala em clasto de basalto preenchida por carbonatos (Cb) e clorita (Cl) em brecha basáltica-calcítica	133
Figura 86 – Fotomicrografia (LP) do contato entre a matriz fina e muito fina	134
Figura 87 – Fotomicrografia (LP) cimento carbonático (Cb) e cimento de clorita (Cl) em meio a matriz fina da brecha basáltica-siltosa.....	135
Figura 88 – Fotomicrografia (LP) da matriz fina envolvendo clasto de basalto vesicular	136

Figura 89 – Fotomicrografia (LP) de parte de clasto de basalto em contato com matrizes muito fina e fina. Notar amígdala preenchida por clorita (Cl) nas bordas e quartzo (Qz) ao centro	136
Figura 90 – Fotomicrografia (LP) de amígdala em clasto de basalto preenchida por carbonatos (Cb) ou quartzo (Qz), com clorita (Cl) na borda, em brecha basáltica-siltosa	137
Figura 91 – Fotomicrografia (LP) de amígdala em clasto de basalto preenchida pela associação de clorita (Cl) em brecha basáltica-siltosa.....	137
Figura 92 – Fotomicrografia (LP) da matriz de peperito com granulação fina composta por quartzo (Qz) e muscovita (Mc). Notar cimento carbonático (Cb)	138
Figura 93 – Fotomicrografia (LP) de peperito com matriz muito fina, formada por quartzo (Qz) e muscovita (Mc). Cimento é formado por carbonatos (Cb)	139
Figura 94 – Fotomicrografia (LN) de amígdala preenchida por carbonatos (Cb) e sedimentos (Sed) em clasto de basalto presente nos peperitos	140
Figura 95 – Fotomicrografia (LP) do contato entre o clasto de basalto e a matriz do peperito. Notar cimento carbonático (Cb).....	141
Figura 96 – Fotomicrografia (LP) do contato entre o clasto de basalto e a matriz do peperito. Notar orientação das lamelas de muscovita (Mc), paralelas ao contato. Quartzo (Qz), cimento carbonático (Cb).....	141
Figura 97 – Fotomicrografia (LP) de microvênula retilínea preenchida por carbonatos (Cb) em meio a matriz com granulação muito fina	142
Figura 98 – Fotomicrografia (LP) de microvênulas irregulares preenchidas por carbonatos (Cb) que se ramificam até amígdalas preenchidas pelo menos mineral	142

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Principais parâmetros químicos para classificação dos magmas-tipo da PMP	41
Tabela 2 – Síntese das principais características dos diferentes níveis do derrame Salto Segredo.....	90
Tabela 3 – Relação entre os diferentes níveis do derrame Salto Segredo, presença de microfenocristais, porcentagem dos minerais componentes, mesóstase e amígdalas.....	128
Tabela 4 – Relação entre os diferentes níveis do derrame salto segredo e o tamanho dos cristais que compõem a rocha.....	129

RESUMO

O derrame Salto Segredo localiza-se a sudoeste do Estado do Paraná, entre os municípios de Reserva do Iguaçu e Magueirinha, na localidade conhecida como Salto Segredo. O derrame possui aproximadamente 40 m de espessura e é composto majoritariamente por labradorita, augita, minerais opacos e mesóstase. Pode ser dividido em três níveis internos de acordo com suas características estruturais, texturais e padrão de fraturas. (1) Nível vesicular de base, caracterizado pela textura ofítica e padrão irregular de fraturas; (2) Nível maciço central, o mais espesso do derrame, pode ser subdividido em duas porções de acordo com o padrão de fraturas: porção mediana-inferior, com fraturas irregulares e descontínuas subverticais; e porção mediana-superior, que apresenta fraturas regulares e contínuas subverticais, com traçados retilíneos ou sigmoidais; (3) Nível vesicular de topo, que contém diferentes populações de vesículas, amígdalas e geodos. Em direção ao topo do nível o tamanho das cavidades diminui, aumentando, porém, a abundância destas. Quartzo predomina nos geodos. As amígdalas são preenchidas mais comumente por quartzo, calcita, calcedônia, celadonita e subordinadamente heulandita, apofilita e estilbita. A presença de cilindros de vesículas (*vesicle cylinders*), zonas vesiculares horizontais, lençóis de vesículas (*vesicle sheets*) e amígdalas e geodos achatados sugerem a atuação de processos de inflação durante a formação do derrame Salto Segredo. Brechas e peperitos associam-se ao derrame. São identificados quatro tipos de brecha: brechas basáltica-calcítica e basáltica-quartzosa (intraderrame), e brechas basáltica-siltosa e basáltica-arenosa (interderrame). A gênese das brechas intraderrame está ligada a pressão de fluidos e processos tectônicos, enquanto que a formação das brechas interderrame é resultante da interação entre processos ígneos e sedimentares. A presença de basaltos associados a brechas com matriz sedimentar e peperitos indica contemporaneidade entre magmatismo e sedimentação.

Palavras-chave: Basaltos. Brechas. Peperitos. Morfologia de derrames. Província Magmática do Paraná – PMP.

ABSTRACT

The Salto Segredo flow is located at southeastern Paraná State, between Reserva do Iguaçu and Mangueirinha cities, in the Salto Segredo locality. The flow is approximately 40 m thick and is composed by labradorite, augite, opaque minerals and mesostasis. The flow can be divided into three internal levels, according to its structural and textural characteristics and fractures pattern. (1) Base vesicular level is characterized by the ophitic texture and irregular pattern of fractures; (2) Center massive level, the thicker in the flow, can be divided into two portions according to fractures patterns: lower-median portion, with subvertical, irregular and discontinuous fractures; and upper-median portion, which presents subvertical, continuous and regular fractures, with rectilinear or sigmoidal tracks; (3) Top vesicular level contains different vesicles, amygdules and geodes. Towards the top of the level there is a decrease in cavities size, increasing, although, their abundance. Quartz predominates in the geodes. The amygdules are commonly filled by quartz, calcite, calcedony, celadonite, secondarily heulandite, apophyllite and stilbite. The presence of vesicle cylinders, horizontal vesicular zones, vesicle sheets and flat amygdules and geodes indicates that inflation process may be involved during the formation of the Salto Segredo flow. Breccias and peperites are associated to the flow. It can be identified four types of breccia: basaltic-calcitic and basaltic-quartz breccias (intra-flow), basaltic-silty and basaltic-sandy breccias (inter-flow). The genesis of the intra-flow types is related to fluid pressure and tectonics, while the formation of the inter-flow breccias results from the interaction between igneous and sedimentary process. The presence of basalts associated to breccias with sedimentary matrix and peperites indicates contemporaneity between magmatism and sedimentation.

Key-words: Basalts. Breccias. Peperites. Flow morphology. Parana Magmatic Province – PMP.

1 INTRODUÇÃO

1.1 OBJETIVO GERAL

A maioria dos trabalhos desenvolvidos na Província Magmática do Paraná (PMP) enfoca essencialmente aspectos petrológicos, geoquímicos e isotópicos. Os trabalhos sobre a estruturação interna dos derrames e a descrição e classificação dos diferentes litotipos associados, bem como a interação entre os derrames e os sedimentos, ainda são minoria, porém já estudados por importantes pesquisadores.

O escopo geral do trabalho é a definição dos processos físicos de geração dos derrames e dos processos de extravasamento da lava em superfície, que deram origem ao derrame Salto Segredo. Para tanto, o estudo concentra-se na descrição das feições internas de uma parte do derrame Salto Segredo, com base no padrão de resfriamento e variações estruturais, texturais e minerais, principalmente as indicativas de processos de inflação e feições de segregação.

1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Os objetivos específicos do trabalho consistem em:

- Realizar a caracterização morfológica e mineralógica das zonas internas da porção estudada do derrame Salto Segredo;
- Descrever o padrão textural, mineral e as estruturas presentes no derrame Salto Segredo;
- Reconhecer e descrever os litotipos inter e intraderrame e sua relação estratigráfica com o derrame;
- Descrever petrograficamente os litotipos formadores do derrame e os associados a este;
- Criar um perfil esquemático do derrame;

- Reconhecer e descrever as estruturas indicativas de processos de inflação e feições de segregação no derrame Salto Segredo

1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo localiza-se no Terceiro Planalto Paranense, na região sudoeste do Estado do Paraná, nos limites do município de Mangueirinha (Figura 1), próximo à Usina Hidrelétrica (UHE) Governador Ney Aminthas de Barros Braga, popularmente conhecida como UHE Salto Seredo, que inspirou o nome do derrame em estudo. A área é delimitada pelas coordenadas geográficas 52°5' e 52°8' W e 25°45' e 25°48' S.

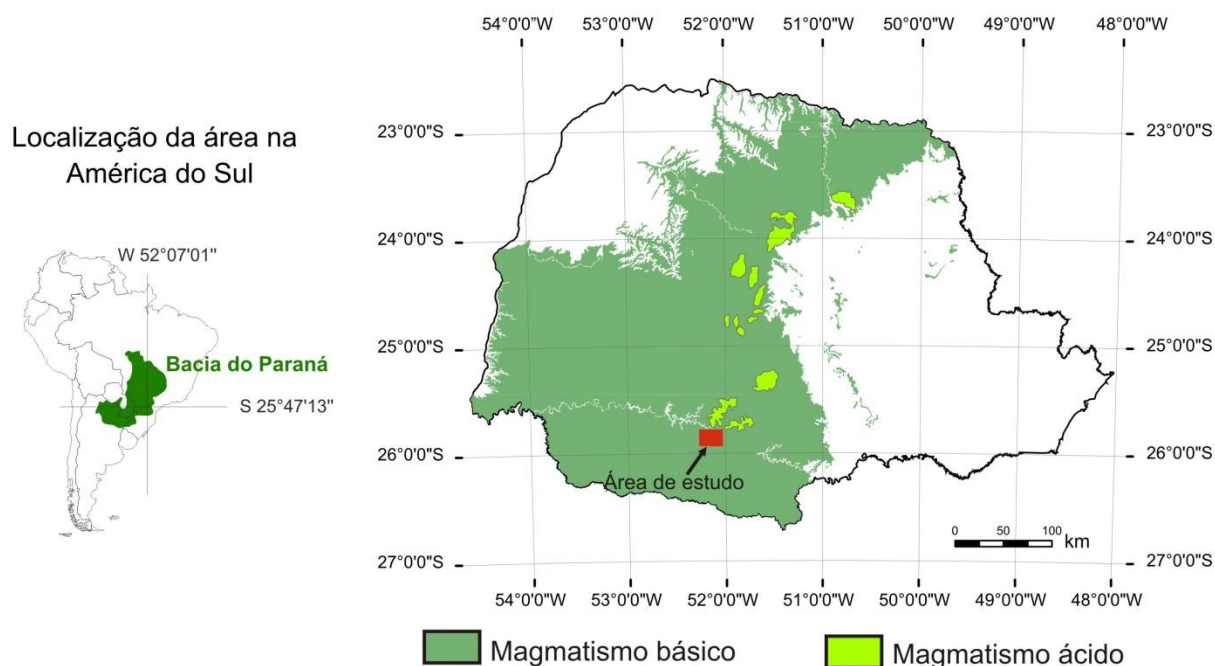


FIGURA 1 – ESBOÇO DA PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ – PMPNO ESTADO HOMÔNIMO COM A LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

FONTE: ADAPTADO DE CPRM (2008)

O acesso à área, partindo-se de Curitiba, pode ser feito pela BR-277, passando por Irati. Outro acesso possível é pela BR-373, via Ponta Grossa, até a localidade de Relógio, seguindo-se a partir daí pela BR-277. Nas proximidades de Três Pinheiros

segue-se pela BR-373 até o município de Paz, onde se dirige para a estrada que leva a Foz do Jordão e Reserva do Iguaçu (Figura 2).

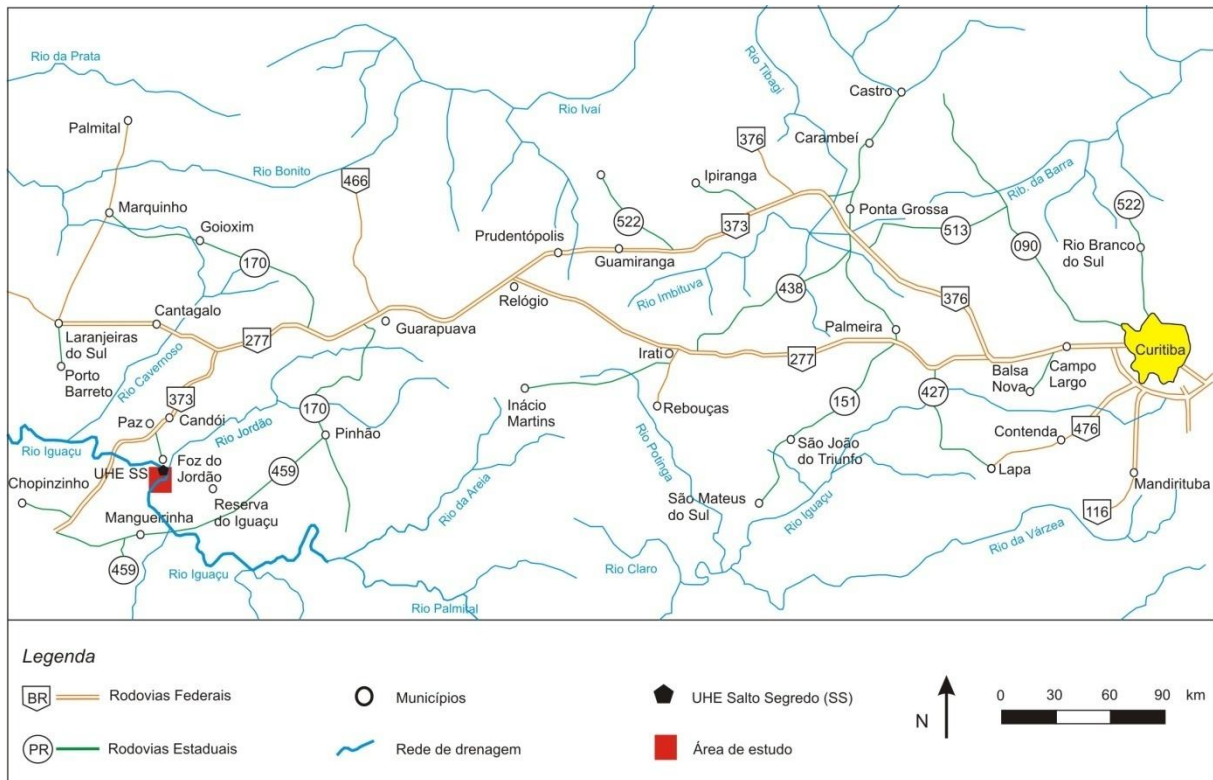


FIGURA 2 – MAPA COM A LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E AS VIAS DE ACESSO PARTINDO-SE DE CURITIBA
FONTE: ADAPTADO DE MAPA RODVIÁRIO PARANÁ, DNIT (2002)

2 MATERIAL E MÉTODOS DE TRABALHO

Para identificar os processos físicos de geração do derrame Salto Segredo, as investigações foram organizadas nas seguintes etapas principais: compilação de informações da literatura sobre o tema em questão e reunião de material de apoio ao campo e escritório que permitissem auxílio no reconhecimento geológico da região; mapeamento em campo das unidades geológicas e coleta sistemática de amostras representativas dos níveis do derrame; e caracterização petrográfica dos litotipos formadores do derrame e litotipos associados.

As referidas etapas são detalhadas a seguir.

2.1 AQUISIÇÃO E COMPILAÇÃO DOS DADOS

A etapa inicial de desenvolvimento da pesquisa compreendeu o levantamento de dados na literatura sobre derrames de lava basáltica, morfologia e estruturação interna dos derrames e classificação dos diferentes tipos de produtos da interação lava-sedimento. Inclui também a revisão de trabalhos anteriores sobre a área em estudo. No entanto, a consulta a trabalhos específicos sobre o tema em questão foi realizada durante todas as etapas de desenvolvimento do trabalho.

Para o reconhecimento geológico da área foi utilizado o Mapa Geológico do Paraná, elaborado pela Mineropar em 2006.

Foi realizada análise de fotografias aéreas nas escalas 1:70.000 e 1:25.000, obtidas pelo Instituto de Terra e Cartografia do Paraná (ITC-PR) no ano de 1980, para o reconhecimento de estruturas regionais. Nesta etapa foram traçados os principais elementos de relevo, como quebras positivas e negativas, lineamentos estruturais e rede de drenagem.

O reconhecimento preliminar da região foi feito por meio de folhas topográficas, a fim de identificar os locais de acesso, auxiliar nas atividades de campo e localizar os afloramentos estudados e amostrados. Foram utilizadas as folhas topográficas de

Mangueirinha (SG. 22-V-D-IV/4 MI-2851/4) e Candói (SG.22-V-D-IV-2 MI-2851-2), na escala 1:50.000, levantadas pelo Serviço Geográfico do Departamento de Engenharia e Comunicações do Ministério do Exército (Brasil), no ano de 1979.

2.2 LEVANTAMENTO GEOLÓGICO

De 23 a 27 de abril de 2007 foi realizada a primeira etapa de campo, com vistas ao reconhecimento geológico da área em apreço. Nesta fase foram identificados e descritos os tipos litológicos aflorantes, escolha da área a ser detalhada bem como discussão e unificação dos conceitos importantes.

A segunda etapa de campo foi realizada entre os dias 25 e 31 de janeiro de 2008, com objetivo de delimitar os derrames aflorantes na área de estudo, com ênfase no derrame Salto Segredo. Os litotipos reconhecidos foram descritos em detalhe e posicionados espacial e estratigraficamente por meio da associação das coordenadas geográficas.

As amostras coletadas em campo foram nomeadas de acordo com as iniciais da região de coleta (SS, de Salto Segredo), seguido da ordem numérica em que foram coletadas e do número do afloramento. Desta forma, a amostra *SS 07/1* se refere à sétima amostra coletada no afloramento número um da região de Salto Segredo.

O perfil principal do derrame Salto Segredo foi elaborado com a técnica de visadas a partir de uma bússola Brunton com clinômetro associado, ao longo de aproximadamente 3 km da Rodovia Dois Pinheiros-Mangueirinha, nas proximidades da UHE Salto Segredo.

A localização geográfica e a altitude dos derrames identificados na região foram determinadas a partir de coordenadas (latitude e longitude) obtidas com aparelho GPS da marca Garmin modelo eTrex Vista.

O modelo digital de terreno e o mapa hipsométrico da região de Salto Segredo foram confeccionados no *software* AutoCAD 2007, a partir da vetorização dos principais elementos cartográficos e de relevo presentes nas folhas topográficas.

2.3 PETROGRAFIA

Vinte e cinco amostras de rocha, incluindo basaltos, brechas e peperitos, foram selecionadas para a petrografia, tendo como critério a posição no derrame, variações representativas na textura e estrutura e presença de minerais secundários preenchendo cavidades.

As amostras selecionadas para petrografia foram enviadas ao Laboratório de Laminação Petrográfica – LAMIN, do Departamento de Geologia, da Universidade Federal do Paraná – UPFR, para a confecção de lâminas delgadas. Estas foram analisadas em microscópio petrográfico binocular de luz transmitida da marca Olympus, modelo BX60, no Laboratório de Análise de Minerais e Rochas – LAMIR, também pertencente ao Departamento de Geologia. Durante a descrição das rochas, fotomicrografias representativas das texturas e estruturas e dos principais minerais primários e secundários foram capturadas pela câmera Olympus PM20, acoplada ao microscópio, por meio do *software Image Pro-Plus*.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1 BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná, cujo nome deriva do Rio Paraná, que corre paralelamente ao seu eixo maior, tem formato alongado com direção NNE-SSW, possuindo 1750 km de comprimento por 900 km de largura. A área total da bacia é de 1,7 milhões km², estendendo-se pelo Brasil, Paraguai, Uruguai e Argentina, local onde recebe o nome de Bacia Chaco-Paraná. O Brasil abrange a maior porção da bacia, contando com 1,1 milhões de km² em seu território (ZALÁN *et al.*, 1988 e 1990) (Figura 3).

Desenvolvida sobre crosta intracratônica, a Bacia do Paraná possui rochas sedimentares que são produtos da superposição de estratos depositados em, no mínimo, três ambientes tectônicos diferentes. Em território brasileiro, dois terços da bacia são cobertos por rocha ígnea extrusiva de composição predominantemente básica, atingindo espessuras de até 1300 m, que se somados às soleiras atingem até 2000 m de espessura de rochas ígneas. A espessura somada das rochas sedimentares e vulcânicas da bacia ultrapassa 6000 m (ZALÁN *et al.*, 1988, 1990).

Bigarella & Salamuni (1967) afirmam que a extensão original da Bacia do Paraná era maior, tendo como base dados de paleocorrentes da Formação Furnas, que apontam para fora da atual borda N-NW, com possível conexão com as bacias do Parnaíba e Amazonas.

O limite norte da Bacia do Paraná é dado pelo Arco de Goiânia/Alto Parnaíba, estrutura com direção NW-SE, em que se instalaram corpos alcalinos e kimberlíticos. O limite oeste da Bacia do Paraná é dado pelo Arco de Assunção, uma flexura positiva com direção N-S gerada como consequência de processos orogênicos no cinturão andino. O Arco de Ponta Grossa configura um soerguimento da crosta com direção NW-SE, acompanhado pela injeção de diques e soleiras, e marca o limite leste da bacia.



FIGURA 3 – MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA BACIA DO PARANÁ (ASSINALADO EM AMARELO) NA AMÉRICA DO SUL
FONTE: ZALÁN ET AL. (1990)

O limite sul é representado pelo Arco de Rio Grande, uma estrutura com direção NW-SE originada a partir de falhas antigas e profundas. Zalán *et al.* (1990) interpretam estes limites como de natureza erosiva ou de origem tectônica, correspondendo a grandes arqueamentos possivelmente relacionados a reativações dos antigos sistemas de falha.

O embasamento aflorante da bacia é constituído na margem E-SE pelas faixas móveis Dom Feliciano e Ribeira; na margem N-NE pela faixa móvel Uruaçu e maciços Guaxupé e Goiás; na margem W-NW pela faixa de dobramento Paraguai-Araguaia (ZALÁN *et al.*, 1990).

3.1.1 Origem e Evolução Tectônica da Bacia do Paraná

A origem da Bacia do Paraná está relacionada com os processos responsáveis pela subsidência e acomodação das rochas sedimentares. Segundo Fúlfaro *et al.* (1982), um conjunto de calhas aulacogênicas, orientados na direção NW-SE, constitui o embasamento da Bacia do Paraná. Zalán *et al.* (1990) atribuem a origem da bacia a um resfriamento litosférico, não descartando, porém, a possibilidade de que um estiramento crustal tenha dado início à subsidência. Segundo Milani (2004) a subsidência inicial da Bacia do Paraná, no Eopaleozóico, relaciona-se à reativação transtensiva de descontinuidades crustais, associadas à Orogenia Oclóyica, produzindo intenso magmatismo.

Zalán *et al.* (1990) descrevem três fases principais de subsidência da Bacia do Paraná. A primeira fase ocorreu devido ao arrefecimento dos esforços e “esfriamento” da crosta, no final do ciclo Brasileiro, possibilitando a deposição das seqüências Siluriana e Devoniana.

A segunda fase de subsidência desenvolveu-se em consequência da sobrecarga das geleiras continentais, seguida pelo peso dos sedimentos provenientes do ciclo transgressivo-regressivo do Permo-Carbonífero. A primeira e a segunda fase de subsidência foram interrompidas por soerguimentos associados à Orogenia Herciniana. A terceira fase (Neojurássico e Eocretáceo) foi gerada pelo peso das lavas basálticas.

Inúmeras zonas de fraqueza, controladas por *trends* herdados do embasamento, são representadas por feições lineares com orientação NE-SW, derivadas dos cinturões móveis do Brasileiro e Faixa Paraguai-Araguaia, e orientação NW-SE, provavelmente derivados da Faixa móvel Uruaçu. Subordinadamente ocorrem

lineamentos com direção EW, sugerindo ligação com as zonas de fratura oceânicas, que possuem a mesma direção (ZALÁN *et al.*, 1990).

O Arco de Ponta Grossa configura uma reentrância na borda oriental da bacia e foi originado no Mesozóico como uma resposta flexural da crosta à sobrecarga de sedimentos. O soerguimento inicial que deu origem à feição está relacionado com a fragmentação inicial entre a América do Sul e África (ZALÁN *et al.*, 1990).

Segundo Almeida *et al.* (1980), a Bacia do Paraná é uma unidade geotectônica autônoma, e foi formada a partir de uma sinéclise complexa desenvolvida entre o Paleozóico e o Jurássico, que evolui para uma anfíclise, causada por uma anomalia térmica, após o evento vulcânico compreendido no Jurássico Superior.

Marques *et al.* (1993) preconizam a existência de um rifte central na Bacia do Paraná, caracterizado como uma proeminente depressão pré-devoniana limitada por falhas normais e uma série de *horsts e grabens*.

Milani (1997) relaciona a subsidência inicial da Bacia do Paraná e a deposição das unidades iniciais à reativação transtensiva de discontinuidades crustais, associado à Orogenia Oclóyica. O regime de reativação transtensivo parece ter favorecido localmente a geração de magma. O basalto Três Lagoas é um provável representante desta fase, sendo considerado como precursor do magmatismo na Bacia do Paraná.

O basalto Três Lagoas foi datado por York (2003) por meio do método Ar/Ar em plagioclásio, chegando à idade de 443 ± 10 Ma.

Datações Re/Os realizadas por Kirk *et al.* (2008) revelam idades de aproximadamente 130 Ma para os basaltos da Bacia do Paraná, coincidente à época de máxima atividade eruptiva na bacia.

3.1.2 Sedimentação e Estratigrafia da Bacia do Paraná

O registro estratigráfico da Bacia do Paraná documenta progressiva continentalização dos sistemas deposicionais. Ambiente marinho é registrado do Neo-Ordoviciano até o Carbonífero, uma vez que a bacia configurava um amplo golfo aberto ao oceano Panthalassa (MILANI, 2004). Os orógenos paleozóicos interromperam a conexão a oeste e sudoeste da bacia com o oceano, cessando a sedimentação marinha.

No Mesozóico há formação de extensos desertos, e uma série de intrusões magmáticas instalaram-se no embasamento da bacia, na forma de diques e soleiras, como reflexo da ruptura do Gondwana (MILANI e RAMOS, 1998). A sobrecarga litostática gerada pelo extravasamento das lavas basálticas no Mesozóico propiciou espaço para acomodação de sedimentos, no Neo-Cretáceo, configurando o último episódio de subsidência da Bacia do Paraná (MILANI, 1997).

Um dos primeiros a estudar a Bacia do Paraná foi White, que em 1908 propôs uma subdivisão litoestratigráfica da bacia, que ficou conhecida como Coluna White.

Sanford e Lange (1960) relacionam ciclos de sedimentação e erosão a fenômenos de ampla escala. As transgressões e regressões foram por eles relacionadas aos grandes eventos paleozóicos da margem Gondwânica. As regressões registradas na Bacia do Paraná seriam reflexos destes processos, bem como o conseqüente afluxo de arenito e desenvolvimento de descontinuidades regionais.

Milani e Ramos (1998) e Milani (2004) relacionam as orogenias da borda oeste da plataforma sul-americana à evolução tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. A seqüência estratigráfica mais aceita atualmente para a bacia é a proposta por Milani (1997) (Figura 4), que reconhece seis supersequências compondo o arcabouço estratigráfico da bacia: Rio Ivaí (Caradociano-Landoveriano), Paraná (Lockoviano-Frasniano), Gondwana I (Westfaliano-Scythiano), Gondwana II (Anisiano-Noriano), Gondwana III (Neojurássico-Berriasiano) e Bauru (Aptiano-Maestrichtiano). Estas supersequências documentam sucessivas fases de

acumulação sedimentar que se alternam a fases erosivas, englobadas no intervalo 450 a 65 Ma (Figura 5).

A Supersequência Rio Ivaí, de acordo com Milani (1997), representa o primeiro ciclo de sedimentação fanerozóica, compreendendo as rochas sedimentares mais antigas da bacia. O registro inclui conglomerados (Formação Alto Garças), diamictitos (Formação Iapó), siltitos e folhelhos fossilíferos (Formação Vila Maria). Os folhelhos indicam a superfície de máxima inundação do ciclo ordovício-siluriano. A ocorrência de basaltos da Formação Três Lagoas associados aos sedimentos da Formação Rio Ivaí sugere concomitância entre processos tectônicos e sedimentação. O topo da supersequência é definido por um peneplano gerado por uma superfície de discordância que erodiu intensamente o estrato ordovício-siluriano.

Sobre esta superfície discordante, assenta-se a Supersequência Paraná, apoiada diretamente no embasamento ou sobre unidades sedimentares previamente depositadas. Arenitos continentais-transicionais eodevonianos (Formação Furnas) são recobertos por sedimentos marinhos siltico-argilosos do Emsiano-Frasniano (Formação Ponta Grossa). As rochas sedimentares desta supersequência registram um ciclo transgressivo-regressivo completo de oscilação no nível do Panthalassa. O afogamento rápido da plataforma rasa Furnas pela superfície de máxima inundação do ciclo devoniano está registrado nos folhelhos da Formação Ponta Grossa (MILANI, 1997).

Segundo Milani (1997), o limite Devoniano-Carbonífero registra uma lacuna de cerca de 55 Ma, conhecida como “discordância pré-Itararé” ou “discordância infra-Pensilvaniano”. Esta lacuna deve-se, possivelmente, ao aparecimento e movimentação de geleiras, que configuram mecanismos erosivos e obstáculos ao transporte e acumulação de sedimentos.

A Supersequência Gondwana I tem origem com o degelo da calota gondwânica, onde a sedimentação é retomada e o substrato é fortemente retrabalhado, dando início a um intenso afluxo sedimentar. O Grupo Itararé (Formação Aquidauana na porção norte da bacia) possui 1500 m de espessura e é representante deste

período. É composto predominantemente por diamictitos intercalados a arenitos, com elementos tanto glacioterrestres quanto glaciomarinhos.

Um rearranjo na geometria da bacia provoca a mudança no sentido regional de *onlap* das unidades sedimentares, passando de norte-sul durante a sedimentação do Grupo Itararé para sul-norte quando da acumulação do Grupo Guatá. A conseqüente subida do nível do mar foi interrompida pelo depósito dos sedimentos arenosos da Formação Rio Bonito. Retomada a condição transgressiva deposita-se a Formação Palermo em uma plataforma marinha rasa.

Acima desta sequência acomoda-se uma sessão regressiva com até 1400 m de espessura, correspondendo ao Grupo Passa Dois. Em golfos e baías depositam-se os folhelhos e folhelhos betuminosos da Formação Irati. O afogamento desta última resulta na deposição da Formação Serra Alta, que compreende folhelhos, siltitos e argilitos. Depositam-se então os siltitos e argilitos da Formação Teresina. A Formação Rio do Rasto registra o início da progressiva e irreversível continentalização dos sistemas deposicionais da Bacia do Paraná, representando pelo avanço de sistemas deltaicos, marcando a fase final da Supersequência Gondwana I.

A Supersequência Gondwana II é representada pelas formações Pirambóia e Rosário do Sul. A Formação Pirambóia é composta predominantemente por arenitos finos a médios, depositados em ambiente eólico, enquanto que a Rosário do Sul compreende arenitos finos a médios, siltitos argilosos e lamitos, sendo os dois últimos fossilíferos, acumulados em ambiente flúvio-lacustre com influência de lagos rasos e localizados.

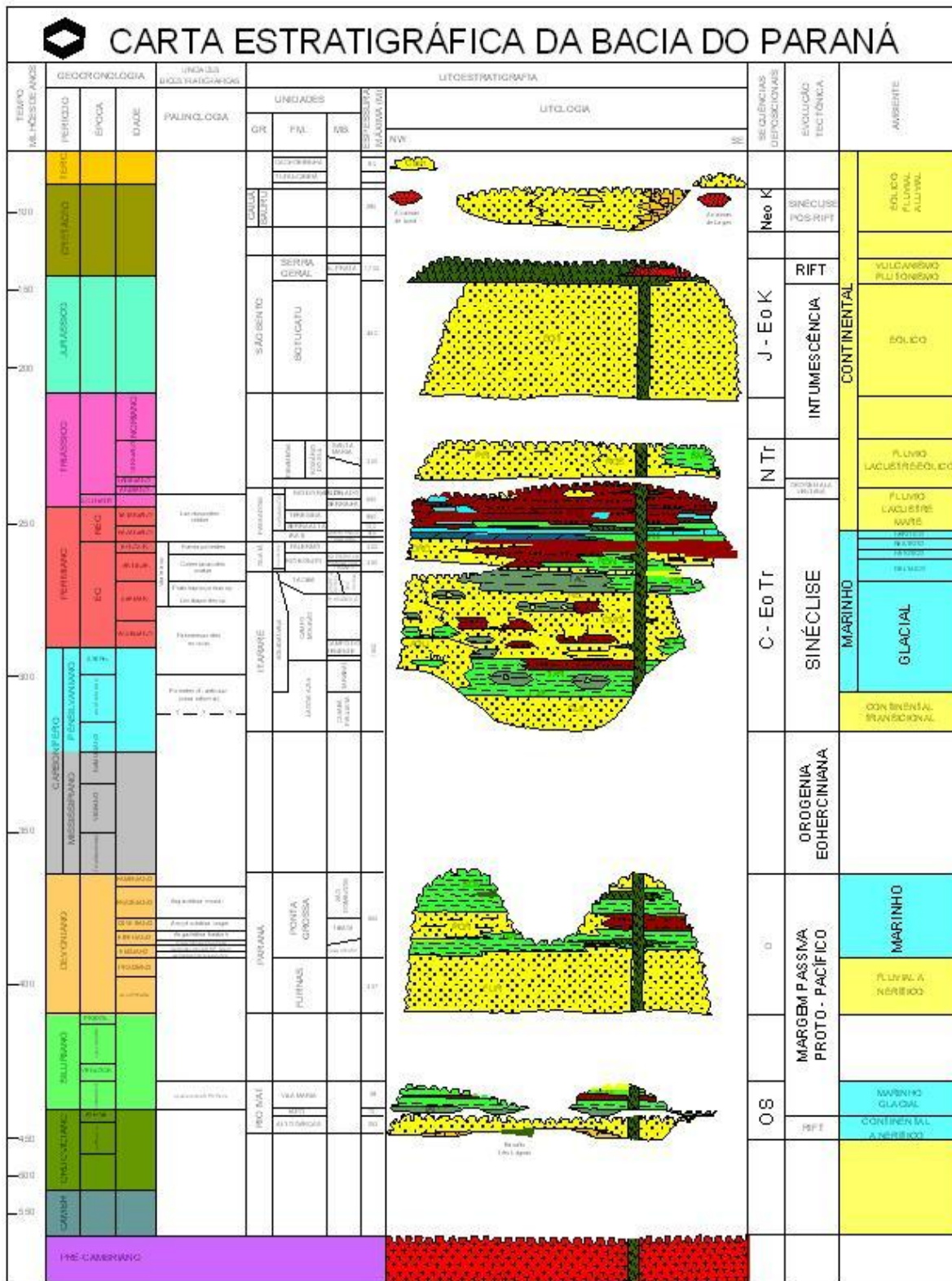


FIGURA 4 – CARTA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO PARANÁ

FONTE: MILANI ET AL. (1994)

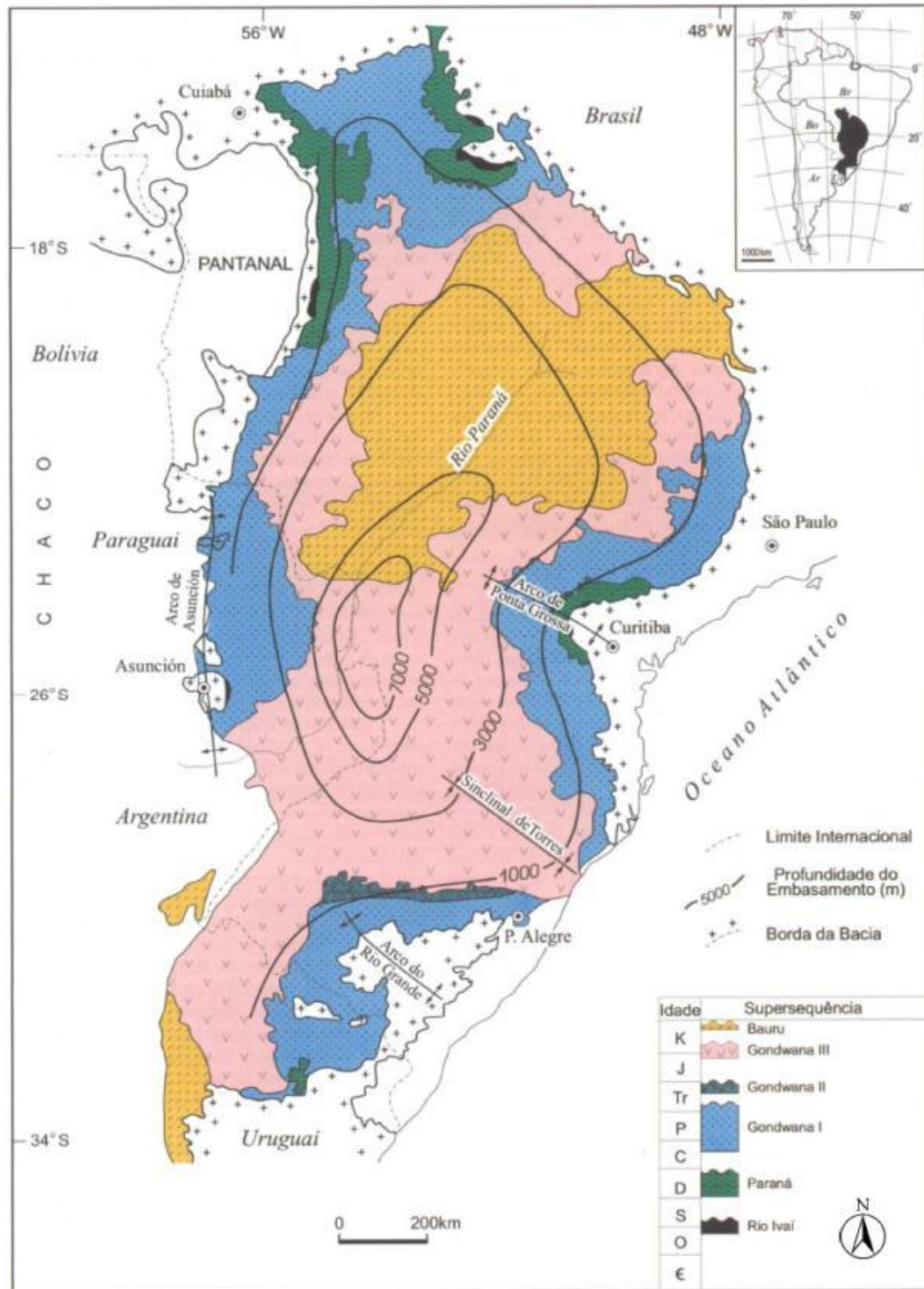


FIGURA 5 – MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DA BACIA DO PARANÁ COM AS SUPERSEQUÊNCIAS PROPOSTAS POR MILANI (1997)

FONTE: MILANI (2004)

A Supersequência Gondwana III registra o desenvolvimento de extensos desertos arenosos com formação de dunas, compreendidos pela Formação Botucatu, composta por arenitos finos a médios bem selecionados. Registra ainda a maior manifestação de vulcanismo fissural em região continental do planeta, dando origem à Formação Serra Geral. Os derrames foram manifestações magmáticas dos estágios iniciais da fragmentação do Gondwana e abertura do Oceano Atlântico Sul. Ambas as formações são reunidas no Grupo São Bento. Na base da Formação Serra Geral, as lavas intercalam-se com arenitos eólicos da Formação Botucatu.

A Supersequência Bauru representa o último evento de subsidência e acomodação sedimentar, encerrando a história deposicional da Bacia do Paraná. É composta por arenitos e conglomerados de ambientes eólicos, fluviais e aluviais do Grupo Bauru.

Para Fernandes e Coimbra (1996), as rochas da Supersequência Bauru não pertencem à Bacia do Paraná. Os autores consideram os grupos Bauru e Caiuá como depositados em uma nova bacia, que foi gerada por subsidência termo-mecânica após o fim das atividades eruptivas do Cretáceo inferior. De acordo com os autores, o Grupo Bauru compreende rochas depositadas em ambiente fluvial e de leque aluvial, enquanto que as rochas do Grupo Caiuá constituem arenitos depositados em ambiente eólico.

3.1.3 Magmatismo da Bacia do Paraná

No Cretáceo Inferior, os depósitos sedimentares paleozóicos da Bacia do Paraná foram cobertos por extensos derrames de lava de caráter predominantemente básico, em um dos eventos magmáticos continentais mais expressivos do planeta. Atividade ígnea intrusiva também se fez presente, na forma de diques e soleiras, dando origem à Província Magmática do Paraná (PMP), definida por Peate *et al.* (1992).

A PMP corresponde às rochas da Formação Serra Geral, do Grupo São Bento, relacionada à Supersequência Gondwana III de Milani (1997).

O magmatismo da Bacia do Paraná é caracterizado por uma associação litológica bimodal, sendo constituído predominantemente por basaltos e andesi-basaltos toleíticos na base, riolitos, dacitos e riodacitos no topo. A distribuição dos litotipos é apresentada na Figura 6.

De acordo com Piccirillo *et al.* (1988), o volume total de material extravasado durante o evento, que está preservado atualmente, ultrapassa 790.000 km³. Na Bacia do Paraná, a superfície coberta por lavas básicas e, secundariamente, ácidas, se aproxima de 1,2x10⁶ km², atingindo cerca de 70% dos depósitos sedimentares presentes no Estado (FIGURA 6). A pilha sedimentar e vulcânica da bacia é de aproximadamente 8000 m (ZALÁN *et al.*, 1990). Os derrames possuem em média 660 m de espessura (LEINZ *et al.*, 1966), podendo atingir mais de 1700 m individualmente (PEATE, 1989).

Evidências paleomagnéticas (ERNESTO, 1985) e estruturais indicam que o vulcanismo ocorreu concomitantemente à abertura do Oceano Atlântico Sul, durante a separação do supercontinente Gondwana. Hawkesworth *et al.* (1992) propõem que os basaltos são produtos de uma anomalia mantélica termal, gerada em resposta à extensão e descompressão, associada ao *hot-spot* de Tristão da Cunha.

A partir de inúmeros estudos geoquímicos e petrogenéticos (BELLIENI *et al.*, 1983, 1984, 1986; MARQUES, 1983; MANTOVANI *et al.*, 1985; PICCIRILLO *et al.*, 1988) as rochas basálticas toleíticas da PMP foram separadas em duas suítes principais, de acordo com o teor em TiO₂ e elementos incompatíveis. A suíte Baixo-Ti (< 2% em porcentagem peso) é caracterizada pelo empobrecimento em P, Sr, Ba, La, Ce, Zr e Y em relação à suíte Alto-Ti (> 2% em porcentagem peso), que é definida pelo enriquecimento em Rb, Th e U e maior razão álcalis/sílica.

Peate (1989), com base na estratigrafia interna e modelagem petrogenética da PMP, estabelece seis magmas-tipo para as rochas básicas: Gramado e Esmeralda (baixo-Ti), Ribeira, Paranapanema (intermediários), Pitanga e Urubici (alto-Ti). As especificidades que distinguem cada tipo variam de acordo com a abundância e razão dos elementos maiores e traço, e são apresentados na Tabela 1.

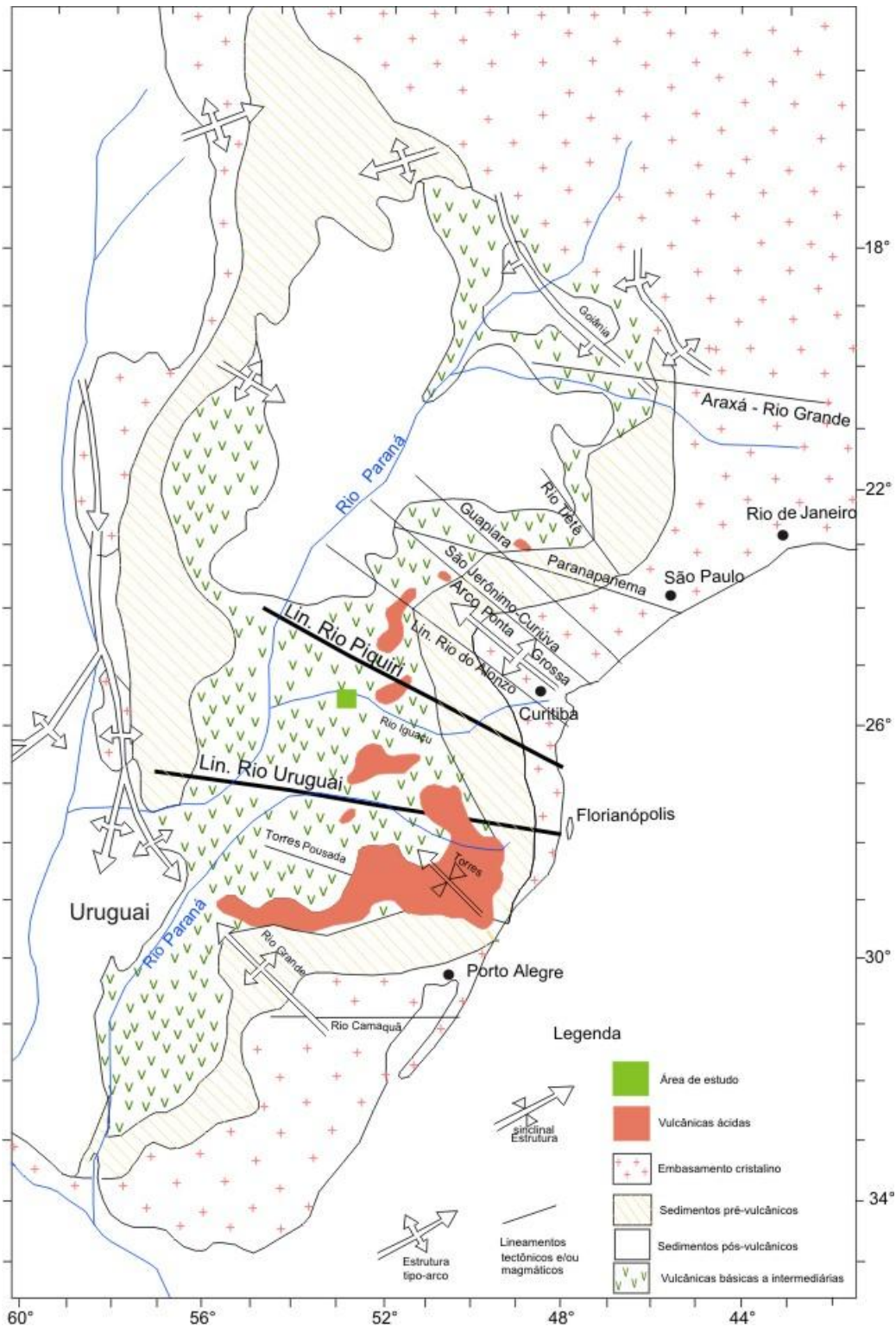


FIGURA 6 – MAPA GEOLÓGICO DA DISTRIBUIÇÃO DAS ROCHAS BÁSICAS E ÁCIDAS E DOS PRINCIPAIS LINEAMENTOS NA BACIA DO PARANÁ

FONTE: ADAPTADO DE PICCIRILLO ET AL. (1988)

TABELA 1 – PRINCIPAIS PARÂMETROS QUÍMICOS PARA CLASSIFICAÇÃO DOS MAGMAS-TIPO DA PMP

Magma Tipo	Características	TiO ₂ (%)	Ti/Y	Ti/Zr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
Gramado	BTi/Y e Ti (S)	0,7 – 1,9	< 310	< 70	0,7075-0,7167
Esmeralda	BTi/Y e Ti (S)	1,1 – 2,3	< 310	> 60	0,7046-0,7086
Ribeira	ATi/Y e BTi (N)	1,5 – 2,3	> 310	> 65	0,7055-0,7060
Paranapanema	ATi/Y e Ti (N)	1,7 – 3,2	> 310	> 65	0,7055-0,7063
Pitanga	ATi/Y e Ti (N)	> 2,9	> 350	> 60	0,7055-0,7060
Urubici	ATi/Y e Ti (S)	> 3,3	> 500	> 57	0,7048-0,7065

FONTE: PEATE (1989)

O magma-tipo Gramado pertence ao grupo baixo-Ti (até 1,9% TiO₂), sendo enriquecido em LILE (*Large Ion Lithophile Elements*) relativamente a terras raras leves e HFSE (*High Field Strength Elements*). Apresenta ainda alta razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_i. O magma-tipo Esmeralda também é baixo-Ti (1,1-2,3% TiO₂), sendo menos enriquecido em elementos traço incompatíveis que o Gramado. Possui maior razão Ti/Zr e baixa razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_i. A ocorrência dos magmas-tipo Gramado e Esmeralda é restrita aos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, predominando o tipo Gramado.

Os magmas-tipo Ribeira e Paranapanema apresentam concentrações de TiO₂ variando entre 1,5 e 3,2%. O conteúdo de elementos traço é semelhante aos do tipo alto-Ti. Diferem entre si nas anomalias negativas de Nb-Ta, concentração de elementos terras raras e LILE. Caracterizam uma zona intermediária entre os tipos alto e baixo-Ti. O tipo Ribeira restringe-se às porções nordeste e noroeste da PMP, podendo ocorrer sobre os magmas-tipo Paranapanema e Pitanga. O tipo Paranapanema ocorre somente na porção central da PMP.

Os magmas-tipo Pitanga e Urubici representam as maiores concentrações de TiO₂ (2,9 – 3,3%), elementos terras raras e HFSE. O tipo Urubici, porém, apresenta maior concentração de elementos incompatíveis e Sr, maior fracionamento de HREE (*Heavy Rare Earth Elements*), e valores menores de Fe₂O_{3(t)}. O tipo Pitanga ocorre

ao norte e oeste da PMP, enquanto que o Urubici tem ocorrência restrita à porção leste.

Os magmas-tipo Ribeira, Paranapanema e Pitanga representam quase metade do volume total das lavas preservadas (PEATE, 1989).

Segundo Peate (1989), a assinatura geoquímica isotópica e de elementos traço na PMP sugere o envolvimento de material derivado do manto litosférico. A geração de basaltos alto e baixo-Ti deve-se, possivelmente, a fontes proterozóicas distintas dentro do manto litosférico continental.

De acordo com Nardy *et al.* (2002), 800.000 km³ de lavas foram extravasadas durante os episódios vulcânicos que deram origem à PMP. Destes, 97,5% correspondem a rochas basálticas e o restante são lavas ácidas.

Bellieni *et al.* (1986) separam as rochas vulcânicas ácidas em dois grupos. As lavas tipo Palmas (PAV) são relativamente pobres em elementos incompatíveis (exceto Rb e Y). As lavas tipo Chapecó são enriquecidas em elementos incompatíveis (exceto Rb e Y).

Há uma relação geográfica e petrogenética na distribuição das lavas básicas com relação às ácidas. As rochas vulcânicas do tipo Palmas ocorrem associadas aos basaltos baixo-Ti, enquanto que as do tipo Chapecó associam-se às alto-Ti.

Piccirillo *et al.* (1988) dividem a PMP em três subprovíncias. A Subprovíncia Sul, localizada abaixo do lineamento Rio Uruguai (vide FIGURA 6), é caracterizada por baixo teor de TiO₂ e incompatíveis. As rochas da base são basaltos toleíticos, compostos essencialmente por plagioclásio, piroxênio, olivina e minerais opacos. As rochas do topo são riocacitos e riolitos da suíte vulcânica Palmas, e são formadas por plagioclásio, piroxênio e minerais opacos.

A Subprovíncia Central situa-se entre os lineamentos Rio Uruguai e Rio Piquiri (vide FIGURA 6). Predominam derrames de lava basáltica predominantemente baixo-Ti, e as rochas ácidas pertencem às suítes Palmas (riolitos) e Chapecó (riocacitos). É considerada uma zona de transição entre as subprovíncias Norte e Sul.

A Subprovíncia Norte, situada acima do lineamento Rio Piquiri (vide FIGURA 6), é enriquecida em TiO_2 e incompatíveis. É caracterizada por extensas soleiras e grande quantidade de diques básicos de filiação toleítica, que localmente são cobertos por riocacitos e riolitos da suíte vulcânica Chapecó. Os termos básicos são compostos por plagioclásio, augita, pigeonita, ortopiroxênio, vidro e minerais opacos.

De acordo com Fodor *et al.* (1985), diferentes graus de fusão de um manto heterogêneo gerariam as diferenças composicionais entre basaltos alto e baixo-Ti. A fusão, por sua vez, seria controlada pela posição espacial relativa da crosta ao *hot-spot* de Tristão da Cunha. O magma basáltico teria reagido substancialmente com as encaixantes, incorporando elementos incompatíveis e enriqueceram nestes por assimilação ou mistura. Ainda segundo o autor, o magmatismo marca a transição geoquímica da litosfera continental para a oceânica.

Com relação à geocronologia, Rocha-Campos *et al.* (1988), por meio do método K/Ar, admitem idade entre 130-135 M.a. para as rochas localizadas no norte da PMP. Os derrames da Subprovíncia Sul apresentam idade entre 110-115 Ma.

Kirk *et al.* (2008) datam por Re-Os os basaltos alto-Ti da Bacia do Paraná, obtendo idades de ± 130 Ma para o magma-tipo Urubici, ± 135 Ma para o Pitanga e ± 146 Ma para o Paranapanema. Os autores associam a idade do magma-tipo Paranapanema, que é contrastante às demais idades aceitas para a Formação Serra Geral (correlacionada à PMP), sugerindo uma fonte no manto litosférico subcontinental gerado à época do evento Transamazônico.

4 CONCEITOS E DEFINIÇÕES

Neste capítulo são apresentados os principais conceitos e definições empregados no estudo de derrames basálticos e das feições e litotipos associados, com o intuito de formar um embasamento teórico para a discussão dos dados.

A estruturação de um derrame é o reflexo de processos físicos e químicos que atuaram durante a sua formação, tais como resfriamento, fluxo, inflação, cristalização e segregação magmática. Acrescentam-se às estruturas formadas feições características de processos pós-magmáticos e hidrotermais.

Neste trabalho optou-se por adotar o termo Província Magmática do Paraná – PMP para designar as rochas basálticas e ácidas que recobrem as rochas sedimentares da Bacia do Paraná, em detrimento à designação Formação Serra Geral. No entanto, uma vez que esta última é largamente empregada e consumada na literatura especializada, decidiu-se por manter esta denominação sem alterações quando citada por outros trabalhos.

4.1 MORFOLOGIA DE DERRAMES BASÁLTICOS

Segundo Gomes (1996), a estruturação de um derrame é, reconhecidamente, o reflexo da história do resfriamento do magma e da termomecânica da solidificação. Tão logo o magma extravasa na superfície, ele é submetido a um processo de resfriamento que atua, sobretudo, pela transferência de calor por condução entre o magma e o meio ambiente. Esse processo provoca mudanças nas propriedades físicas da lava, especialmente na viscosidade. O aumento da viscosidade com a diminuição da temperatura tem influência direta na formação das estruturas internas do derrame.

Tomkeieff (1940), em trabalho sobre as estruturas observadas nos derrames basálticos que formam o *Giants Causeway*, na Irlanda, cunha os termos “colunado” e “entablamento”, que correspondem a uma subdivisão das disjunções.

Long e Wood (1986) adaptam estes termos, e definem:

- ✓ Colunado: o intervalo do derrame com padrão colunar, composto por prismas regulares e contínuos, aproximadamente perpendiculares às bordas do derrame. É resultante de um padrão regular de resfriamento e apresenta geometria tabular. Esta terminologia corresponde às disjunções colunares de Macdonald (1953).
- ✓ Entablamento: porção do derrame composta por prismas menores, irregulares e descontínuos, apresentando fraturas não perpendiculares à base do derrame. É indicativo da fase final de resfriamento, motivo pelo qual o espaçamento entre os prismas é menor que o observado nas disjunções colunares.

De acordo com Arioli (2008), enquanto a disjunção colunar (colunado de Long e Wood, 1986) resulta de resfriamento e contração da lava sob condições normais, o entablamento é o produto da influência de fatores externos sobre este processo, isto é, sob condições especiais de solidificação. Por isto, ele pode mais facilmente assumir estilos diferentes, que se tornam assinaturas estruturais para determinados derrames tabulares de basalto.

Com base em características estruturais e de superfície, Macdonald (1953) separa os derrames basálticos em: lava em bloco, *a'a'* e *pahoehoe*.

As lavas em bloco são formadas por fragmentos angulosos, geralmente poliedrais, localizados na porção superior do derrame. Associam-se a magmas mais viscosos (MACDONALD, 1953).

Os derrames *a'a'*, segundo Macdonald (1953), possuem vesículas alongadas com topo e base escoriáceos. Frequentemente as zonas escoriáceas invadem a porção maciça central do derrame, como reflexo do avanço deste. Estes derrames estão associados a alta taxa de atividade eruptiva.

Já os derrames *pahoehoe* possuem uma estruturação interna dividida em crosta superior, núcleo e crosta inferior. As superfícies podem ser lisas, em cordas ou onduladas. Os fluxos *pahoehoe* inicialmente avançam na forma de lobos pouco espessos, e a crosta superior é rapidamente resfriada.

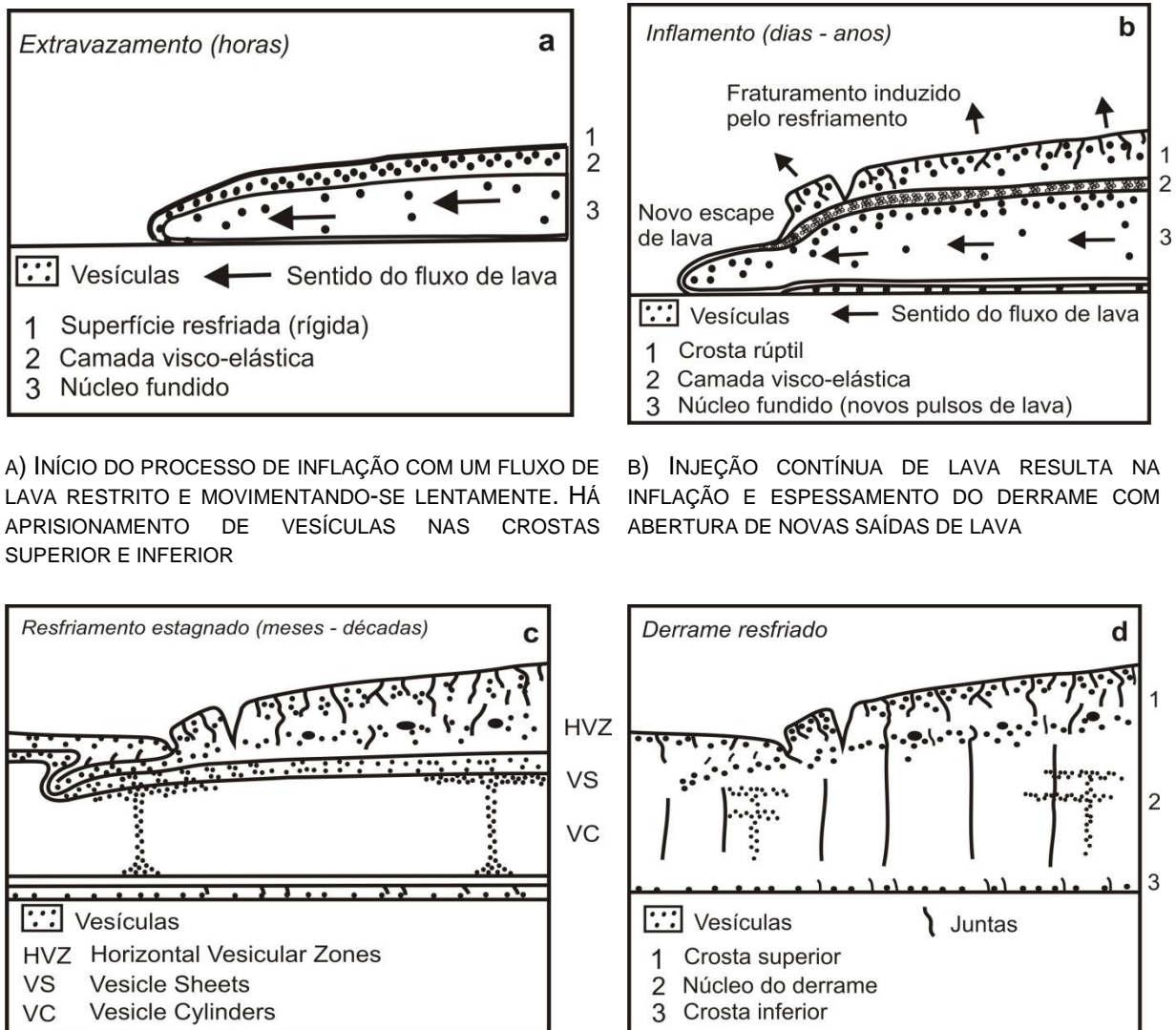
Macdonald (*op. cit.*) define que as zonas vesiculares de um derrame *pahoehoe* desenvolvem-se pela migração e aprisionamento dos voláteis, geralmente assimilados das encaixantes e do ambiente de erupção, para os limites do derrame, concentrando-se principalmente no topo. A zona de topo normalmente é mais espessa que a da base. Durante a vesiculação, predomina a migração vertical dos voláteis, porém a zonação concêntrica de almofadas, bombas e lobos de derrames sugere também migração lateral.

Ainda segundo o autor, o núcleo de basalto maciço pode conter vesículas e amígdalas esparsas, porém, as feições geradas como resultado do resfriamento é que caracterizam esta zona. A contração do basalto durante o processo de resfriamento forma juntas colunares, chamadas de disjunções colunares, que correspondem ao padrão colunado de Long e Wood (1986). Estas estruturas são identificadas por sua geometria prismática (hexagonal, pentagonal, tetrágona e trigonal), são verticais a subverticais e perpendiculares às bordas do derrame.

De acordo com Hon *et al.* (1994), se a superfície de colocação dos derrames apresentar baixa inclinação, estes podem ser submetidos a processos de inflação.

Self *et al.* (1996, 1998) sugerem um novo modelo para a formação de fluxos de derrames basálticos, a Hipótese *Swell* (*Standard Way of Emplacing Large Lavas*). Esta hipótese aponta para a semelhança entre os grandes derrames basálticos do planeta, independente da geografia, arranjo geológico e idade. O que todos têm em comum é o fato de serem formados pela inflação de derrames tabulares do tipo *pahoehoe*. O processo de inflação, ou crescimento endógeno, nada mais é do que o soerguimento da superfície de topo e da crosta de um derrame pela injeção de lava adicional no núcleo fundido deste derrame (Figura 7).

A hipótese sugerida por Self *et al.* (1996, 1998) foi desenvolvida com base em observações de derrames basálticos em vulcões ativos do Havaí, principalmente o Kilauea, e a partir de estudos de diversos autores, como Hon *et al.* (1994) e Thordarson e Self (1998), sobre o processo de formação de derrames do tipo *pahoehoe*.



A) INÍCIO DO PROCESSO DE INFLAÇÃO COM UM FLUXO DE LAVA RESTRITO E MOVIMENTANDO-SE LENTAMENTE. HÁ APRISIONAMENTO DE VESÍCULAS NAS CROSTAS SUPERIOR E INFERIOR

B) INJEÇÃO CONTÍNUA DE LAVA RESULTA NA INFLAÇÃO E ESPESSAMENTO DO DERRAME COM ABERTURA DE NOVAS SAÍDAS DE LAVA

C) APÓS O FIM DO PROCESSO, DIÁPIROS DE RESÍDUO VESICULAR FORMAM CILINDROS VERTICAIS E LENÇÓIS HORIZONTAIS DENTRO DO NÚCLEO DE LAVA EM CRISTALIZAÇÃO

D) A HISTÓRIA DE COLOCAÇÃO DO DERRAME É PRESERVADA NA DISTRIBUIÇÃO DE VESÍCULAS E PADRÃO DE FISSURAS NA LAVA RESFRIADA

FIGURA 7 – SEÇÕES ESQUEMÁTICAS REPRESENTATIVAS DA FORMAÇÃO DE UM FLUXO DE LAVA PAHOEHOE COM AÇÃO DE INFLAÇÃO

FONTE: ADAPTADO DE SELF ET AL. (1996) E SELF ET AL. (1998)

A Hipótese *Swell* prediz um tempo lento e gradual de colocação das lavas basálticas, de uma ou mais décadas, contrariando o modelo de formação rápido sugerido por Shaw e Swanson (1970), que sugere poucos dias ou semanas. Segundo Keszthelyi *et al.* (1995), o modelo de Shaw e Swanson (1970) não é coerente porque a colocação de lavas basálticas com grande espessura produziria

fluxos turbulentos, que gerariam texturas a'a', massiva cristalização em todo o derrame e erosão térmica e mecânica do basalto solidificado abaixo, o que não é observado em grandes províncias basálticas.

Para Self *et al.* (1998), derrames são os produtos de um extravasamento contínuo de lava. Campos de derrames são formados por vários episódios eruptivos, cobrindo uma extensa área. De acordo com Walker (1971), derrames simples são aqueles formados por lobos de lava menores, e os derrames formados por vários lobos são chamados de compostos. Porém, Self *et al.* (1998) afirmam que todo derrame simples é, tecnicamente, composto, uma vez que os lobos podem se justapor lateralmente.

Lobos de lava são as menores unidades coerentes de lava. Wilmoth e Walker (1993) subdividem os lobos de lava *pahoehoe*, definidos por McDonald (1953) em dois tipos: tipo-S (*spongy*), caracterizados pela alta concentração de vesículas esféricas no centro; e tipo-P, para lobos contendo vesículas tipo *pipe*.

Bondre *et al.* (2004), a partir de Walker (1969, 1971) e Duraiswami *et al.* (2003), propõem a classificação dos derrames basálticos em dois tipos: simples ou tabulares e compostos ou lobados. Embora esta classificação tenha sido desenvolvida com base em estudos da Província de Deccan, na Índia, vários autores reconhecem estas feições em outras províncias basálticas continentais. Gomes (1996), Waichel (2006) e Arioli (2008), entre outros, identificam estas estruturas e adotam esta nomenclatura para os derrames da Província Magmática do Paraná.

De acordo com Bondre *et al.* (*op. cit.*), e revisado por Arioli (*op. cit.*), os derrames tabulares resultam de altas taxas eruptivas. Apresentam espessuras maiores de 10 m, sendo estas, porém, menores que a largura, o que configura a morfologia tabular. Possuem uma zonalidade interna dividida em: (a) zona vesicular de topo; (b) disjunção colunar superior; (c) disjunção tabular superior; (d) entablamento; (e) disjunção colunar central; (f) disjunção colunar inferior; (g) disjunção tabular inferior; e (h) zona vesicular de base. Apresentam frequentemente feições de segregação e diferenciação magmática, bem como brechas de topo.

Ainda segundo os autores, os derrames lobados são produto de baixas taxas efusivas. Têm espessuras de até 10 m, com lobos menores centimétricos a decimétricos. A espessura é ligeiramente menor que a largura. Não exibe uma zonalidade interna regular, mas sim concêntrica, formando juntas radiais. As disjunções colunares são substituídas por disjunções em bloco ou irregulares. São frequentes feições de lava *pahoehoe*, como vesicularidade abundante, cordas, bombas, almofadas e chaminés. Brechas vulcanoclásticas e peperitos são abundantes. Intercalações de horizontes sedimentares são comuns.

4.1.1 Tipos de Derrames Basálticos Reconhecidos na PMP

Gomes (1996), estudando os derrames basálticos na região de Frederico Westphalen-RS, define dois tipos de derrames espessos com base nas características estruturais e petrográficas. O derrame tipo I apresenta estruturação interna constituída por um estreito nível vesicular de topo, zona intensamente fraturada abaixo, seguida de uma zona macrovesicular interna, que pode portar mineralização de ametistas, e uma zona central maciça, podendo ou não ter na base um estreito nível vesicular.

O tipo II é mais espesso e caracterizado pela presença de um nível vesicular de topo e base, uma zona central intensamente fraturada, em alguns casos com a formação de três níveis diferenciados pelo padrão de fraturamento em colunado superior, entablamento e colunado inferior (Figura 8). Ambos os tipos representam lavas do tipo *pahoehoe* formadas por processos de inflação.

Gomes *et al.* (2008) descrevem processos de inflação na formação dos derrames minerados a ametista do distrito Mineiro do Alto Uruguai, no Rio Grande do Sul.

Arioli (2008) aplica o conceito de “fácies” para a PMP, definindo-as como corpos de rocha formados por processos intrusivos, vulcânicos ou sedimentares, que podem ser individualizados na escala de afloramento ou mapeados em escala regional. Associação de fácies representa os conjuntos de unidades faciológicas que se

matem contínuas por distâncias laterais e verticais suficientes para serem individualizadas, na mesma escala do mapeamento geológico.

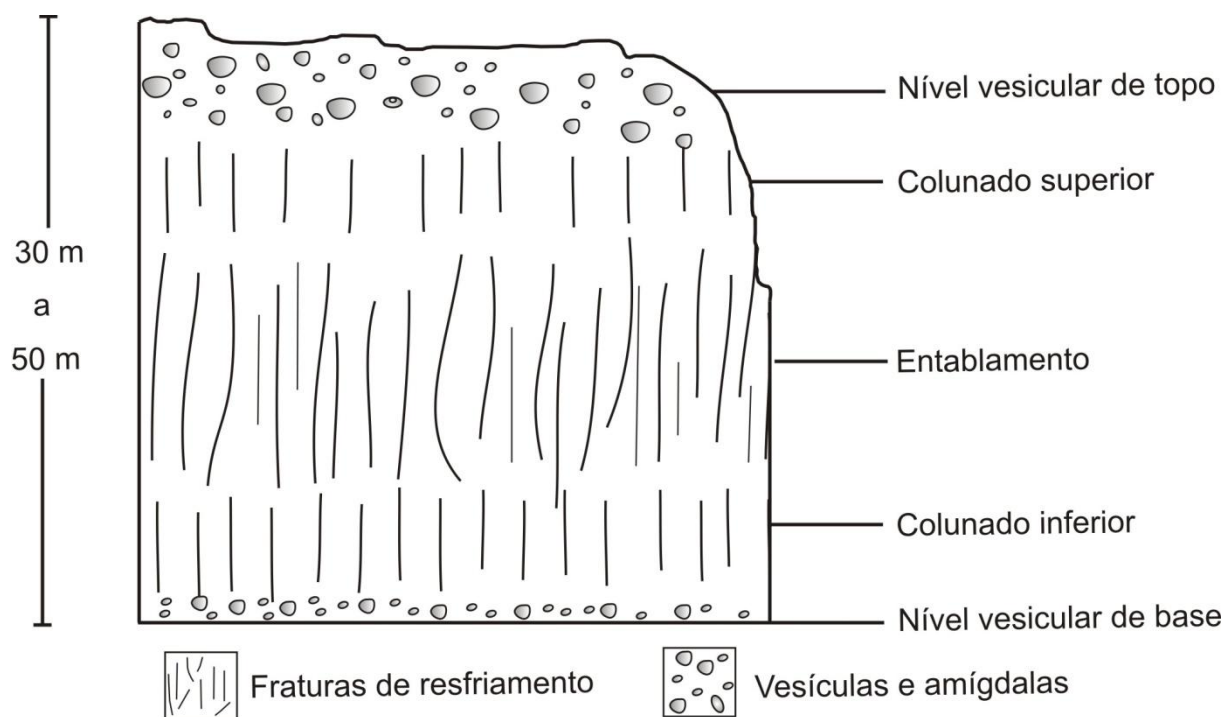


FIGURA 8 – PERFIL ESQUEMÁTICO DE DERRAMES ESPESOS DO TIPO II, MOSTRANDO SUAS ESTRUTURAS
FONTE: ADAPTADO DE GOMES (1996)

Arioli (2008) individualiza quatro associações de fácies para a PMP na porção oeste do Paraná, sendo elas: (a) associação de derrames lobados, brechas vulcanoclásticas e rochas sedimentares; (b) associação de derrames tabulares; (c) associação de rochas ácidas e intermediárias; (d) associação de rochas intrusivas.

O autor utiliza os seguintes critérios para a individualização das fácies: geometria e organização interna dos derrames, padrões de vesiculação, estilos de disjunção, preenchimento de cavidades, estilos de alteração, características petrográficas e litogeoquímicas, feições de superfície dos derrames, relações de contato entre os diversos derrames e presença de rochas intrusivas, e brechas vulcanoclásticas.

Segundo Waichel (2006), na porção oeste do Paraná predominam os derrames do tipo *pahoehoe* simples e compostos, que exibem características típicas de fluxos inflados, como: estruturação interna (crosta superior, núcleo e zona inferior), fraturas

geradas pela inflação na crosta superior e presença de lobos espessos na porção frontal de derrames inflados.

De acordo com Waichel (2006) os derrames da porção oeste do Paraná possuem extensões laterais de até 50 km, sendo divididos em porções proximais, medianas e distais. Na porção proximal os derrames *pahoehoe* são espessos, possuem uma crosta superior e um núcleo maciço que compõe quase todo o derrame. Na porção mediana predominam derrames *pahoehoe* simples, com espessura entre 20 e 30 m. Na porção distal predominam derrames compostos com até 5 m de espessura, formados por lobos de pequena espessura.

O tempo de duração da atividade eruptiva que provocou a inflação dos derrames e lobos na porção oeste do Paraná foi estimado por Waichel (2006). De acordo com o autor, a atividade pode variar de poucas horas até vários meses, sendo que em um derrame com 12 m de crosta superior o tempo obtido foi de 33 meses. Estes dados sugerem que a erupção dos derrames na porção oeste do Paraná pode ter ocorrido no intervalo de meses ou anos.

Gomes (1996) estima as taxas de resfriamento dos diferentes níveis internos dos derrames de Frederico Westphalen-RS. Para a base do nível vesicular de topo, a taxa de resfriamento calculada é de 0,03 graus/hora, com gradiente térmico médio de 0,09 cm/hora. Em 0,5 anos a solidificação estaria completa.

Para os níveis colunados, a autora estima uma taxa média de 0,0034 graus/hora, com gradiente térmico de 0,023 cm/hora. Em um período de 7,3 anos, o nível superior do nível colunado estará solidificada, e em 3 anos é solidificado o nível inferior.

Para a parte central do derrame, a taxa de resfriamento calculada é de 0,0008 graus/hora, com gradiente térmico de 0,012 cm/hora, de acordo com Gomes (*op. cit.*). Ainda segundo a autora, a solidificação completa do derrame é atingida 31 anos após o extravasamento da lava.

4.2 FEIÇÕES DE FLUXO

4.2.1 Níveis de Vesículas Inclínadas

Níveis centimétricos contendo vesículas e amígdalas inclinadas ou subverticais, orientados segundo uma direção preferencial, são indicativas de fluxo de lava. Normalmente se desenvolvem no nível vesicular de base dos derrames (ARIOLI, 2008). No entanto, Bondre *et al.* (2004) descrevem estes níveis também na base do núcleo maciço de derrames da Província de Deccan.

4.2.2 Brechas Autoclásticas

As brechas autoclásticas associam-se à zona vesicular de topo dos derrames e resultam de processos internos atuantes durante a movimentação da lava, tais como autobrechamento por resfriamento, fluxo e vesiculação (LAZNICKA, 1988). O atrito da lava de um novo pulso sobre basalto total ou parcialmente solidificado produz fragmentos angulosos dispostos em uma matriz de basalto maciço ou vesicular. Na matriz também podem ocorrer sedimentos pelíticos e arenosos.

4.3 FEIÇÕES DE INFLAÇÃO

4.3.1 Zonas Vesiculares Horizontais (*Horizontal Vesicular Zones*)

Estas zonas concentram as primeiras vesículas formadas durante a ascensão e erupção da lava, que se acumulam na zona vesicular da crosta superior do derrame, enquanto este se resfria do topo em direção ao núcleo (vide FIGURA 7c). Estas zonas podem atingir dimensões métricas, apresentando contatos gradacionais entre as vesículas. Pode ocorrer coalescência de voláteis e geração de megavesículas (SELF *et al.*, 1996).

Self *et al.* (1996) explicam que as zonas vesiculares horizontais formam-se somente durante a inflação do derrame, quando ainda há entrada de novos fluxos de lava, e por isso são distintivas deste processo.

4.3.2 Fissuras Horizontais e Dobras

Fissuras horizontais podem ser formadas nas bordas do derrame, na crosta parcialmente ou totalmente solidificada, como consequência do processo de inflação (SELF *et al.*, 1998).

Processos de inflação podem produzir anticlinais e domos no topo de derrames, enquanto a retração ou o esgotamento da lava contida em tubos pode produzir afundamentos na forma de sinclinais e bacias (ARIOLI, 2008).

A identificação de fissuras horizontais e a distinção das demais fissuras resultantes do processo de resfriamento pode ser complexa, bem como o reconhecimento dos limites de um derrame ou lobo de lava. Quando estas fissuras são preenchidas por fluxos posteriores de lava, podem ser confundidas com brechas autoclásticas ou vulcanoclásticas de frente de derrame.

4.3.3 Lençóis de Vesículas (*Vesicle Sheets*)

Os lençóis de vesículas (SELF *et al.*, 1998), ou veios de segregação (BONDRE *et al.*, 2004), são estruturas vesiculares que ocorrem próximas à interface entre a crosta e o núcleo de um derrame de lava. Apresentam dimensões centimétricas e são formados por elementos incompatíveis, incluindo voláteis (GOFF, 1996), que ascendem na forma de diápiros e se acumulam na base da crosta superior (vide FIGURA 7c).

Embora os lençóis de vesículas não sejam diagnósticos da inflação em si, estas feições formam-se após estagnação do fluxo, quando o processo de inflação não é mais atuante (SELF *et al.*, 1996, 1998).

Não devem ser confundidos com as zonas vesiculares horizontais, que são formadas concomitantemente à inflação.

4.3.4 Cilindros de Vesículas (*Vesicle Cylinders*)

Cilindros de vesículas são canais verticais preenchidos por bolhas e líquido residual. Os cilindros se desenvolvem na base do derrame e ascendem em direção ao topo resfriado. Estas estruturas são formadas após o fim do movimento da lava e antes da formação das juntas colunares. O tempo estimado de crescimento dos cilindros varia entre 1-5 dias para um derrame com até 10 m de espessura (GOFF, 1996).

De acordo com Goff (1996), a formação dos cilindros é iniciada pela coalescência de bolhas no *front* de solidificação inferior, próximo à base do derrame, gerando proto-cilindros. Uma vez que o aglomerado de bolhas de baixa densidade ascende, líquido residual e vapor migram para a zona de baixa pressão criada pelo distúrbio na dinâmica dos gases naquele meio. A acumulação de vapor e líquido diferenciado, e a redução da pressão que resulta do aprisionamento da lava, permitem o crescimento do diâmetro dos cilindros conforme eles avançam em direção à superfície resfriada. A migração ascendente do *front* de solidificação gera novos cilindros em níveis mais elevados do derrame (Figura 9).

Segundo Goff (1996), os cilindros de vesículas indicam conteúdo elevado de água no magma antes do extravasamento. Embora a fonte desta água ainda não esteja completamente esclarecida, o autor sugere que seja meteórica.

Assim como os lençóis, os cilindros de vesículas não são indicativos da inflação, sendo formados quando não há mais entrada de novos pulsos de lava (SELF *et al.*, 1996 e 1998).

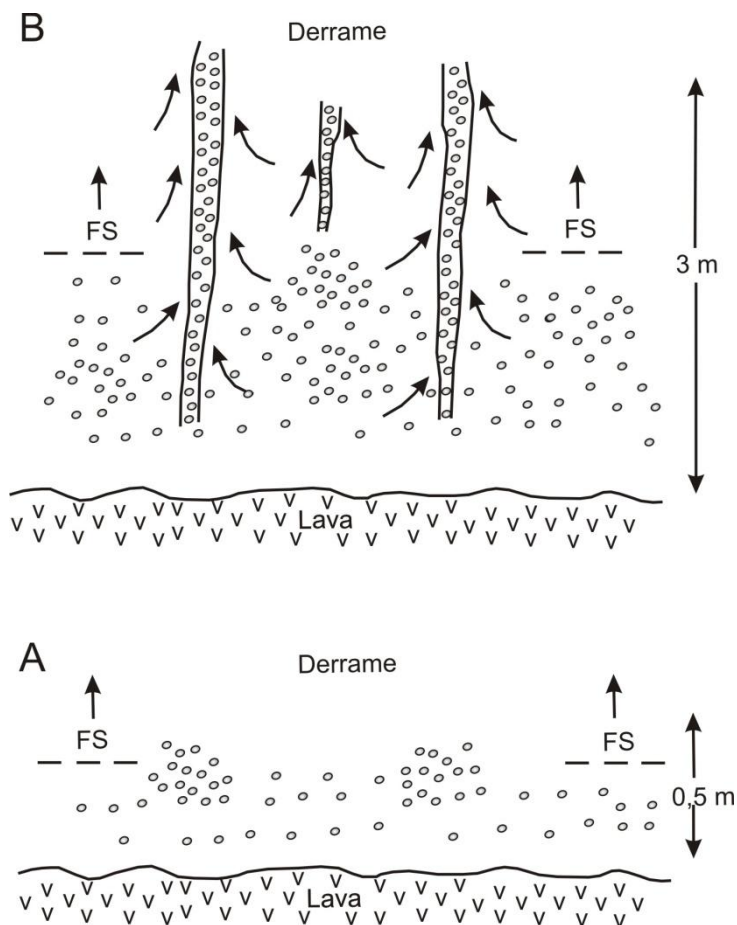


FIGURA 9 – ESQUEMA ILUSTRATIVO DO PROCESSO DE FORMAÇÃO DOS CILINDROS DE VESÍCULAS (*VESICLE CYLINDERS*) EM UM DERRAME. A) COALESCÊNCIA DE BOLHAS FORMA PROTO-CILINDROS NO *FRONT* DE SOLIDIFICAÇÃO (FS) INFERIOR; B) CONFORME O AGLOMERADO DE BOLHAS DE BAIXA DENSIDADE ASCENDE, LÍQUIDO RESIDUAL E VAPOR MIGRAM PARA A ZONA DE BAIXA PRESSÃO, FORMANDO OS CILINDROS DE VESÍCULAS. A ASCENSÃO DO *FRONT* DE SOLIDIFICAÇÃO (FS) PERMITE A FORMAÇÃO DE NOVOS CILINDROS CADA VEZ MAIS PRÓXIMOS DA SUPERFÍCIE

FONTE: ADAPTADO DE GOFF (1996)

4.3.5 Pipe Vesicles

Bondre *et al.* (2004) descrevem níveis centimétricos de vesículas subverticais a verticais, até mesmo em pequenos lobos de lava, chamando-os de *pipe vesicles*. Estas feições não estão restritas ao nível basal dos derrames, ocorrendo também no núcleo inferior. Os *pipe vesicles* são comumente preenchidos por sílica criptocristalina, e com freqüência exibem uma geometria em forma de Y invertido.

Diferentemente dos cilindros de vesículas, os *pipe vesicles* da Província do Deccan na Índia, onde Bondre *et. al.* (2004) realizaram seus estudos, não possuem material segregado em sua composição. A ocorrência destes em dois níveis distintos é indicativa de múltiplas injeções de lava, e por conseqüência, do processo de inflação (WILMOTH e WALKER, 1993).

4.3.6 Inversão da Topografia

Durante o escoamento da lava, depressões na superfície podem ser preenchidas, e se a taxa de extravasamento for constante durante um determinado período de tempo, a lava contida nas depressões pode ser continuamente inflada, resultando em elevações na topografia. O reconhecimento destas feições requer o mapeamento de uma extensa área.

4.3.7 Concentração de Geodos

Segundo Gomes *et al.* (2008), a presença de grandes cavidades na zona maciça indica a inflação de derrames de lava *pahoehoe*. Novos pulsos de lava, com grande quantidade de voláteis, injetados em um derrame inflado já extravasado são confinados pela crosta rígida solidificada. Esse confinamento cria um ambiente favorável à coalescência dos voláteis sob a crosta, gerando as cavidades gigantes.

Este modelo é aplicado por Gomes (1996) para explicar a formação dos geodos gigantes mineralizados a ametista e ágata dos derrames do Distrito Mineiro do Alto Uruguai-RS.

4.3.8 Vesículas e Geodos Achatados

Com diâmetros centimétricos a decimétricos, vesículas e geodos achatados podem resultar da compressão e coalescência de voláteis inicialmente esferoidais contra a superfície de topo solidificada, durante a inflação de derrames (ARIOLI, 2008).

4.3.9 Mudanças Composicionais

Novos pulsos de lava injetados durante a inflação podem apresentar composições químicas, mineralógicas e texturais diferentes da rocha parcial ou totalmente solidificada da crosta superior do derrame (SELF *et al.*, 1998; ARIOLI, 2008).

4.4 FEIÇÕES FORMADAS PELO PROCESSO DE CRISTALIZAÇÃO

4.4.1 Variações Texturais

A velocidade com que um corpo de lava ou magma se resfria se reflete na cristalinidade da rocha. Durante a fase principal de cristalização, o resfriamento rápido nas bordas de um derrame em contato com o ambiente consideravelmente mais frio que ele mesmo (ar, rocha ou sedimentos úmidos), pode gerar rochas compostas exclusiva ou predominantemente por vidro, apresentando texturas holohialina e hipohialina, respectivamente (PHILLPOTS, 1990).

Ainda segundo o autor, o resfriamento no núcleo do derrame se processa em taxas mais lentas que nas bordas, favorecendo a nucleação e crescimento de cristais. Formam-se então rochas com textura hipocristalina, compostas na maior parte por cristais, e rochas holocristalinas, formadas somente por cristais.

4.4.2 Mudanças Químicas das Fases Mineraias

O resfriamento mais rápido nas bordas do derrame gera minerais com características composicionais diferentes dos minerais formados no núcleo maciço do derrame, submetido a um resfriamento mais lento.

Os principais minerais primários formadores das lavas basálticas da PMP são plagioclásio (labradorita ou andesina), piroxênio (augita ou pigeonita), em proporções menores magnetita e ilmenita e rara olivina (PEATE, 1989).

Estudando os derrames da região de Frederico Westphalen, Gomes (1996) observa que nos níveis vesiculares há um aumento do conteúdo de Fe dos plagioclásios com a diminuição do teor de An. Já nas porções centrais dos derrames, a diminuição do Fe nos plagioclásios é acompanhada pela diminuição do teor de An. A autora destaca também que há um aumento de K nas bordas dos cristais de plagioclásio nos níveis vesiculares. Nas porções centrais do derrame não há incorporação de K à estrutura do mineral.

Com relação ao piroxênio, Gomes (1996) observa que os teores de Al_2O_3 e TiO_2 são mais altos nas bordas vesiculares do derrame em relação ao núcleo maciço. O piroxênio com alta concentração de Al_2O_3 é também mais magnesiano. No piroxênio mais rico em Fe, o TiO_2 decresce com o aumento da razão $Fe/(Fe+Mg)$. Essas características são condizentes com o resfriamento acelerado das bordas do derrame.

Processos pós-magmáticos e hidrotermais geram uma assembléia mineral secundária mais variada que a primária. O preenchimento mais comum de amígdalas, geodos e fraturas inclui quartzo incolor, ametista, opala, ágata, calcita, calcedônia, zeólitas, clorita e argilominerais.

4.5 FEIÇÕES DE RESFRIAMENTO

Os diferentes padrões de fratura que resultam da contração da rocha durante o resfriamento foram discutidos no item 4.1 Tipos de derrames basálticos.

4.5.1 Marcas de Bisel

Também chamadas marcas de isothermas, as marcas de bisel (Figura 10) diferem das juntas transversais por serem mais regulares, persistentes e produzirem deformações ao longo das juntas colunares. Por motivos reológicos, estas deformações têm o aspecto de rejeitos horizontais em basalto fanerítico e de

fraturamento conchoidal em basalto hipovítreo. São características dos intervalos colunados do núcleo maciço de um derrame.



FIGURA 10 – MARCAS DE ISOTERMAS EM BASALTO HIPOVÍTREO

4.5.2 Mesóstase

A mesóstase é caracterizada por um líquido originado pelo fluido residual que resulta da cristalização fracionada e se concentra nos interstícios da rocha.

4.6 BRECHAS

De acordo com Neuendorf (2008), brecha é uma “rocha clástica composta por fragmentos de rocha quebrados e angulares maiores que 2 mm de diâmetro, cimentados juntos em uma matriz fina, podendo ser de qualquer composição, origem ou modo de acumulação”.

Pettijohn (1975) descreve brechas de origem sedimentar, mas sugere que o termo “brecha” deve ser usado de maneira genérica, independente da gênese da rocha.

4.6.1 Brechas Vulcânicas

Especificamente para as brechas de origem ígnea, Fisher (1960) define que “brecha vulcânica é a rocha composta predominantemente por fragmentos angulosos maiores de 2 mm, colocados em matriz subordinada, de qualquer composição ou textura, ou até sem matriz; ou, alternativamente, composta de fragmentos maiores não vulcânicos, colocados em matriz vulcânica”. O autor classifica as rochas em:

- ✓ Autoclásticas: resultam de processos internos atuantes durante a movimentação da lava. Incluem as brechas formadas por processos de autobrechamento por resfriamento, fluxo, vesiculação, etc.;
- ✓ Piroclásticas: formadas durante a explosão vulcânica, quando o magma é ejetado violentamente, fragmentando-se;
- ✓ Epiclásticas: quando o material vulcânico é mobilizado por processos epigenéticos, como gravidade.

Semelhantemente à definição proposta por Fisher (1960), Ulbrich (1986) define brecha ígnea (ou aglomerado ígneo) como “rocha clástica gerada exclusiva ou predominantemente por processos ígneos, com clastos maiores que 2 mm, angulosos a arredondados, de qualquer litologia (mais de 25% de clastos maiores vs matriz)”. O autor enfatiza que as classificações de brechas devem levar em conta não apenas os processos formadores, mas também os ambientes geológicos.

Já Wright & Bowes (1963) definem como brecha vulcânica “toda brecha formada em consequência de fenômenos vulcânicos, independentemente de sua litologia”.

4.6.2 Brechas Tectônicas

Segundo o Neuendorf (2008), brecha de falha (ou brecha tectônica) é uma rocha formada por “fragmentos de rocha angulares que resultam do fraturamento e escorregamento friccional ao longo de uma falha”. Pode ser coesa ou não coesa.

Sibson (1977) individualiza as rochas formadas em ambiente de falha de acordo com o comportamento mecânico que predomina durante a sua geração. A série dos cataclasitos é gerada em níveis crustais de até 10 km, sendo caracterizada por processos de quebraimento e rotação dos grãos. Estas rochas são formadas na zona elástico-friccional, com tendência rúptil, e são classificadas em *gouge*, brecha, cataclasito e pseudotaquilito. Em níveis crustais profundos, superiores a 10 km, são formadas rochas altamente deformadas, com foliação bem desenvolvida, em que predominam processos de recristalização e neomineralizações. Estas rochas são geradas na zona *quasi*-plástica, em ambiente dúctil, e são denominadas de milonitos e blastomilonitos.

Woodcock e Mort (2008) propõem que as brechas de falha devem ser definidas com base no tamanho dos grãos, devendo ter, no mínimo, 30% de seu volume representado por clastos com pelo menos 2 mm de diâmetro. Os autores sugerem a subdivisão das brechas de falha com base em termos texturais.

4.6.3 Fraturamento Hidráulico

Brechas também podem ser geradas por processos de hidrofraturamento, que consiste no fraturamento de uma rocha por ação da pressão de fluidos, no momento em que esta se torna maior que a pressão litostática, ultrapassando os limites de coesão da rocha. A fase fluida tende, então, a escoar por zonas preferenciais de fragilidade, pré-existentes ou neo-formadas, podendo gerar veios associados (LAZNICKA, 1988).

Devido à dificuldade em determinar qual o grau de influência efetiva dos processos (ígneos, sedimentares, tectônicos) que atuaram durante a formação das brechas

aflorantes na área de estudo, neste trabalho são utilizadas as definições predominantemente genéricas, como a proposta por Neuendorf (2008). São também emprestados termos da sedimentologia como os propostos por Pettijohn (1975), para classificar as brechas do ponto de vista descritivo.

Tem-se que levar igualmente em consideração a possibilidade de ocorrência concomitante de processos e/ou sobreposição destes, o que torna ainda mais complexa a classificação dos litotipos e a identificação dos processos genéticos.

4.7 PEPERITOS

Existem ainda transições entre os vários tipos geológicos de brecha (ULBRICH, 1986), como também transições entre os ambientes em que predominam essencialmente processos ígneos ou processos sedimentares. As rochas formadas nas transições entre ambientes requerem uma classificação mais apurada, que leve em conta a variação espacial e temporal dos processos envolvidos, e as variáveis físicas dos componentes.

Scrope (1827, *apud* Skilling *et al.*, 2002) recomenda chamar as rochas formadas nestes ambientes de transição de “peperinos”, hoje denominadas de peperitos. Scrope sugere que os peperitos seriam formados “pela união íntima e violenta de fragmentos vulcânicos com calcário enquanto este ainda estava num estado mole”.

White *et al.* (2000) definem peperito como “um termo genérico aplicado às rochas formadas essencialmente *in situ* pela desintegração do magma que se intrude e se mistura com sedimentos inconsolidados ou pouco consolidados, tipicamente úmidos. O termo também refere-se a misturas similares geradas pelos mesmos processos operantes no contato das lavas e outros depósitos vulcanoclásticos quentes com os sedimentos” (Figura 11).

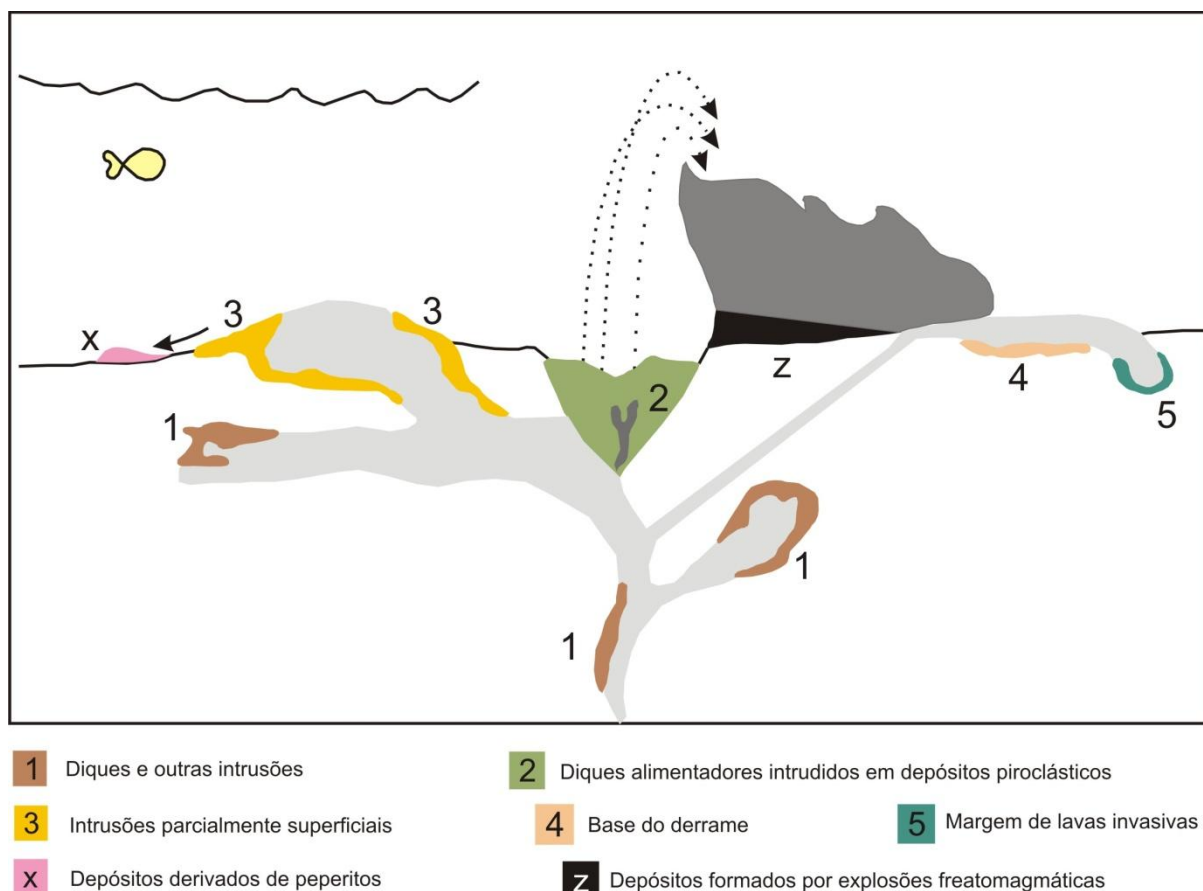


FIGURA 11 – ILUSTRAÇÃO ESQUEMÁTICA DOS LOCAIS MAIS COMUNS DE FORMAÇÃO DE PEPERITOS. OS NÚMEROS (1 A 5) REPRESENTAM OS AMBIENTES EM QUE OS PEPERITOS OCORREM ASSOCIADOS. AS LETRAS (X E Z) INDICAM DEPÓSITOS QUE NÃO SÃO CONSIDERADOS PEPERITOS

FONTE: ADAPATADO DE WHITE *ET AL.* (2000)

Skilling *et al.* (2002) referem-se aos peperitos como rochas clásticas que compreendem tanto materiais ígneos como sedimentares, que foram gerados por processos intrusivos, ou ao longo do contato de derrames de lava ou de depósitos vulcanoclásticos quentes com sedimentos tipicamente úmidos e inconsolidados. Dessa forma, os peperitos se destacam como importantes indicadores de campo para os mecanismos de interação magma-água-sedimento. Quando ocorrem de maneira concordante aos corpos ígneos, estas rochas auxiliam na distinção entre derrames e soleiras. São importantes também para o reconhecimento dos limites dos derrames.

Petry *et al.* (2007) descrevem peperitos e “*peperite-like*” brechas na Formação Serra Geral no Estado do Rio Grande do Sul, e apontam a semelhança dos depósitos aos encontrados na província Etendeka, na Namíbia. Waichel (2006) identificou peperitos na porção oeste do Estado do Paraná, interpretando-os como produto da interação lava-sedimento em ambiente lacustre.

Uma vez que os peperitos são subprodutos da interação de um corpo ígneo com sedimentos úmidos, estes podem ser associados à alteração hidrotermal e mineralização. A transferência de calor das intrusões pode afetar a temperatura, pressão e densidade dos fluidos dos poros, dando início ou modificando a circulação de fluidos por longos períodos de tempo (SKILLING *et al.*, 2002).

Neste estudo será mantida a definição original de peperito proposta por Scrope (1827) e adaptada por White *et al.* (2000) e Skilling *et al.* (2002).

5 CONTEXTO GEOLÓGICO DA REGIÃO DE SALTO SEGREDO

Na região de Salto Segredo afloram predominantemente rochas de natureza ígnea e produtos da interação lava-sedimento. Estes litotipos associam-se formando o derrame Salto Segredo.

A partir do mapeamento de detalhe da região onde o derrame Salto Segredo está inserido, da descrição petrográfica dos diferentes tipos de rocha encontrados e da observação das relações de contato entre estes foi definida a estratigrafia do derrame Salto Segredo.

5.1 GEOMORFOLOGIA

A divisão das paisagens naturais do Paraná baseia-se na posição das escarpas, vales de rios e divisores de água, assim como no caráter fisiográfico unitário da paisagem dentro de tais limites naturais. A modelagem da atual superfície do Estado do Paraná se processou através dos sistemas hidrográficos, movimentos epirogenéticos e tectônicos, assim como pela influência de alteração do clima. (MAACK, 1968).

De acordo com Maack (1968), o Terceiro Planalto Paranaense é fortemente influenciado pelos rios que percorrem a região. A região de Salto Segredo está contida no Terceiro Planalto, e posiciona-se entre os lineamentos Rio Piquiri (ao norte) e Rio Uruguai (ao sul), nas proximidades da intersecção do rio Iguaçu com o Rio Jordão.

A região de Salto Segredo pertence a Bacia Hidrográfica do rio Iguaçu, que é um afluente do Rio Paraná, desaguando neste (IPARDES, 1997).

A região é caracterizada por morros com vertentes predominantemente convexas (Figura 12). As maiores altitudes da área concentram-se na porção sudeste, que é limitada a norte pelo Rio Jordão, atingindo entre 800 e 920 m (Figura 13). Nesta porção são observadas fortes declividades, com densidade moderada de drenagens

e vales predominantemente profundos e fechados com direção NW-SE. Localmente ocorre vale com direção NE-SW, possivelmente encaixado em uma falha. O padrão de drenagem é dendrítico com densidade baixa.

A porção sudoeste da área, limitada a norte pelo rio Iguaçu, é marcada por altitudes que não ultrapassam 750 m. As declividades são moderadas e as drenagens possuem densidade moderada. Os vales são semiabertos e pouco profundos, com direção N-S e subordinadamente NW-SE. O padrão de drenagem é dendrítico e a densidade é baixa.

A porção norte da área, limitada a sul pelos rios Iguaçu e Jordão, apresenta altitudes máximas entre 670 m (N-NW) e 820 m (N-NE). As declividades são moderadas, acentuando-se somente próximo aos rios Iguaçu e Jordão. Os vales são semiabertos, localmente fechados, e apresentam direção predominante N-S e NE-SW. O padrão de drenagem é dendrítico com densidade moderada.

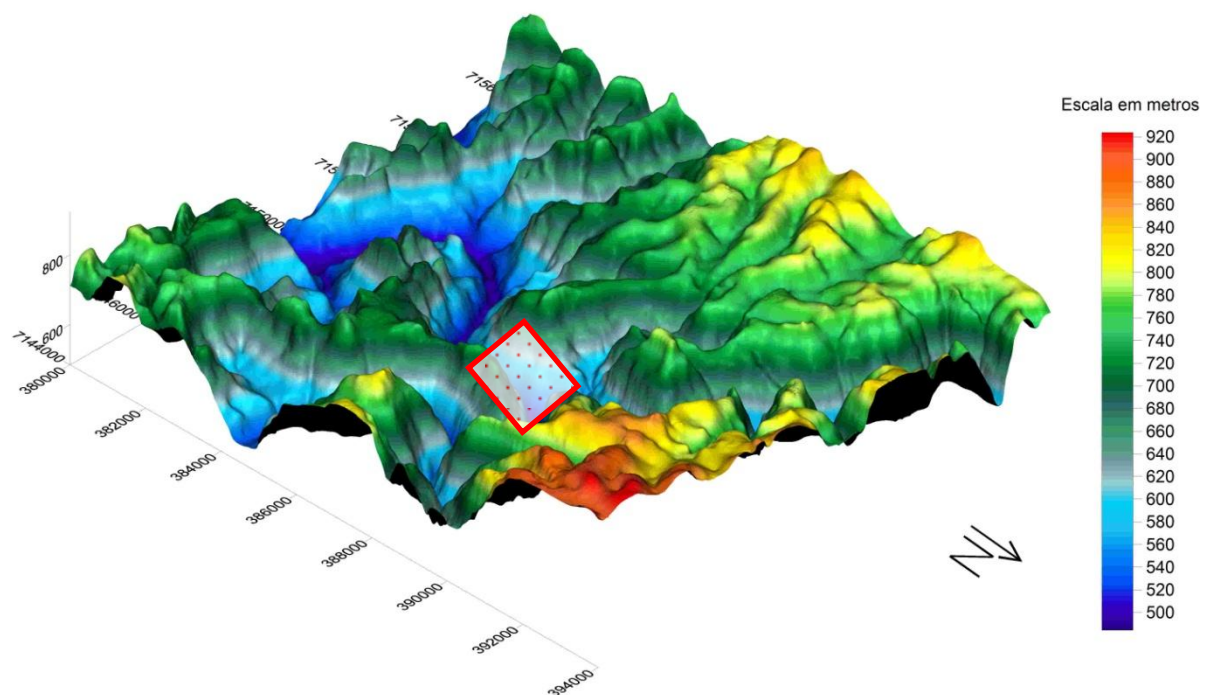


FIGURA 12 – MODELO DIGITAL DE TERRENO DA REGIÃO DE SALTO SEGREDO COM VISTA DE NW PARA SE. O RETÂNGULO INDICA O LOCAL APROXIMADO ONDE AFLORA O DERRAME SALTO SEGREDO

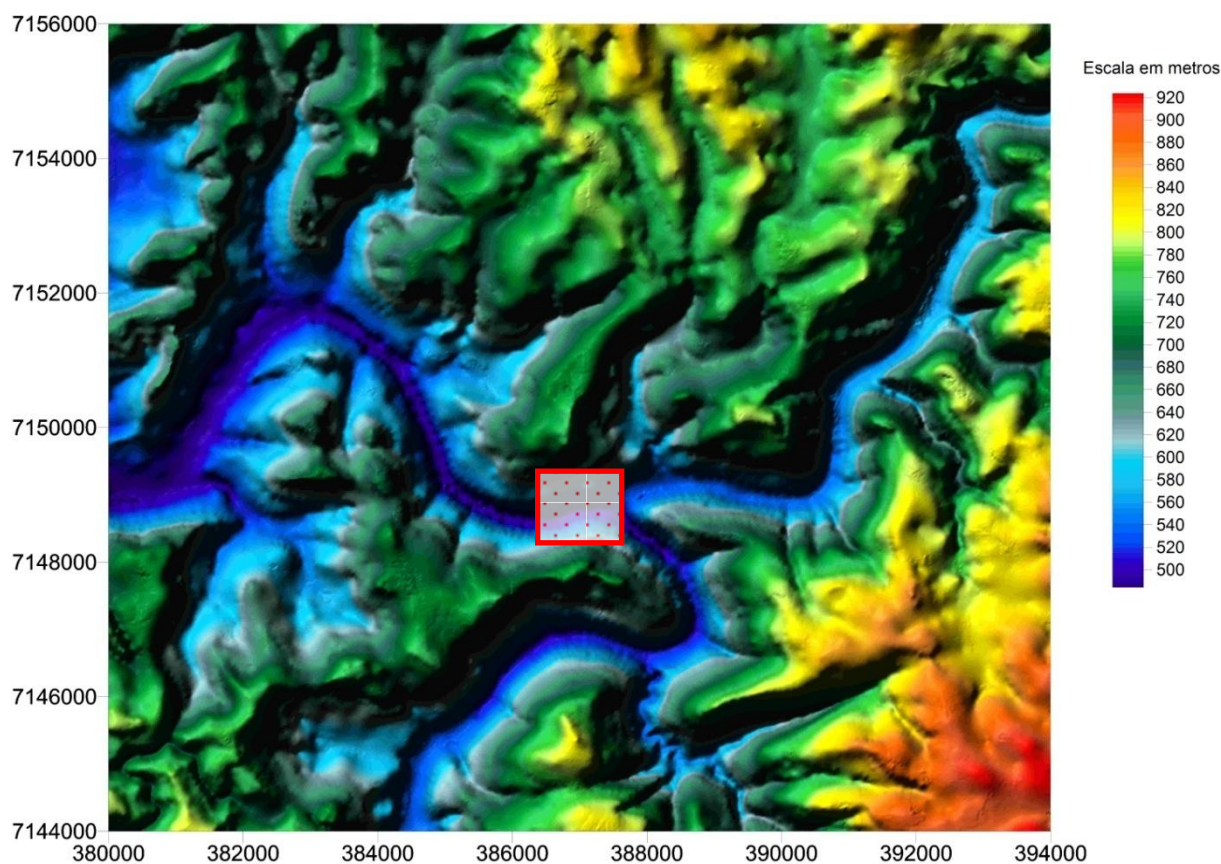


FIGURA 13 – MAPA HIPSOMÉTRICO DA REGIÃO DE SALTO SEGREDO. O RETÂNGULO INDICA O LOCAL APROXIMADO ONDE AFLORA O DERRAME SALTO SEGREDO

5.2 ESTRATIGRAFIA DA REGIÃO DE SALTO SEGREDO

A posição estratigráfica do derrame Salto Segredo é importante para a compreensão da ordem dos fenômenos geológicos que se processaram na região, estabelecendo assim sua cronologia relativa. Propõe-se, então, um perfil esquemático do derrame Salto Segredo, que foi elaborado com base nas relações de campo entre o derrame e os demais litotipos associados.

O perfil esquemático compreende sete unidades distintas de acordo com o tipo de rocha, variações estruturais e texturais e mudanças composicionais (Figura 14). A descrição a seguir de cada unidade do perfil é feita de maneira sucinta. A descrição completa e detalhada consta a partir do item 5.3 e no Capítulo 6.

A parte basal do perfil esquemático é representada pelo derrame A, que se situa estratigraficamente abaixo do derrame Salto Segredo e apresenta aproximadamente 6 m de espessura de rocha aflorante. De forma localizada, na base do derrame A, aflora uma brecha basáltica-siltosa (Figura 14-1) composta por clastos de basalto maciço e basalto vesicular. A matriz é composta predominantemente por silte e subordinadamente por areia fina. Acima da brecha ocorre basalto vesicular com fraturas de resfriamento regulares com espaçamento lateral de aproximadamente 40 cm.

O núcleo do derrame A é formado por basalto predominantemente maciço com presença de fraturas subhorizontais a oblíquas com espaçamento métrico. Estas estruturas também estão presentes no nível de topo.

Entre o derrame A e a base do derrame Salto Segredo ocorre uma associação de brecha basáltica-arenosa, brecha basáltica-siltosa e peperitos (Figura 14-2). Tanto as brechas como os peperitos ocorrem de forma localizada, não sendo observados em toda a continuidade lateral do contato entre o derrame A e o Salto Segredo.

Nesta associação predominam os peperitos, que ocorrem de duas maneiras: a) compostos por clastos de basalto vesicular com bordas de reação representadas por níveis submilimétricos avermelhados e vesículas preenchidas predominantemente por silte, o mesmo material que compõe a matriz; b) formados por clastos de siltito em matriz basáltica.

A brecha basáltica-siltosa ocorre na forma de corpos irregulares interdigitados lateralmente aos peperitos, com espessura variável entre 30 cm e 2 m. É composta por clastos de basalto vesicular e matriz de silte, subordinadamente areia fina. O contato entre estes litotipos é interdigitado, com limites irregulares.

A brecha basáltica-arenosa ocorre subordinadamente, associada aos peperitos e à brecha basáltica-siltosa. Os corpos aflorantes têm espessura máxima de 1 m. É formada por clastos de basalto maciço e vesicular e matriz de areia fina.

O derrame Salto Segredo é dividido em três porções, de acordo com o padrão de fraturas e características estruturais, texturais e mineralógicas. São elas: nível vesicular de base, nível maciço central e nível vesicular de topo.

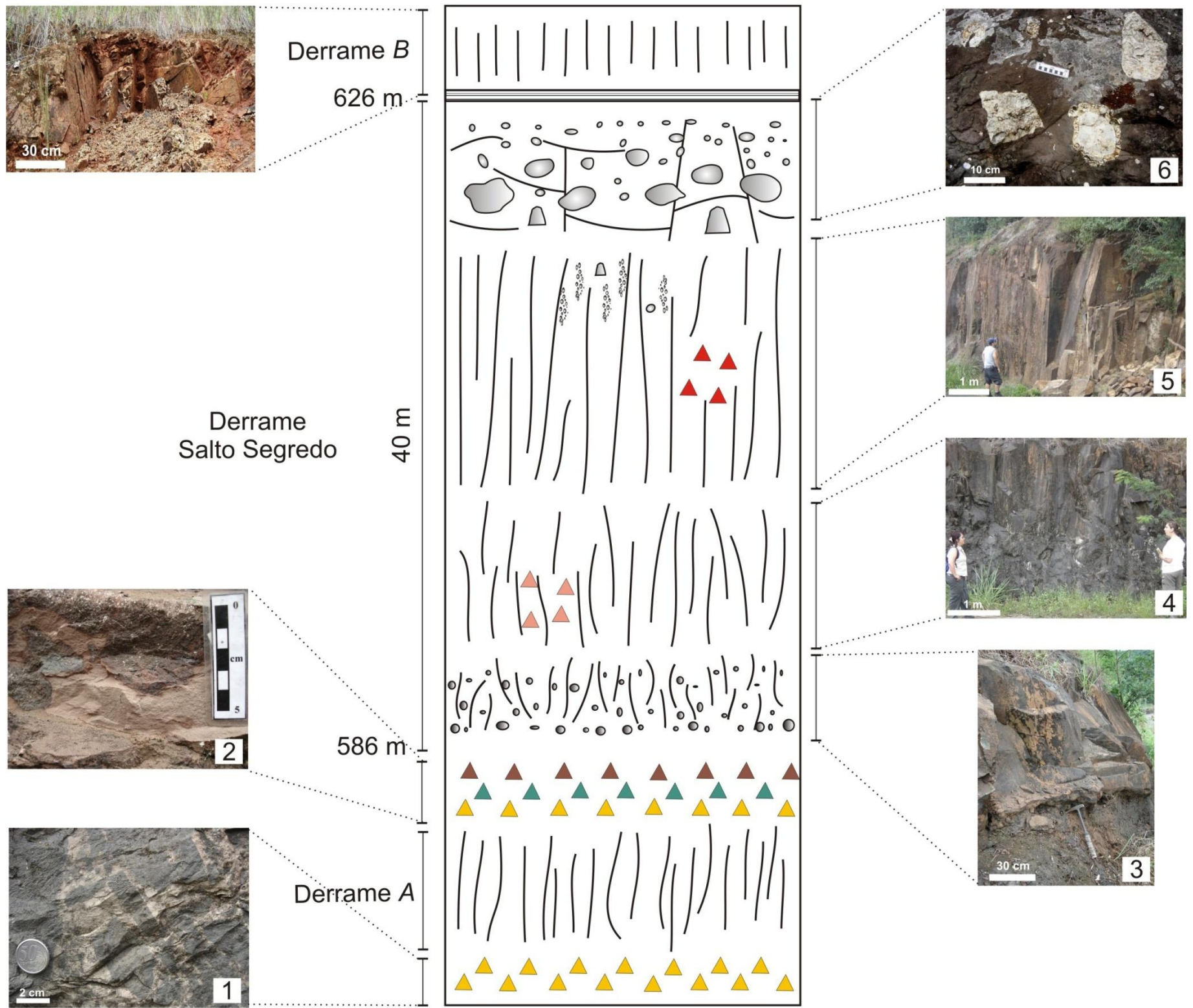
A base do derrame Salto Segredo está em contato com a associação de brechas e peperitos (Figura 14-3). É o nível menos espesso do derrame, com apenas 60 cm de rocha aflorante. Esta porção é caracterizada por basalto vesicular apresentando fraturas de resfriamento com padrão irregular.

O nível maciço central do derrame Salto Segredo é o mais espesso, com quase 35 m. É representado por basalto maciço com presença de cilindros de vesículas e prismas basálticos. Na base do nível, os prismas são estreitos e curvos, possuindo três faces visíveis (Figura 14-4). No topo predominam prismas com três lados e com espaçamento métrico, apresentando faces planas e traçado retilíneo ou sigmoidal (Figura 14-5).

O topo do derrame Salto Segredo tem espessura próxima a 4,5 m, e possui diferentes populações de vesículas, amígdalas e geodos (Figura 14-6). As populações variam em tamanho, formatos, distribuição e preenchimentos.

O topo do derrame Salto Segredo está em contato com a base do derrame B. O derrame B tem em média 4 m de espessura de rocha aflorante (Figura 14-7). É formado por basalto maciço em avançado estado de oxidação. Apresenta fraturas de resfriamento com espaçamento médio de 30 cm, gerando prismas irregulares e estreitos.

De forma localizada, entre o topo do derrame Salto Segredo e a base do derrame B, aflora um horizonte de siltito irregular e descontínuo, com em média 40 cm de espessura.



Legenda das fotografias

- 1 - Brecha basáltica-siltosa
- 2 - Peperitos
- 3 - Basalto da base do derrame Salto Segredo em contato com os peperitos e as brechas basáltica-siltosa e basáltica-arenosa
- 4 - Basalto da porção mediana-inferior do nível maciço central do derrame Salto Segredo
- 5 - Basalto da porção mediana-superior do nível maciço central do derrame Salto Segredo
- 6 - Geodos do nível vesicular de topo do derrame Salto Segredo
- 7 - Derrame B

Legenda do perfil

- Fraturas de resfriamento
- Cilindros de vesículas
- Vesículas e amígdalas
- Geodos
- Siltito

- Brecha basáltica-quartzosa
- Brecha basáltica-calcítica
- Brecha basáltica-arenosa
- Brecha basáltica-siltosa
- Peperitos

FIGURA 14 – Perfil esquemático do derrame Salto Segredo e litotipos associados
 FONTE: modificado de Ferreira *et al.* (2008)

5.3 GEOLOGIA DO DERRAME SALTO SEGREDO

O derrame Salto Segredo possui aproximadamente 40 m de espessura, e foi individualizado com base no padrão de fraturas, estrutura, textura e relações de contato entre os litotipos.

As brechas e os peperitos relacionados ao derrame foram descritos e classificados de acordo com a textura e estrutura, arranjo, composição e forma dos clastos, matriz, e contexto estratigráfico e estrutural relacionado aos derrames.

A fim de caracterizar os limites superior e inferior do derrame Salto Segredo, foram identificados e mapeados para fins de reconhecimento os derrames subjacente e sobrejacente ao Salto Segredo, denominados de derrame *A* e derrame *B*, respectivamente, como descritos no item 5.2.

5.3.1 Derrame *A*

O derrame *A* posiciona-se estratigraficamente logo abaixo do derrame Salto Segredo, configurando a superfície sobre a qual este se formou. O derrame *A* apresenta aproximadamente 5 m de espessura aflorante, e é formado por basalto maciço cinza claro.

É possível notar fraturas de resfriamento subverticais, irregulares e descontínuas. As fraturas apresentam faces curvas com espaçamento máximo de 1 m.

A base do derrame *A* é caracterizado por um nível de brecha basáltica-siltosa (vide Figura 14-1). Já o topo do derrame está em contato com uma sequência de brechas basáltica-siltosa, basáltica-arenosa e peperitos (Figura 14-2).

5.3.2 Derrame Salto Segredo

O derrame Salto Segredo foi dividido em três níveis, de acordo com as variações nas estruturas internas, apresentando: nível vesicular de base, nível maciço central e nível vesicular de topo, como descrito no item 5.2.

5.3.2.1 Nível Vesicular de Base

O nível vesicular de base é o menor do derrame Salto Segredo, não ultrapassando 1 m de espessura (vide Figura 14-3). Este nível é formado por basalto variolítico cinza escuro. As vesículas e amígdalas são arredondadas ou alongadas com até 2 cm de diâmetro, perfazendo aproximadamente 15% do derrame. As amígdalas são preenchidas por quartzo. Em direção ao topo do nível há uma diminuição no diâmetro das amígdalas, que passam a medir em torno de 3 mm, com formato predominantemente arredondado, também preenchidas por quartzo. Neste nível não é observado agrupamento ou coalescência de amígdalas.

Níveis de vesículas inclinadas tipo *pipe* ocorrem na porção inferior do nível vesicular de base. As vesículas são alongadas verticalmente, por vezes inclinadas, e têm dimensões entre 0,5 e 2,0 cm. Estes níveis prolongam-se por no máximo 15 cm.

São observadas fraturas irregulares e descontínuas neste nível, com espaçamento em média de 30 cm, e prolongamento de até 2,5 m. Podem-se identificar prismas de três e quatro lados com faces curvas.

A base do derrame Salto Segredo está em contato com uma sequência de brechas basáltica-siltosa, basáltica-arenosa e peperitos (vide Figura 14-2 e Figura 15).

O topo do derrame A é encontrado há aproximadamente 2 m abaixo do nível vesicular de base, inferindo-se, apenas, o contato aproximado. Alto grau de alteração intempérica é comumente observado nas zonas de contato entre os derrames, uma vez que estas facilitam a percolação da água e consequente alteração dos litotipos.



FIGURA 15 – FOTOGRAFIA DO CONTATO ENTRE A BRECHA BASÁLTICA-ARENOSA (PORÇÃO INFERIOR) E O BASALTO DO NÍVEL VESICULAR DE BASE DO DERRAME SALTO SEGREDO (PORÇÃO SUPERIOR). A PONTA DO MARTELO INDICA, APROXIMADAMENTE, O LIMITE ENTRE A BRECHA E O BASALTO

5.3.2.2 Nível Maciço Central

O nível maciço central tem aproximadamente 30 m de espessura aflorante e consiste de basalto maciço cinza escuro. Este nível pode ser dividido com base no padrão de fraturas em: porção mediana-inferior (vide Figura 14-4) e mediana-superior (vide Figura 14-5).

Na porção *mediana-inferior* predominam fraturas irregulares e descontínuas que se prolongam por mais de 2 m verticalmente, com espaçamento máximo de 50 cm (Figura 16). Geram prismas estreitos com faces curvas onde se observam até três lados. Estas fraturas são por vezes abertas, porém não são preenchidas. São

observadas marcas de bisel (marcas de isothermas) sub-horizontais descontínuas, com espessura entre 1-2 mm e espaçamento de até 15 cm.



FIGURA 16 – FOTOGRAFIA DE SISTEMAS DE FRATURAS IRREGULARES E DESCONTÍNUAS SUBVERTICAIS DA PORÇÃO MEDIANA-INFERIOR DO NÍVEL MACIÇO CENTRAL

Na porção mediana-superior predominam fraturas retilíneas subverticais, regulares e contínuas, prolongando-se por até 10 m. Estas fraturas delimitam prismas com faces planas ou ligeiramente curvas, geralmente com três ou quatro lados visíveis, com até 2 m de largura (Figura 17).



FIGURA 17 – FOTOGRAFIA DE SISTEMA DE FRATURAS REGULARES E CONTÍNUAS SUBVERTICAIS, DELIMITANDO PRISMAS COM ATÉ 4 LADOS (UM DELES É APONTADO PELA SETA VERMELHA) DA PORÇÃO MEDIANA-SUPERIOR DO NÍVEL MACIÇO CENTRAL

Raros geodos e microvesículas ocorrem na porção mediana-superior, em meio a fraturas subhorizontais e brecha basáltica-quartzosa. Os geodos são do tipo capela, com a base medindo entre 20 e 35 cm e altura máxima de 30 cm. A base de alguns geodos parece estar limitada por fratura sub-horizontal descontínua.

Os geodos são preenchidos por quartzo cristalino prismático. Os cristais da borda apresentam cor amarela, possivelmente devido à contaminação por óxidos e hidróxidos de ferro (Figura 18 e Figura 19).

Próximo aos geodos ocorrem raras amígdalas achatadas e arredondadas, com até 1 cm de diâmetro. São também observadas fraturas com traçado regular, subhorizontais a inclinadas. As amígdalas e algumas fraturas são preenchidas pelo mesmo material dos geodos.



FIGURA 18 – FOTOGRAFIA DE GEODO PREENCHIDO PARCIALMENTE POR QUARTZO NA PORÇÃO MEDIANA-SUPERIOR DO NÍVEL MACIÇO CENTRAL. NOTAR FRATURA PREENCHIDA PELO MESMO MATERIAL DO GEODO (SETA VERMELHA)



FIGURA 19 – FOTOGRAFIA DE GEODO PREENCHIDO PARCIALMENTE POR QUARTZO NA PORÇÃO MEDIANA-SUPERIOR OD NÍVEL MACIÇO CENTRAL

Os geodos da porção mediana-superior são diferenciados dos geodos do nível vesicular de topo em função do contexto em que ocorrem e da estrutura das rochas encaixantes. A porção mediana-superior é predominantemente maciça – à exceção da presença dos geodos e microvesículas – enquanto que o nível vesicular de topo possui abundantes cavidades, entre vesículas e amígdalas.

Cilindros de vesículas (*vesicle cylinders*) ocorrem de forma localizada na porção mediana-superior do nível maciço central. Em perfil, os cilindros de vesículas são subverticais a oblíquos. Os limites são difusos e irregulares e têm continuidade de difícil reconhecimento. Apresentam largura de aproximadamente 10 a 15 cm e comprimento de até 1,2 m (Figura 20).

Em planta, os cilindros têm seção circular a alongada. Os circulares têm diâmetro em torno de 20 cm, e os alongados comprimento de 10 cm e espessura de 7 cm. A maioria dos cilindros tem limites regulares e contínuos, de fácil distinção do restante da rocha (Figura 21). Alguns, porém, apresentam limites difusos, reflexo da diminuição no tamanho e quantidade de amígdalas do centro para a borda (Figura 22).

Os cilindros são preenchidos por vesículas e amígdalas com diâmetro médio de 1-2 mm, podendo atingir até 1,5 cm. Na borda dos cilindros predominam vesículas e amígdalas alongadas, com distribuição helicoidal, subparalela à borda. No centro predominam vesículas e amígdalas arredondadas ou ligeiramente alongadas.

Com base no preenchimento das amígdalas, os cilindros podem ser simples ou compostos. Os cilindros simples são preenchidos predominantemente por calcedônia (vide Figura 21). Os cilindros com preenchimento composto apresentam celadonita e calcedônia (vide Figura 22). Raramente ocorrem zeólitas em ambos os tipos.

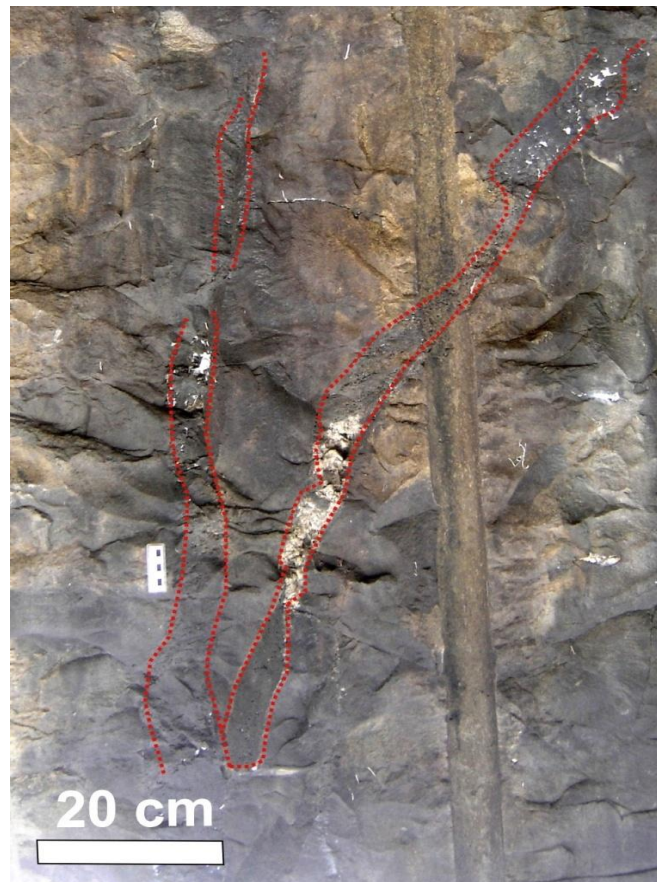


FIGURA 20 – FOTOGRAFIA DE CILINDROS DE VESÍCULAS (*VESICLE CYLINDERS*) VISTOS EM PERFIL NO NÍVEL MACIÇO CENTRAL



FIGURA 21 – FOTOGRAFIA DE CILINDRO DE VESÍCULA VISTO EM PLANTA. AMÍGDALAS PREENCHIDAS POR CALCEDÔNIA



FIGURA 22 – FOTOGRAFIA DE CILINDRO DE VESÍCULA VISTO EM PLANTA. NOTAR VESÍCULAS E AMÍGDALAS ALONGADAS COM DISPOSIÇÃO HELICOIDAL, SUBPARALELAS À BORDA DO CILINDRO, PREENCHIDAS POR CELADONITA E CALCEDÔNIA

5.3.2.3 Nível Vesicular de Topo

O nível vesicular de topo tem aproximadamente 7 m de rocha aflorante (vide Figura 14-6). É formado por basalto variolítico cinza escuro, cujas cavidades distribuem-se por aproximadamente 55% do nível. O nível vesicular de topo é distinto por portar grandes geodos com diferentes formas de ocorrência. Não são observados prismas como nos demais níveis do derrame. Fraturas subhorizontais descontínuas e abertas ocorrem de forma localizada. Podem prolongar-se por até 3,5 m lateralmente (Figura 23).



FIGURA 23 – FOTOGRAFIA DO NÍVEL VESICULAR DE TOPO. NOTAR FRATURA SUBHORIZONTAL APONTADA PELA SETA VERMELHA E GEODOS APONTADOS PELAS SETAS AZUIS

O nível vesicular de topo é marcado pela presença de grande quantidade de vesículas, amígdalas e geodos. As cavidades foram divididas em populações com base na dimensão, formato e preenchimento, para melhor compreender sua distribuição neste nível. As populações foram descritas e classificadas da base do nível, denominadas população A, para o topo, chamadas de população D.

A população A situa-se na base deste nível, e é representada por geodos com formato de capela medindo até 50 cm de altura por 30 cm de largura (Figura 24). São preenchidos predominantemente por quartzo, e o preenchimento é parcial. Os cristais de quartzo são incolores ou branco leitosos, prismáticos bipiramidados, subédricos, e medem entre 1 e 3 cm. Em meio a estes geodos ocorrem poucas vesículas e amígdalas menores, descritas na população C.



FIGURA 24 – FOTOGRAFIA DOS GEODOS COM FORMATO DE CAPELA PREENCHIDOS PARCIALMENTE POR QUARTZO, NO NÍVEL VESICULAR DE TOPO

Logo acima do nível de geodos em capela ocorre a população B. Os geodos desta população possuem formatos arredondados ou alongados, tanto na vertical quanto na horizontal. Alguns são angulosos, lembrando prismas. São geodos grandes e os diâmetros variam entre 20 e 40 cm. As cavidades são inteiramente preenchidas e a característica principal é o preenchimento composto. Quartzo ou calcita, podendo ou não ter calcedônia nas bordas, são os preenchimentos mais comuns (Figura 25).

A maioria dos geodos apresenta um preenchimento zonado concêntrico. Este preenchimento é marcado por uma fina banda de argilominerais pretos (possivelmente esmectita), na borda mais externa, seguido por uma banda de calcedônia com até 0,5 cm de espessura, e no centro quartzo ou calcita preenchendo a maior parte da cavidade. Os geodos maiores apresentam uma fina banda descontínua de opala entre a calcedônia e o quartzo/calcita que preenche o centro (Figura 26).

Em alguns geodos é possível observar reentrâncias de quartzo na banda irregular de calcedônia (Figura 27). Pelos limites curvos e regulares, esta feição pode indicar

que a banda de calcedônia não estava totalmente cristalizada quando da formação da banda de quartzo.

De forma localizada ocorre geodo de calcedônia com formato suavemente alongado na vertical. Em seu interior são observados cristais de quartzo agrupados, com forma semelhante a um prisma. Os limites entre os cristais de quartzo e a calcedônia são bem definidos e retilíneos. Nota-se ainda reentrância de basalto no interior do geodo (Figura 28).

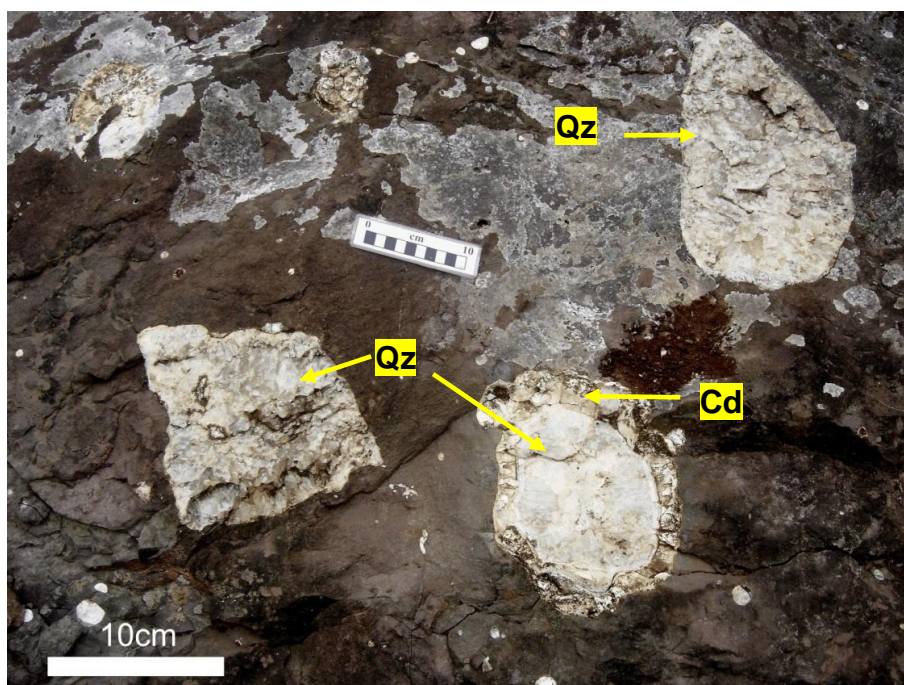


FIGURA 25 – FOTOGRAFIA DOS GEODOS DA POPULAÇÃO B DO NÍVEL VESICULAR DE TOPO. OBSERVA-SE PREENCHIMENTO ZONADO CONCÊNTRICO NO GEODO 2, COM QUARTZO (QZ) AO CENTRO E CALCEDÔNIA (CD) NA BORDA. OS GEODOS DA DIREITA SÃO PREENCHIDOS COMPLETAMENTE POR QUARTZO (QZ)

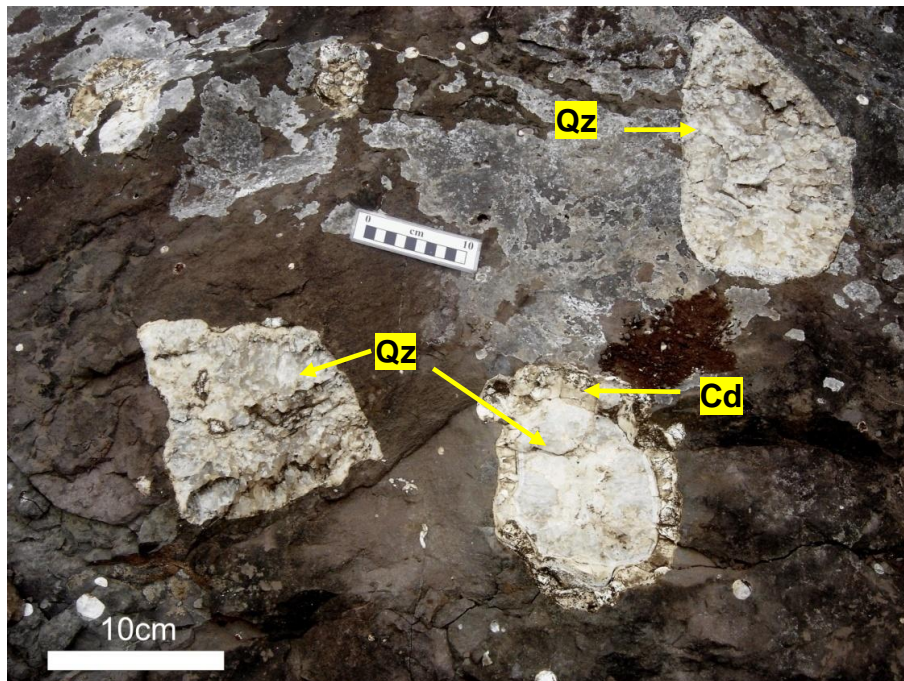


FIGURA 26 – FOTOGRAFIA DE UM GEODO DA POPULAÇÃO B DO NÍVEL VESICULAR DE TOPO, APRESENTANDO PREENCHIMENTO ZONADO CONCÊNTRICO COM QUARTZO (Qz) AO CENTRO, OPALA (Op) E CALCEDÔNIA (Cd) NA BORDA

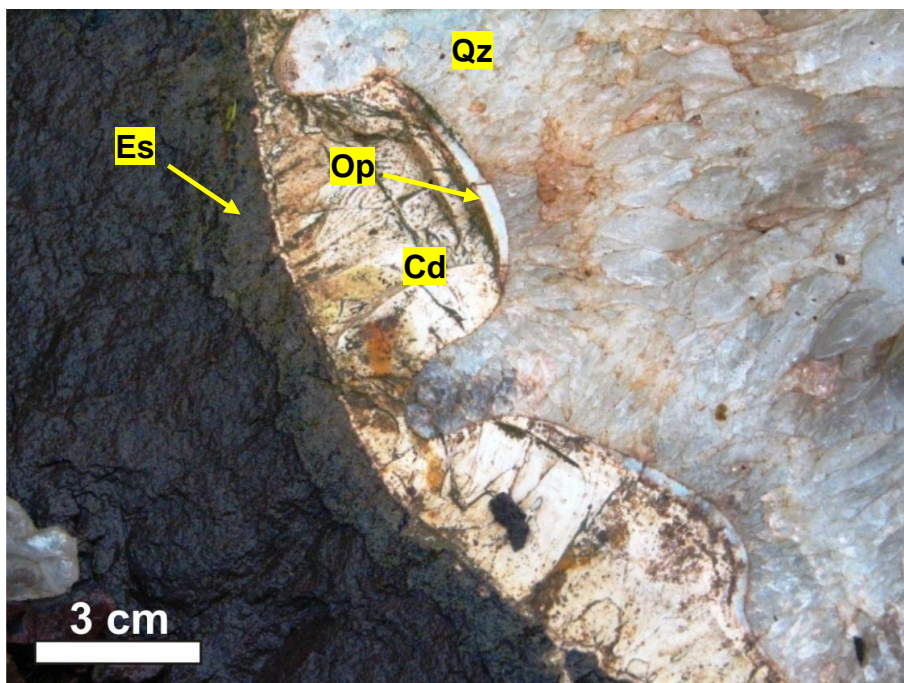


FIGURA 27 – FOTOGRAFIA DE DETALHE DE UM GEODO DA POPULAÇÃO B DO NÍVEL VESICULAR DE TOPO. OBSERVA-SE PREENCHIMENTO ZONADO CONCÊNTRICO APRESENTANDO DA BORDA PARA O CENTRO: ESMECTITA (Es), CALCEDÔNIA (Cd), OPALA (Op) E QUARTZO (Qz)

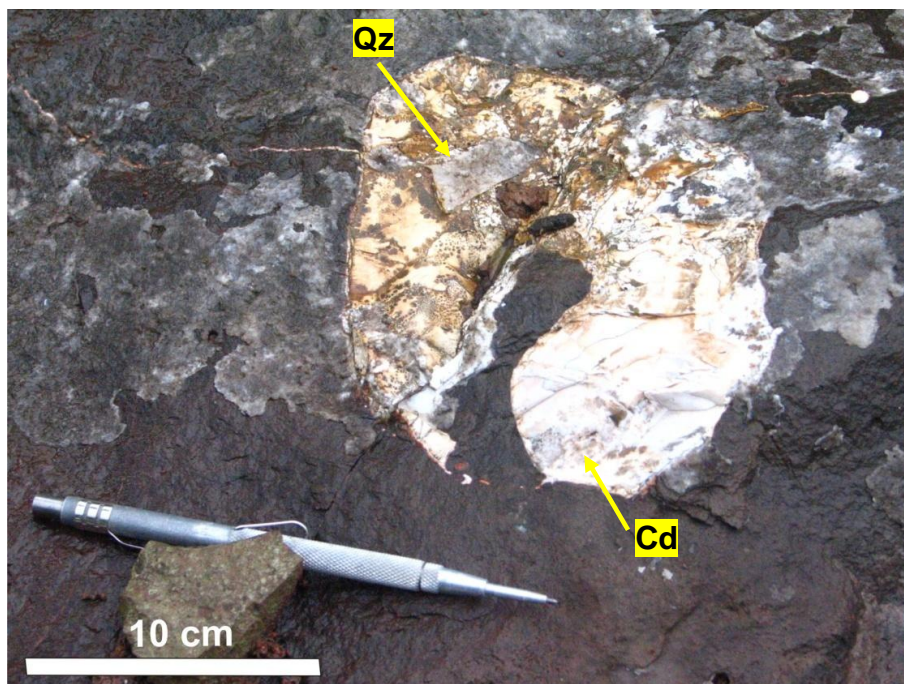


FIGURA 28 – FOTOGRAFIA DE UM GEODO DA POPULAÇÃO B DO NÍVEL VESICULAR DE TOPO PREENCHIDO POR CALCEDÔNIA (Cd) E QUARTZO (Qz). OBSERVAR REENTRÂNCIA DE BASALTO NO GEODO

Em meio aos geodos das populações A e B distribuem-se as vesículas e amígdalas da população C. Nesta, o formato predominante é arredondado, por vezes oblato. Apresentam diâmetros que variam desde 2 até 10 cm.

As amígdalas são parcial ou totalmente preenchidas. O preenchimento é monominerálico e pode ser de quartzo (Figura 29), calcedônia (Figura 30), calcita, celadonita e raramente heulandita (Figura 31), estilbita ou apofilita. Preenchimento zonado concêntrico é também observado em algumas destas amígdalas, que apresentam uma banda submilimétrica de argilominerais pretos (provavelmente esmectita) na borda mais externa, seguida por banda milimétrica a centimétrica de calcedônia e quartzo no centro.



FIGURA 29 – FOTOGRAFIA DE AMÍGDALA DA POPULAÇÃO C DO NÍVEL VESICULAR DE TOPO PREENCHIDA PARCIALMENTE POR QUARTZO (Qz)



FIGURA 30 – FOTOGRAFIA DE AMÍGDALA DA POPULAÇÃO C DO NÍVEL VESICULAR DE TOPO PREENCHIDA TOTALMENTE POR MAIS DE UMA GERAÇÃO DE CALCEDÔNIA (Cd)



FIGURA 31 – FOTOGRAFIA DE AMÍGDALA DA POPULAÇÃO C DO NÍVEL VESICULAR DE TOPO PREENCHIDA TOTALMENTE POR HEULANDITA (Hd)

A população *D* se distribui em meio às populações *B* e *C*. É caracterizada por vesículas e amígdalas pequenas, com diâmetros milimétricos até 2 cm e formato arredondado a achatado. As amígdalas são monominerálicas, parcial ou totalmente preenchidas por quartzo, calcita, calcedônia, celadonita e subordinadamente heulandita. Em algumas amígdalas é possível observar uma banda submilimétrica de esmectita na borda externa (Figura 32 e Figura 33).

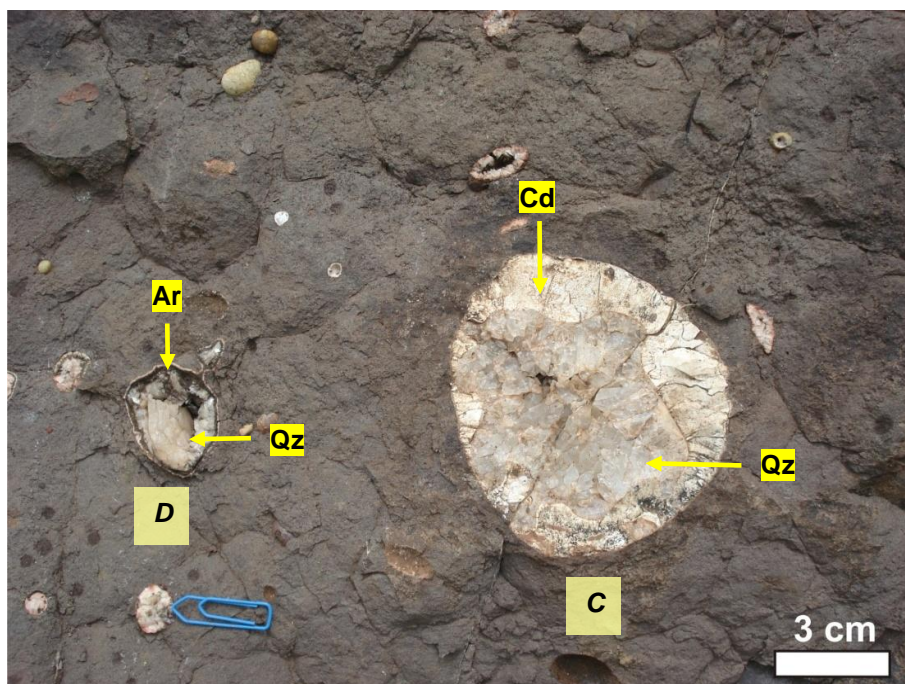


FIGURA 32 – FOTOGRAFIA DE VESÍCULAS E AMÍGDALAS DA POPULAÇÃO *D* (MENORES) EM MEIO À POPULAÇÃO *C* (MAIORES) DO NÍVEL VESICULAR DE TOPO. OBSERVAR BANDA DE ARGILOMINERAIS (AR) NA BORDA DE AMÍGDALA PREENCHIDA POR QUARTZO (QZ) DA POPULAÇÃO *D*. NOTAR PREENCHIMENTO ZONADO CONCÊNTRICO NA AMÍGDALA DA POPULAÇÃO *C*, COM QUARTZO (QZ) AO CENTRO E CALCEDÔNIA (CD) NA BORDA

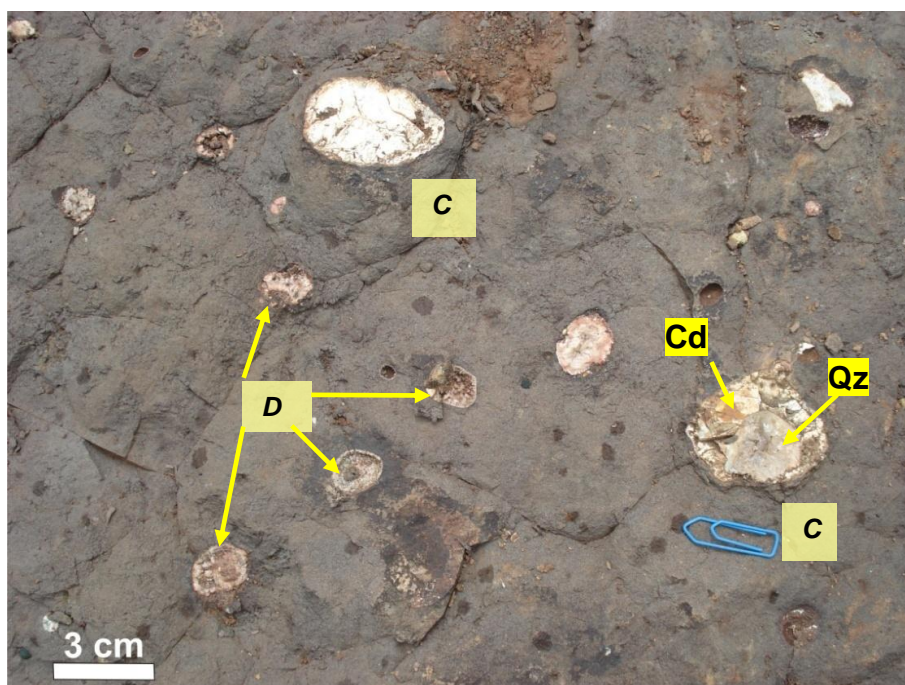


FIGURA 33 – FOTOGRAFIA DE VESÍCULAS E AMÍGDALAS DA POPULAÇÃO *D* EM MEIO À POPULAÇÃO *C* NO NÍVEL VESICULAR DE TOPO. OBSERVAR PREENCHIMENTO ZONADO CONCÊNTRICO NA AMÍGDALA DA POPULAÇÃO *C*, COM QUARTZO (QZ) AO CENTRO E CALCEDÔNIA (CD) NA BORDA

Em meio às populações *C* e *D* são observadas amígdalas interligadas por trilhas de vênulas. As vênulas apresentam traçado irregular e podem ser contínuas a descontínuas. Quando contínuas, prolongam-se por até 45 cm. A espessura varia entre 0,2 mm e 2,5 cm. As vênulas são totalmente preenchidas por quartzo, calcedônia ou calcita (Figura 34).

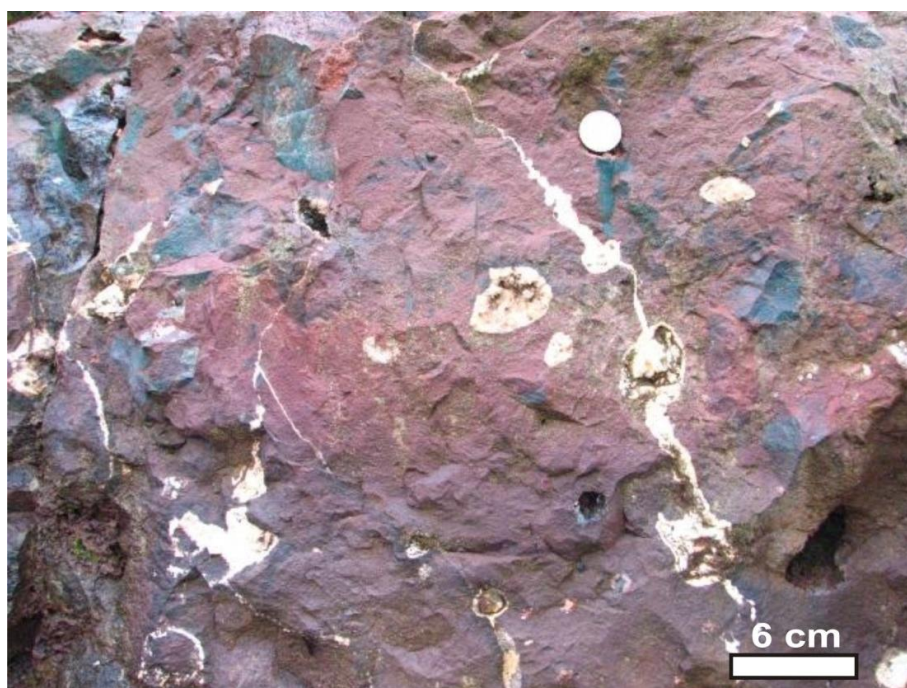


FIGURA 34 – FOTOGRAFIA DE TRILHAS DE VÊNULAS INTERLIGANDO AS AMÍGDALAS DA POPULAÇÃO *C* DO NÍVEL VESICULAR DE TOPO

Frequentemente as vênulas exibem terminações em cunha e conectam amígdalas de mesmo preenchimento (Figura 35).

A população *E* ocorre em meio ao basalto próximo do topo aflorante do nível vesicular, em contato com siltito ou com a base do derrame *B*. As amígdalas apresentam formatos arredondados e dimensões entre 1 e 3 mm. São preenchidas por celadonita, quartzo e heulandita. Próximo ao topo do nível vesicular são observadas vesículas e amígdalas achatadas. O formato destas se aproxima ao de uma gota invertida, com a parte achatada voltada para cima, em direção ao derrame superior.



FIGURA 35 – FOTOGRAFIA DE DETALHE DA FIGURA 34 MOSTRANDO UMA VÊNULA DE CALCEDÔNIA INTERLIGANDO AS AMÍGDALAS (COM MESMO PREENCHIMENTO) DA POPULAÇÃO C DO NÍVEL VESICULAR DE TOPO

Possíveis lençóis de vesículas (*vesicle sheets*) ocorrem de forma localizada nesta população. Os lençóis são feições alongadas horizontalmente, com espessura em torno de 3 cm, que não se prolongam por mais de 15 cm. São compostos por amígdalas com formatos arredondados a alongados na horizontal, acompanhando as bordas do lençol. A dimensão das amígdalas varia de milimétricas até 1,5 cm. São preenchidas por calcedônia. Seu formato sugere que elas tenham coalescido durante a formação (Figura 36).

Ao redor dos lençóis de vesículas não são observadas vesículas ou amígdalas, que se esperaria encontrar no topo vesicular de um derrame típico. O formato das vesículas sugere que elas tenham coalescido durante a fase de vesiculação.

O nível vesicular de topo pode conter possíveis zonas vesiculares horizontais (*horizontal vesicular zones*), uma vez que são observados contatos gradacionais entre as vesículas e amígdalas. Na base de nível predominam os grandes geodos,

logo acima os geodos de tamanho intermediário e, em direção ao topo, as vesículas e amígdalas vão tomando dimensões cada vez menores (milimétricas).



FIGURA 36 – FOTOGRAFIA DE LENÇOL DE VESÍCULAS EM MEIO À POPULAÇÃO E DO NÍVEL VESICULAR DE TOPO

A Tabela 2 contém a síntese das principais características do padrão de fraturas e vesicularidade nos diferentes níveis do derrame Salto Segredo.

TABELA 2 – SÍNTESE DAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DOS DIFERENTES NÍVEIS DO DERRAME SALTO SEGREDO

Níveis do derrame Salto Segredo	Dimensão dos prismas (largura)	Tipo de cavidade	Tamanho das calavidades	Preenchimento das amígdalas
Nível vesicular de topo	Não possui	Geodos	E – 50 altura x 30 largura (cm)	Quartzo
			D – Φ (diâmetro) 20-40 cm	Quartzo, calcita, calcedônia
		Vesículas e amígdalas	C – Φ 2-10 cm	Quartzo, calcedônia, calcita, celadonita (rara heulandita, estilbita e apofilita)
			B – Φ até 2 cm	Quartzo, calcedônia, calcita, celadonita (rara)

Níveis do derrame Salto Segredo		Dimensão dos prismas (largura)	Tipo de cavidade	Tamanho das calavidades	Preenchimento das amígdalas
					heulandita)
				A – Φ 1-3 mm	Quartzo, celadonita, calcedônia, heulandita
Nível maciço central	Mediana-superior	~ 1-2 m	Geodos (G), vesículas (v) e amígdalas (A) nos cilindros	G – 20 altura x 30 largura (cm) V e A – Φ 1,5 cm	G – Quartzo V e A – celadonita, calcedônia (rara zeólita)
	Mediana-inferior	~ 20-30 cm	Não possui	Não possui	Não possui
Nível vesicular de base		~ 30 cm	Vesículas, amígdalas	Φ 0,3-2 cm	Quartzo

5.4 SILTITO

Em contato com parte do nível vesicular de topo do derrame Salto Segredo ocorre uma camada de siltito. Esta camada é descontínua e irregular e tem aproximadamente 40 cm de espessura. O limite entre o siltito e o derrame é de difícil identificação, devido à avançada alteração intempérica de ambos os litotipos.

O siltito é amarelo, com areia muito fina subordinada e argila como cimento. Apresenta 85% de quartzo+feldspato (provável), cuja proporção individual não foi possível definir devido à granulação pelítica da rocha. Possui 15% de mica branca, disseminada pela rocha e observada com auxílio de lupa 20x de aumento.

O topo da camada de siltito está em contato com a base do derrame *B*, descrito a seguir.

5.5 DERRAME B

O derrame *B* posiciona-se diretamente sobre o nível vesicular de topo do derrame Salto Segredo, quando a camada de siltito está ausente (vide FIGURA 14-7).

A base do derrame *B* é formada por basalto maciço intensamente oxidado nos locais de estudo. A rocha apresenta pelo menos dois sistemas de fraturas. Ambos possuem fraturas subverticais, regulares e contínuas, com espaçamento médio de 20 cm. Possui uma espessura aflorante de no máximo 1 m (Figura 37). Seu limite superior, porém, não foi observado.



FIGURA 37 – FOTOGRAFIA DO BASALTO OXIDADO DO DERRAME B. NOTAR FRATURAS REGULARES E CONTÍNUAS QUE FORMAM PRISMAS ESTREITOS

5.6 OUTROS LITOTIPOS ASSOCIADOS AO DERRAME SALTO SEGREDO

5.6.1 Brecha Basáltica-Calcítica

A brecha basáltica-calcítica é intraderrame e ocorre na porção mediana-inferior do nível maciço central do derrame Salto Segredo. Forma corpos com geometria irregular e espessura máxima de 1 m.

A brecha está associada a um sistema de vênulas preenchidas igualmente por calcita. As vênulas são irregulares e descontínuas e têm espessura milimétrica e extensão variada, com algumas apresentando centímetros enquanto outras se prolongam por até 1 m. Frequentemente as vênulas entrecruzam-se. Na maioria dos

casos, se desenvolvem a partir do corpo de brecha, e preenchem não só fraturas como cavidades irregulares (Figura 38).

Os corpos de brecha ocorrem em meio às vênulas. Não apresentam padrão evidente de distribuição e têm formato irregular. Os clastos que compõem a brecha são de basalto vesicular, angulosos a subarredondados, com esfericidade baixa. Os tamanhos variam de 0,5 a 7 cm. Texturalmente, as brechas são sustentadas por clastos.

Nos interstícios dos clastos observa-se cimento composto por calcita, com cristais bem formados tendendo à euedria. Este material preenche também as vênulas. Não há vestígios de matriz ou sedimentos associados.



FIGURA 38 – FOTOGRAFIA DE BRECHA BASÁLTICA-CALCÍTICA COM CALCITA COMPONDO O CIMENTO E PREENCHENDO AS VÊNULAS

5.6.2 Brecha Basáltica-Quartzosa

A brecha basáltica-quartzosa é intraderrame e ocorre na porção mediana-superior do nível maciço central do derrame Salto Segredo.

A brecha basáltica-quartzosa possui geometria irregular e dimensões variadas. No perfil analisado, a brecha possui no máximo 4 m de largura por 6 m de altura. É composta por clastos de basalto maciço, angulosos a subangulosos, com esfericidade baixa. As dimensões variam de milimétricas até 15 cm. Texturalmente, a rocha é sustentada por clastos. Nos interstícios entre os clastos observa-se cimento de quartzo cristalino (Figura 39A e Figura 39B).

Na zona de brecha são observadas cavidades com tamanhos variados, desde milimétricas até 70 cm. A maioria não está preenchida. Quando preenchidas, as cavidades contêm cristais de quartzo (Figura 39C), calcita e zeólita. Os cristais de natrólita podem atingir até 7 cm em seu eixo maior.

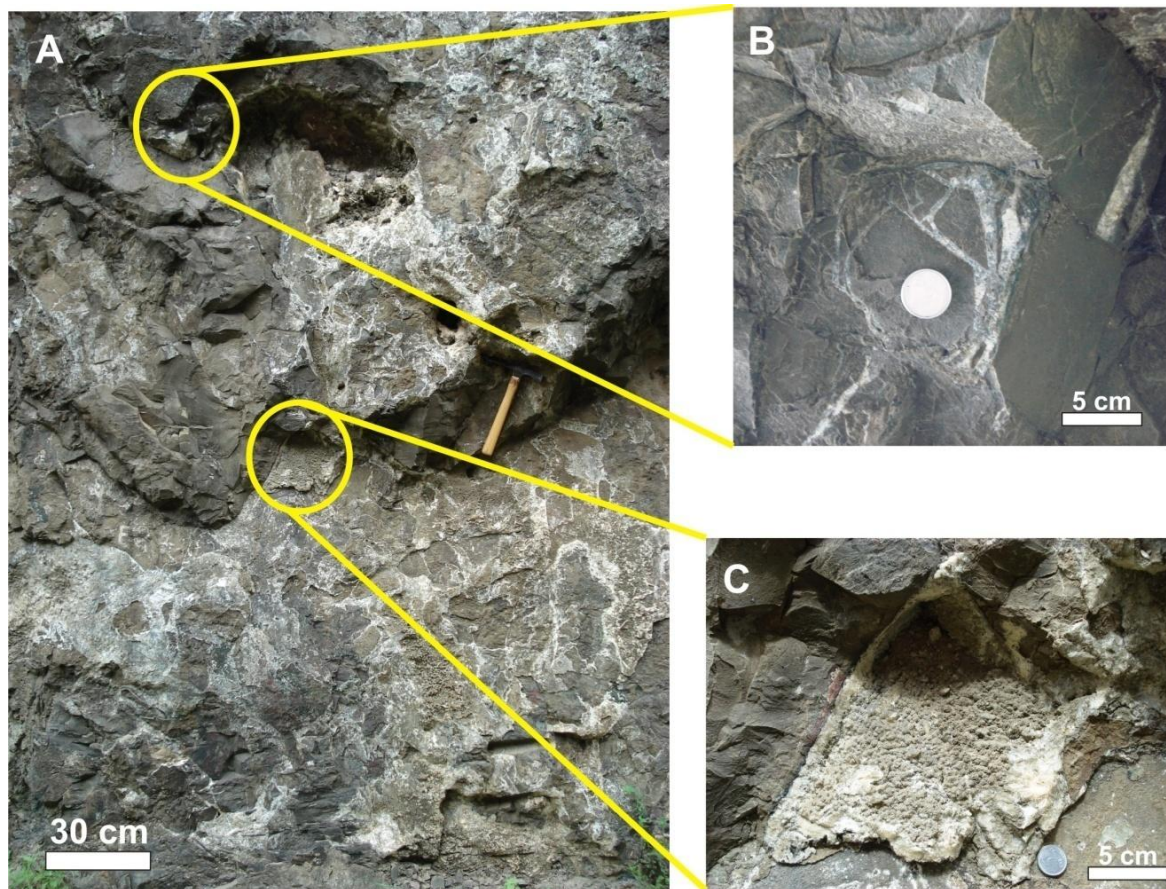


FIGURA 39 – A) FOTOGRAFIA DA BRECHA BASÁLTICA-QUARTZOSA; B) DETALHE DA BRECHA BASÁLTICA-QUARTZOSA EXIBINDO CLASTOS ANGULOSOS DE BASALTO; C) CAVIDADE PREENCHIDA POR QUARTZO

Nas proximidades desta brecha ocorrem veios com até 2 cm de espessura, brechados na base e preenchidos por calcita. É observado, ainda, microfratura preenchida por siltito (Figura 40A e Figura 40B).

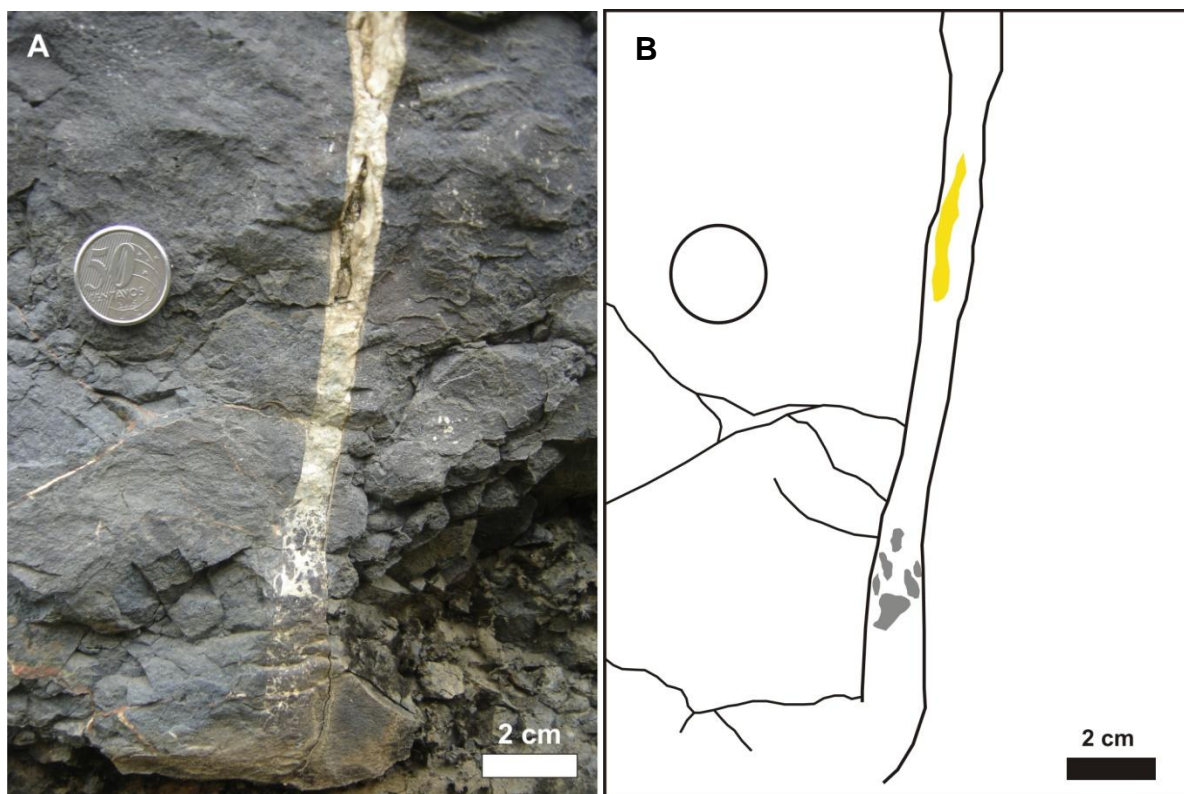


FIGURA 40 – A) VEIO PREENCHIDO POR CALCITA. NOTAR BRECHA NA BASE DO VEIO; B) REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DO VEIO. CLASTOS DE BASALTO EM CINZA E SILTITO PREENCHENDO A MICROFRATURA EM AMARELO

A brecha basáltica-quartzosa ocorre em uma faixa de zonas de cisalhamento rúpteis discretas de aproximadamente 10 m de largura (Figura 41). A orientação preferencial média desta zona é 270/85 (notação mão esquerda), concordando com o plano que contém a brecha.

A zona de cisalhamento é definida por, no mínimo, três sistemas de fraturas: sistemas I, II e III.

O Sistema I apresenta fraturas subhorizontais descontínuas, com atitude média 130/12 e espaçamento métrico. O Sistema II têm fraturas subverticais contínuas, fechadas, com espaçamento decimétrico e atitude média 024/75. O Sistema III possui fraturas subhorizontais, abertas e contínuas, com espaçamento métrico e preenchidas por calcita. Têm atitude média E-W.

Não foram observados, no entanto, indicadores cinemáticos que pudessem definir o sentido do movimento na zona de cisalhamento.



FIGURA 41 – FOTOGRAFIA DE ZONA DE CISALHAMENTO NA PORÇÃO MEDIANA-SUPERIOR DO NÍVEL MACIÇO CENTRAL

5.6.3 Brecha Basáltica-Siltosa

A brecha basáltica-siltosa é interderrame, e ocorre entre a base do derrame Salto Segredo e o topo do derrame A (vide Figura 14-1). Apresenta-se também na base do derrame A. Os corpos apresentam geometria irregular, com espessuras que variam de 30 cm a 2 m. O contato com o basalto é irregular e abrupto (Figura 42). Por vezes a brecha ramifica-se até um horizonte de siltito, frequentemente subhorizontal.

As brechas são compostas por clastos de basalto maciço e basalto vesicular, angulosos a subangulosos, com esfericidade baixa. Os clastos maiores, medindo entre 3 e 5 cm, são predominantemente angulosos. Em alguns locais observa-se orientação destes. Os clastos menores, com até 3 cm, são subangulosos, por vezes

subarredondados. Não se observam bordas de reação nos clastos de basalto em contato com a matriz.



FIGURA 42 – FOTOGRAFIA DE CORPO DE BRECHA BASÁLTICA-SILTOSA COM GEOMETRIA IRREGULAR

A textura da rocha é sustentada por matriz, em porções que predominam clastos menores e subarredondados, e sustentada por clastos, nas porções onde se concentram clastos maiores e angulosos. A matriz é composta por siltito e arenito muito fino a fino, ambos de cor creme avermelhada.

Níveis subhorizontais, irregulares e descontínuos de siltito, com espessura de no máximo 10 cm, ocorrem associados às brechas.

Nas proximidades da brecha basáltica-siltosa são observados diques clásticos com em média 1,5 cm de espessura. São preenchidos por silte de cor creme avermelhada. Zonas de alteração com aproximadamente 2 mm ocorrem nas bordas do dique, compostas por argilomineral preto, provavelmente esmectita (Figura 43A e Figura 43B).

O dique contém fragmentos subangulosos de basalto cinza maciço nas suas extremidades. Estes fragmentos ocorrem isolados e não apresentam contatos uns com os outros.

Na base do dique clástico principal ocorrem ramificações que se prolongam por até 3 cm, com espessura em torno de 1 cm. Em uma destas ramificações ocorrem cavidades com até 0,5 cm de diâmetro, sem preenchimento.

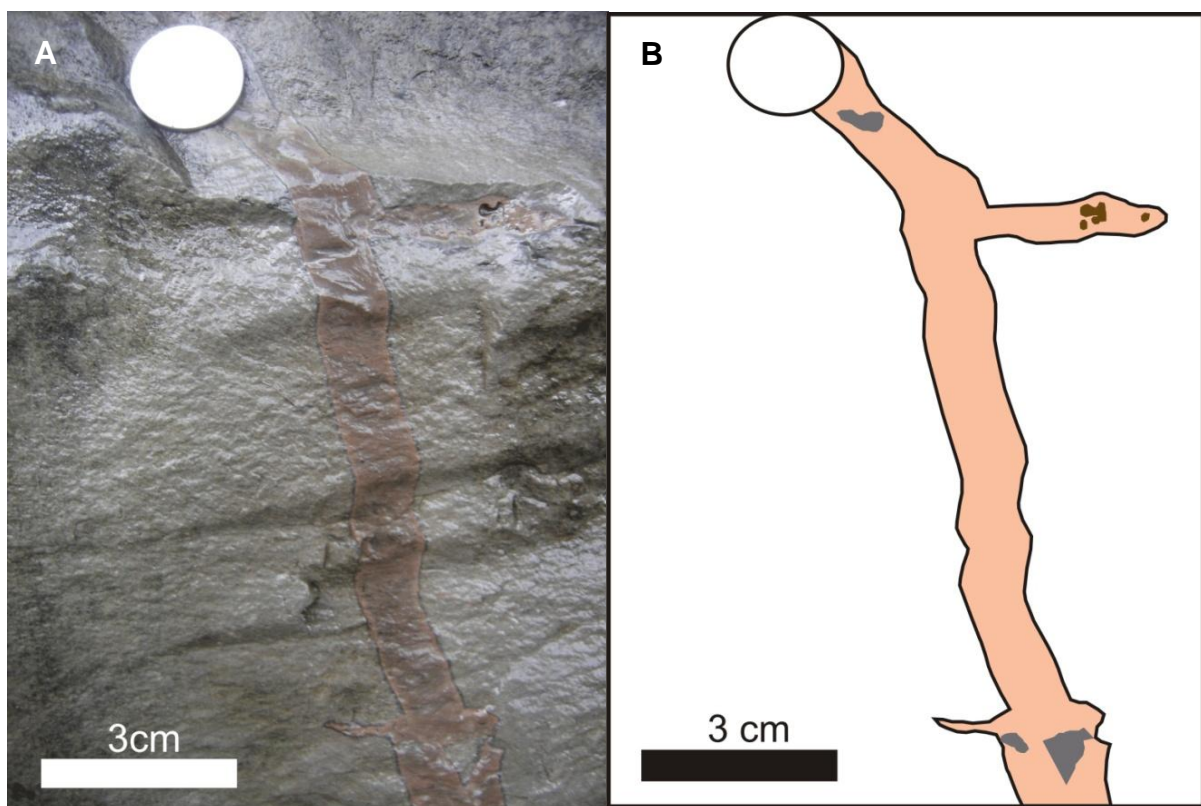


FIGURA 43 – A) FOTOGRAFIA DO DIQUE CLÁSTICO PREENCHIDO POR SILTE COM ARGILOMINERAL PRETO NAS BORDAS; B) REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DO DIQUE CLÁSTICO (ROSA), COM DETALHE PARA FRAGMENTOS DE BASALTO (CINZA) E CAVIDADES (MARROM)

5.6.4 Brecha Basáltica-Arenosa

A brecha basáltica-arenosa é interderrame e ocorre restrita no limite entre a base do derrame Salto Segredo e o topo do derrame A. Está associada a peperitos e brecha basáltica-siltosa. A geometria dos corpos é irregular e apresenta largura máxima de 1 m.

A brecha é formada por clastos de basalto vesicular subarredondados a arredondados, com esfericidade heterogênea. O tamanho dos clastos varia entre 0,5 e 10 cm. A matriz é formada por areia fina branca. Texturalmente, a brecha é sustentada pela matriz (Figura 44).

O arenito fino branco restringe-se à matriz da brecha. Não ocorre em estratos, como os horizontes de siltito associados aos peperitos e à brecha basáltica-siltosa.



FIGURA 44 – FOTOGRAFIA DA BRECHA BASÁLTICA-ARENOSA COM CLASTOS DE BASALTO VESICULAR E MATRIZ DE AREIA FINA BRANCA

5.6.5 Peperitos

Os peperitos são interderrame, e ocorrem entre a base do derrame Salto Segredo e o topo do derrame A, associados às brechas basáltica-siltosa e arenosa (vide Figura 14-2). Os peperitos ocorrem em corpos irregulares que se distribuem de duas maneiras: (1) interdigitados a horizontes de siltito, com contatos difusos (2) em contato brusco e regular com os horizontes de siltito.

A matriz é formada por siltito creme avermelhado ou, de forma localizada, por areia muito fina branca. Nesta última, frequentemente são observadas laminações plano-paralela e cruzada tabular. Texturalmente, o peperito é sustentado pela matriz.

Os clastos são de basalto vesicular, subarredondados a subangulosos e medem até 15 cm. Observa-se que frequentemente as vesículas do basalto são preenchidas pelo mesmo siltito da matriz (Figura 45).



FIGURA 45 – PEPERITO COMPOSTO POR CLASTOS SUBARREDONDADOS DE BASALTO COMPOSTO VESICULAR E MATRIZ DE SILTITO CREME AVERMELHADO. BORDAS DE REAÇÃO AO REDOR DOS CLASTOS SÃO OBSERVADAS

Nos níveis onde os clastos de basalto são subarredondados, estes apresentam bordas de reação. As bordas medem até 0,3 cm de espessura, e nelas o siltito tem granulação maior que a da matriz e cor avermelhada. Até 15% de mica branca fina se forma a partir dos clastos, para além das bordas de reação por aproximadamente 10 a 15 cm.

O contato superior dos peperitos se dá com o corpo de brecha basáltica-arenosa e, quando este é ausente, diretamente com a base do derrame Salto Segredo.

6 PETROGRAFIA DO DERRAME SALTO SEGREDO

Petrograficamente foram analisadas vinte e cinco amostras, entre basaltos do derrame Salto Segredo, brechas e peperitos. Não foi possível obter amostras viáveis à petrografia dos basaltos que compõem os derrames *A* e *B* e das brechas basáltica-arenosa e basáltica-quartzosa.

A descrição dos basaltos do derrame Salto Segredo compreende a caracterização textural, estrutural, identificação e descrição dos minerais primários e secundários.

As brechas foram descritas com base na distribuição, forma, arranjo e composição dos clastos, bem como sua relação com a matriz. A descrição da matriz envolveu a identificação e caracterização dos minerais componentes, sua forma e arranjo. Foram descritos ainda os minerais secundários que preenchem as cavidades.

Para os peperitos, além da mesma caracterização aplicada às brechas, foi observada a presença de bordas reativas nos clastos e se há preenchimento de cavidades por sedimentos.

A descrição petrográfica do derrame Salto Segredo é apresentada segundo sua estruturação interna: nível vesicular de base, nível maciço central e nível vesicular de topo.

6.1 NÍVEL VESICULAR DE BASE

O basalto presente no nível vesicular de base apresenta granulação muito fina, estrutura microporfirítica e textura subofítica (Figura 46). A matriz da rocha é formada por 45% de labradorita, 35% de augita, 10% de mesóstase, 5% de minerais opacos e 5% de amígdalas. Labradorita e augita ocorrem também na forma de microfenocristais.

Os microfenocristais de plagioclásio foram classificados como labradorita, e perfazem 5% da rocha. Apresentam dimensões entre 0,5 e 1,0 mm, raramente

atingem 1,3 mm no seu eixo maior. São tabulares euédricos a subédricos e exibem limites muito irregulares ou difusos (em desequilíbrio).

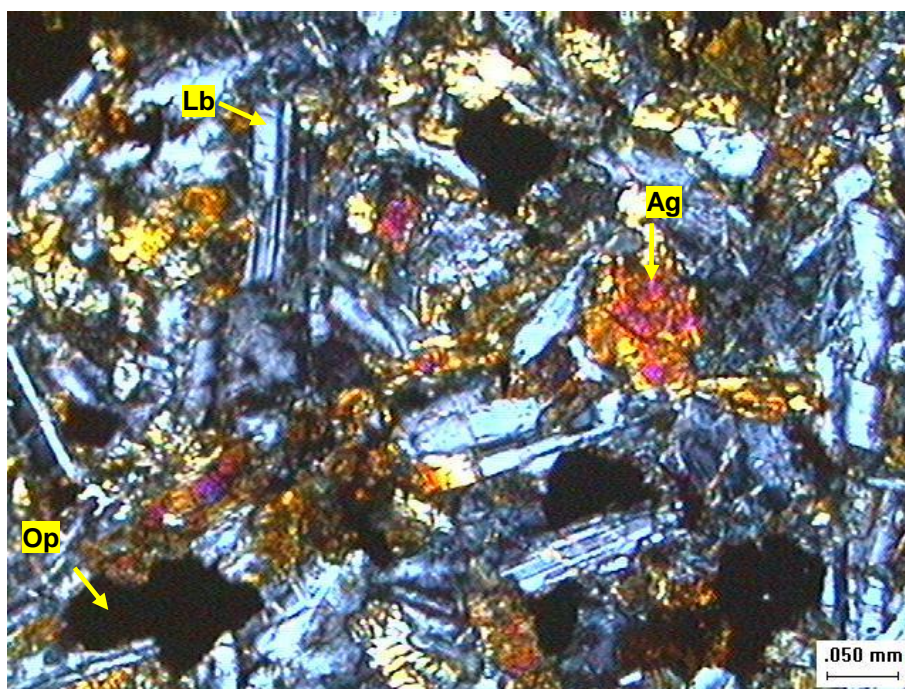


FIGURA 46 – FOTOMICROGRAFIA EM LUZ TRANSMITIDA POLARIZADA (LP) DA TEXTURA MICROPORFIRÍTICA DE BASALTO DO NÍVEL VESICULAR DE BASE. LABRADORITA (LB), AUGITA (AG) E MINERAIS OPACOS (OP)

Em alguns microfenocristais de laboradorita são observadas microfaturas intragranulares com padrão conjugado oblíquo (Figura 47). As fraturas são preenchidas por argilominerais e minerais opacos.

Na matriz, a laboradorita é ripiforme subédrica, com tamanho entre 0,05 e 0,2 mm e os limites são predominantemente difusos. Os cristais de laboradorita, tanto na matriz como os microfenocristais, exibem rara alteração para argilominerais.

Feições de reação são observadas em microfenocristais e cristais da matriz, que ocorrem frequentemente com bordas corroídas, marcadas pela reentrância da matriz no interior do cristal. É possível ainda observar em alguns microfenocristas bordas reabsorvidas pela matriz, onde o limite entre o cristal e o material que o envolve não é mais nítido (vide Figura 47).

Os microfenocristais de augita têm entre 0,4 e 0,8 mm (segundo eixo C), e são tabulares subédricos, com contornos difusos. Na matriz a augita é tabular subédrica a anédrica, com até 0,15 mm no eixo C e limites em desequilíbrio.

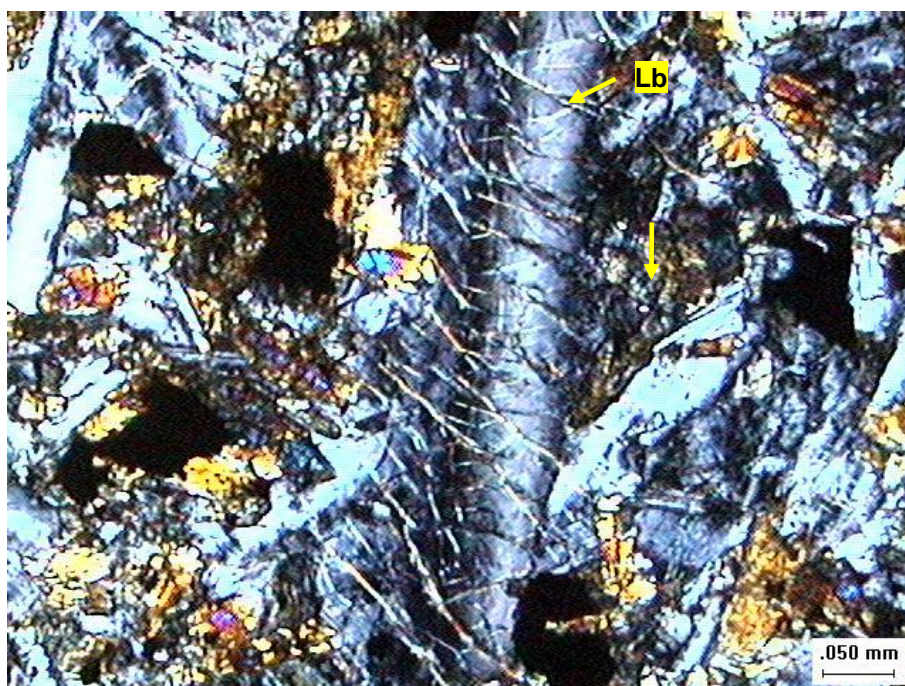


FIGURA 47 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE MICROFENOCRISTAL LABRADORITA (Lb) EM BASALTO DO NÍVEL VESICULAR DE BASE. NOTAR PADRÃO CONJUGADO DE FRATURAS INTERGRANULARES PREENCHIDAS POR ARGILOMINERAIS

Alguns microfenocristais de augita apresentam microfraturas intragranulares, com discreto padrão conjugado, oblíquas ao eixo C. Podem ocorrer preenchidas por minerais opacos, sericita ou epidoto (Figura 48).

Cristais de augita podem apresentar cristalização de minerais opacos nas bordas, principalmente na matriz. Na matriz também é freqüente encontrar cristais de augita parcial ou totalmente oxidados.

Observa-se em alguns microfenocristais e em cristais da matriz bordas corroídas, com reentrâncias do material da matriz nos cristais de augita.

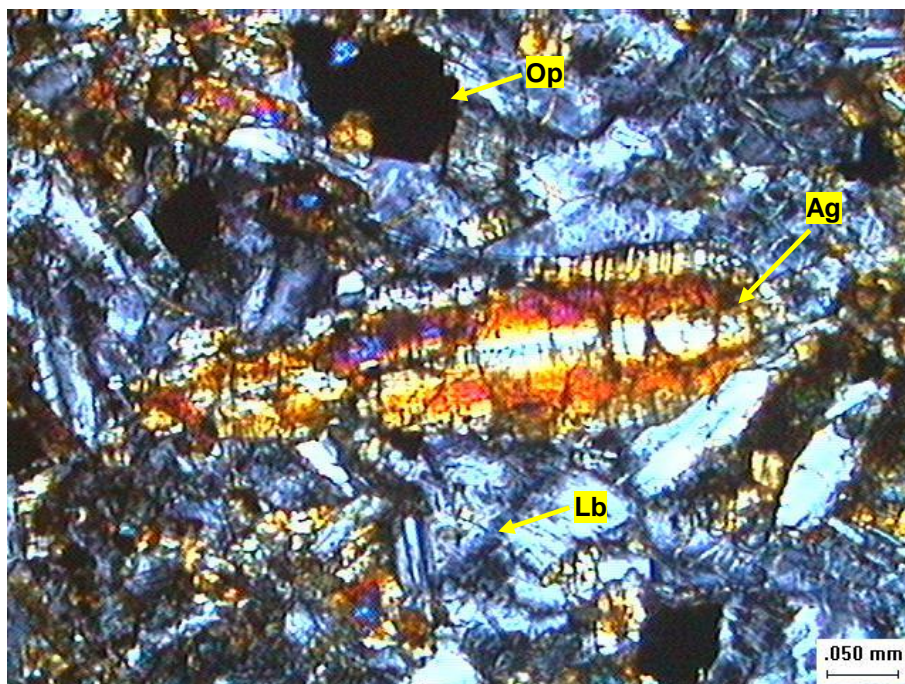


FIGURA 48 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE MICROFENOCRISTAL AUGITA (AG) COM FRATURAS PREENCHIDAS POR MINERAIS OPACOS (OP), EM BASALTO DO NÍVEL VESICULAR DE BASE. NOTAR LABRADORITA (LB)

Ocorrem quatro gerações de minerais opacos: (1) com hábito octaédrico, limites nítidos e no máximo 0,2 mm, com freqüentes inclusões de labradorita e augita (Figura 49); (2) anédricos e intersticiais aos demais minerais da matriz, com limites difusos tamanho entre 0,08 e 0,15 mm (vide Figura 46 e Figura 48); (3) preenchendo microfraturas em microfenocristais de labradorita e augita; (4) cristalizados ao redor dos cristais de augita na matriz.

A mesóstase é constituída por material criptocristalino castanho escuro. Ocorre de forma homogênea na rocha, intersticial aos minerais.

As microvesículas observadas possuem formato arredondado, alongado e irregular, e atingem até 3 mm de diâmetro. Podem ser parcial ou totalmente preenchidas por quartzo, esmectita, carbonatos, celadonita ou clorita. Podem ainda ter o centro preenchido por mesóstase. O contato das vesículas com a matriz é nítido e regular.

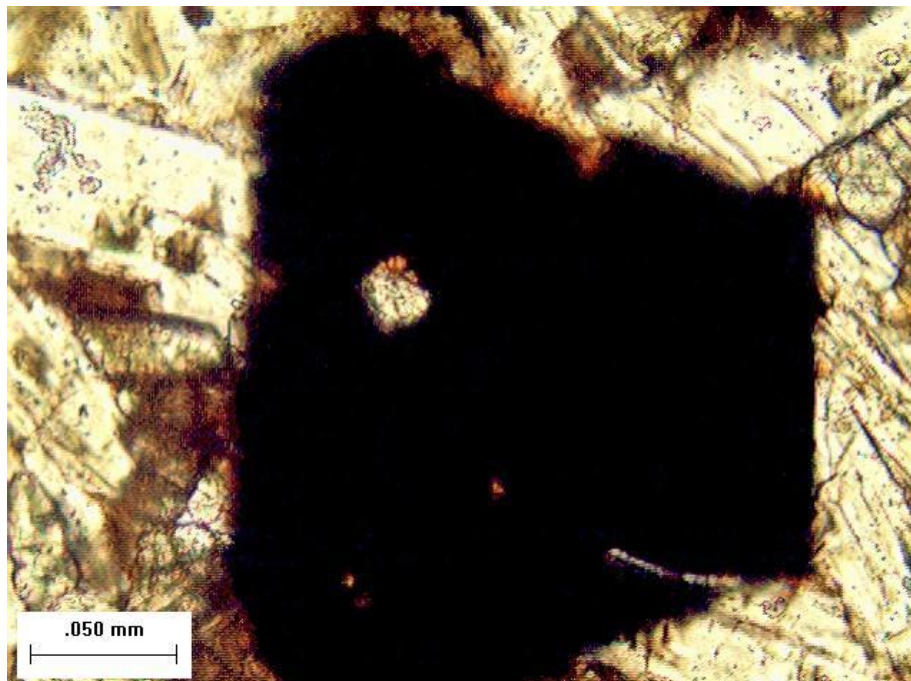


FIGURA 49 – FOTOMICROGRAFIA EM LUZ NATURAL (LN) DE MINERAL OPACO EM BASALTO DO NÍVEL VESICULAR DE BASE. NOTAR INCLUSÃO DE LABRADORITA

A maioria das amígdalas apresenta preenchimento composto. O mais comum mostra os limites revestidos por finas bandas de quartzo criptocristalino, seguido por esmectita e, no centro, preenchendo a maior parte da cavidade, quartzo, carbonatos, clorita ou celadonita (Figura 50). Também se observam amígdalas com quartzo nas bordas (Figura 51).

São comuns ainda amígdalas monominerálicas preenchidas por esmectita, quartzo, carbonatos ou clorita.

Os cristais de clorite possuem cor marrom esverdeado e pleocroísmo moderado. Os cristais são fibrorradiados contidos em arranjo hexagonal, e a cor de interferência é caracterizada por uma miscelânea entre castanho claro e castanho esverdeado (Figura 52). Também ocorre de forma localizada na borda de algumas amígdalas.

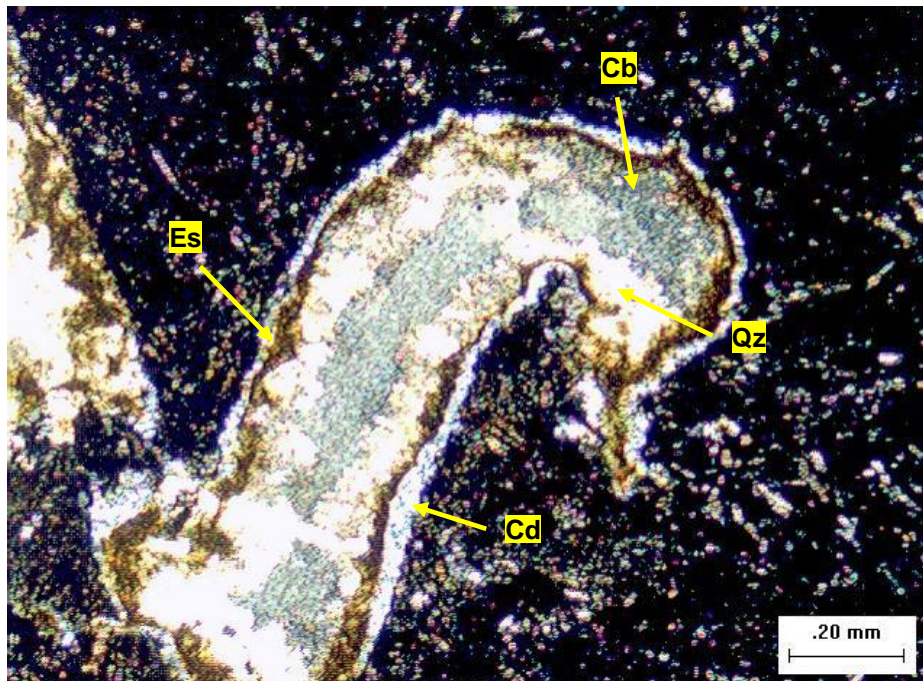


FIGURA 50 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE AMÍGDALA EM BASALTO DO NÍVEL VESICULAR DE BASE PREENCHIDA, DA BORDA PARA O CENTRO, POR CALCEDÔNIA (Cd), ESMECTITA (Es), QUARTZO (Qz) E CARBONATO (Cb)

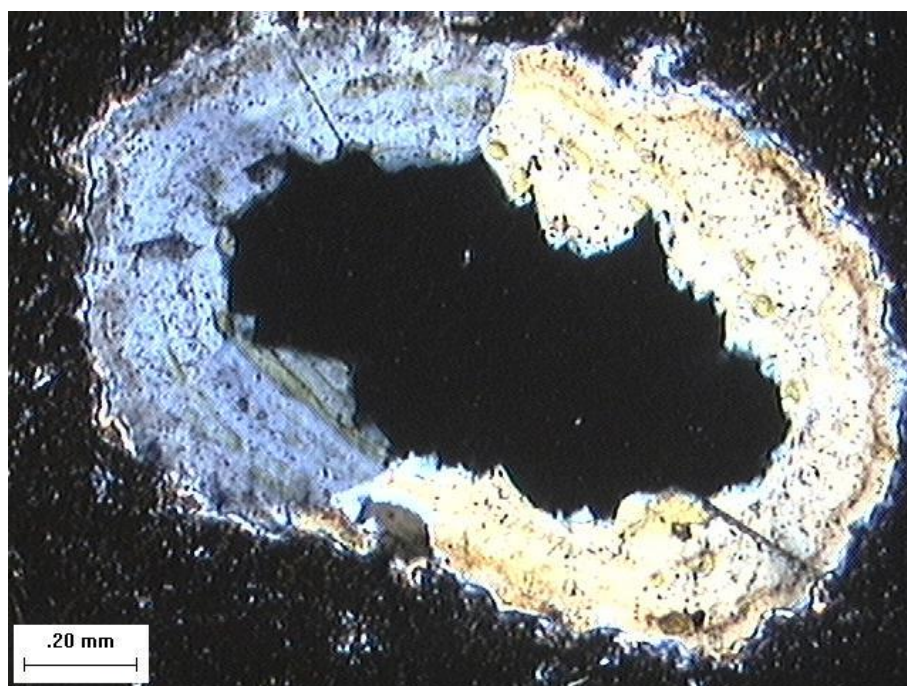


FIGURA 51 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE AMÍGDALA EM BASALTO DO NÍVEL VESICULAR DE BASE PREENCHIDA POR QUARTZO (Qz) NAS BORDAS

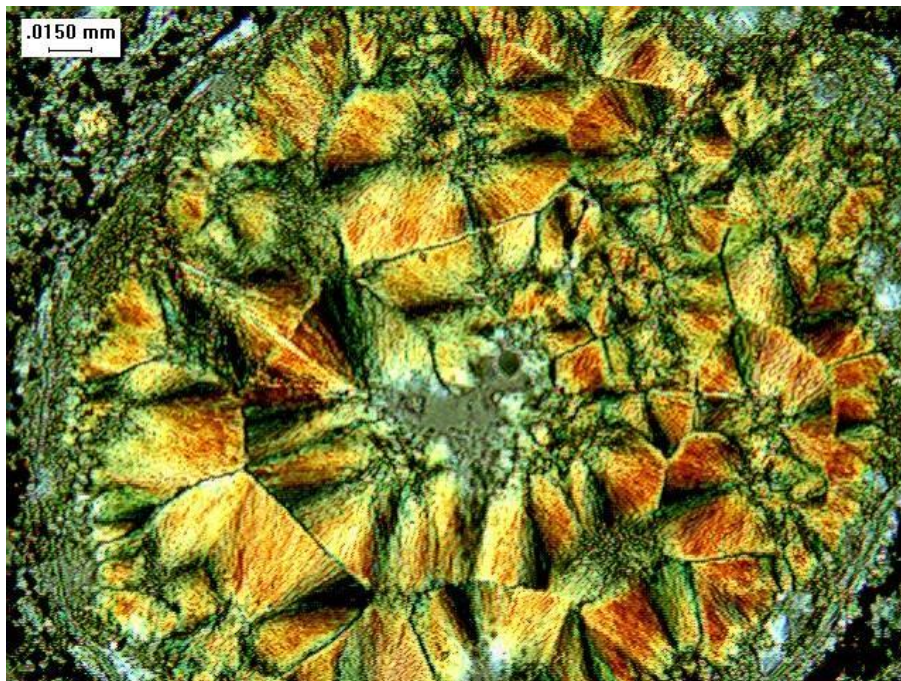


FIGURA 52 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE AMÍGDALA EM BASALTO PREENCHIDA CLORITA, OBSERVADA NO NÍVEL VESICULAR DE BASE

O carbonato que preenche algumas amígdalas é formado por cristais anédricos ou hexagonais subédricos, frequentemente com terminações irregulares ou pontiagudas (Figura 53).

Esmectita ocorre nas bordas de algumas vesículas e também preenchendo completamente algumas, com calcedônia nas bordas. Os cristais são marrons e apresentam cor de interferência esverdeada. O pleocroísmo é fraco.

Ocorrem amígdalas conectadas por microvênulas preenchidas pelos mesmos minerais das amígdalas. É freqüente ainda que as microvênulas sejam preenchidas somente por esmectita. As amígdalas preenchidas somente por quartzo ou esmectita têm dimensões menores que as demais e são arredondadas. As que contêm carbonato têm formato arredondado ou alongado irregular e são as maiores. Em várias amígdalas é possível observar feições de coalescência, onde as vesículas apresentam desvio do formato original (Figura 54).

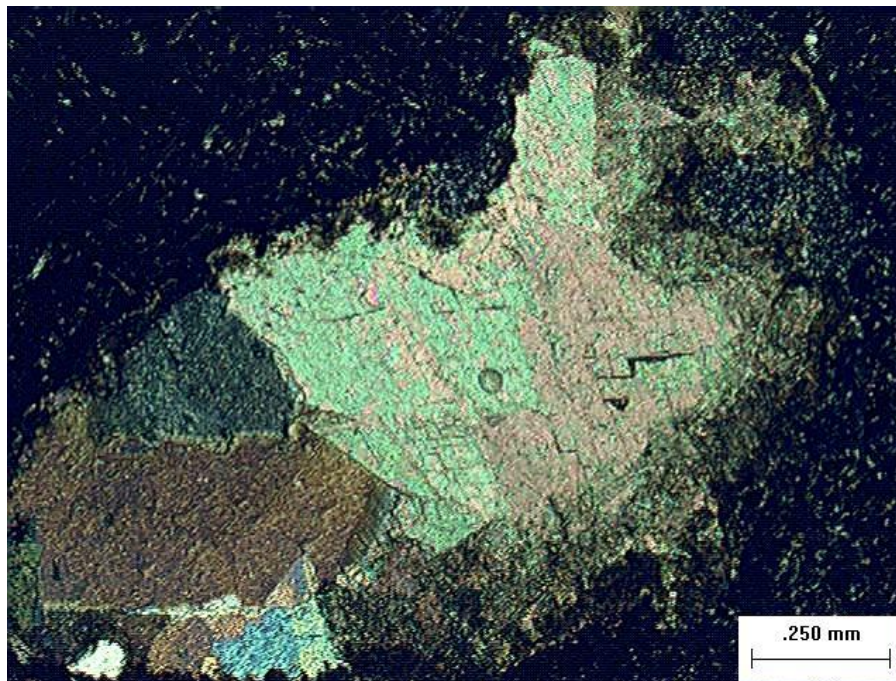


FIGURA 53 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE AMÍGDALA EM BASALTO PREENCHIDA POR CARBONATOS (Cb) DO NÍVEL VESICULAR DE BASE

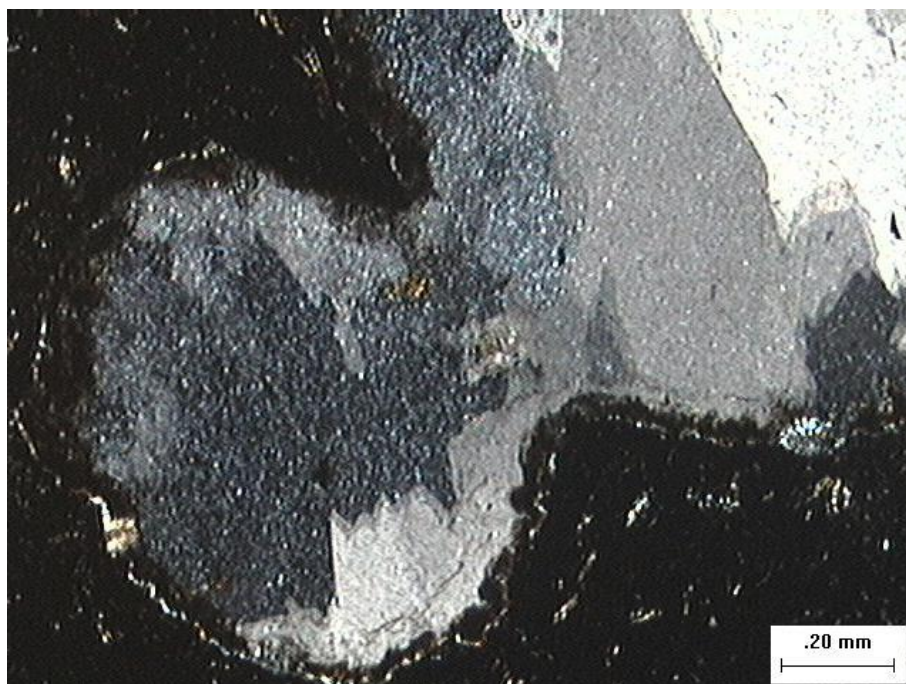


FIGURA 54 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE AMÍGDALA PREENCHIDA COM CARBONATO (Cb) COM FEIÇÃO DE COALESCÊNCIA NO NÍVEL VESICULAR DE BASE

6.2 NÍVEL MACIÇO CENTRAL

Pode ser individualizado em duas porções, com base nas características texturais e mineralógicas em: porção mediana-inferior e mediana-superior.

Na porção *mediana-inferior* do nível maciço central, o basalto é cinza escuro e apresenta granulação muito fina a fina. A textura da rocha é subafírica (Figura 55). São observados na matriz labradorita (30%), augita (50%), minerais opacos (10%) e mesóstase (10%). Traços de esmectita ocorrem de forma disseminada intersticial na matriz.



FIGURA 55 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DA TEXTURA SUBAFÍRICA DO BASALTO DA PORÇÃO MEDIANA-INFERIOR DO NÍVEL MACIÇO CENTRAL. LABRADORITA (Lb), AUGITA (Ag) E MINERAIS OPACOS (Op)

Labradorita e augita ocorrem como microfenocristais, euédricos a subédricos e com limites difusos. Atingem dimensões de até 1,2 mm (eixo C) e exibem limites irregulares, em desequilíbrio com a matriz. São observados ainda cristais de labradorita com geminação e tendência à euedria (Figura 56). Na Figura 56, observa-se que um dos cristais de labradorita do arranjo possui limites tendendo a retos e pouco difusos, enquanto o outro apresenta manto de cristalização irregular,

formado pelos minerais que compõem a matriz, como indício de reabsorção pela matriz.

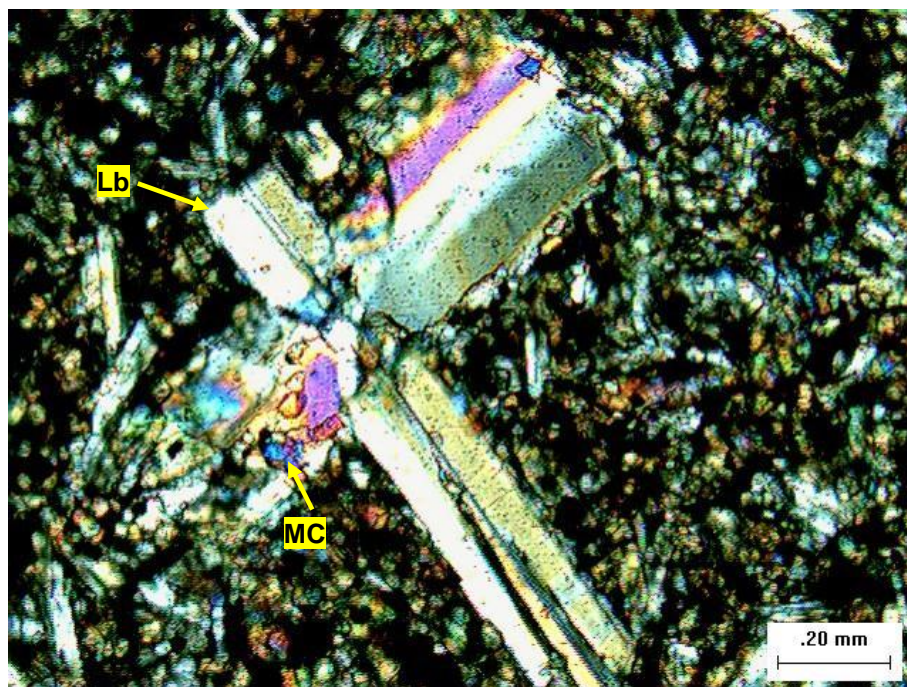


FIGURA 56 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE BASALTO COM TEXTURA SUBAFÍRICA. NOTAR CRISTAIS DE LABRADORITA (LB) COM GEMINAÇÃO E MANTO DE CRISTALIZAÇÃO (MC). PORÇÃO MEDIANA-INFERIOR DO NÍVEL MACIÇO CENTRAL

Alguns microfenocristais encontram-se fraturados. As fraturas são oblíquas ao eixo C e frequentemente são preenchidas por minerais opacos (Figura 57).

Na matriz, os cristais de labradorita são ripiformes subédricos com em média 0,15 mm, apresentando contornos difusos. De forma localizada, ocorrem orientados segundo uma direção preferencial (Figura 58).

Os cristais de labradorita, principalmente na matriz, apresentam bordas irregulares e corroídas pela matriz, embora ocorram com menor frequência do que no nível vesicular de topo.

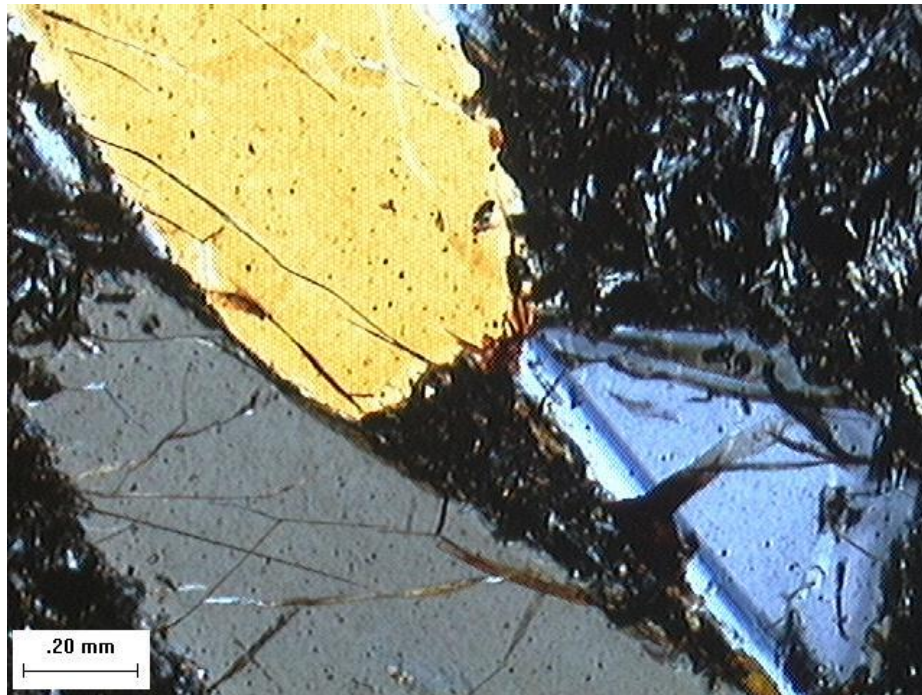


FIGURA 57 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE MICROFENOCRISTAIS FRATURADOS DE LABRADORITA (LB) DA PORÇÃO MEDIANA-INFERIOR DO NÍVEL MACIÇO CENTRAL

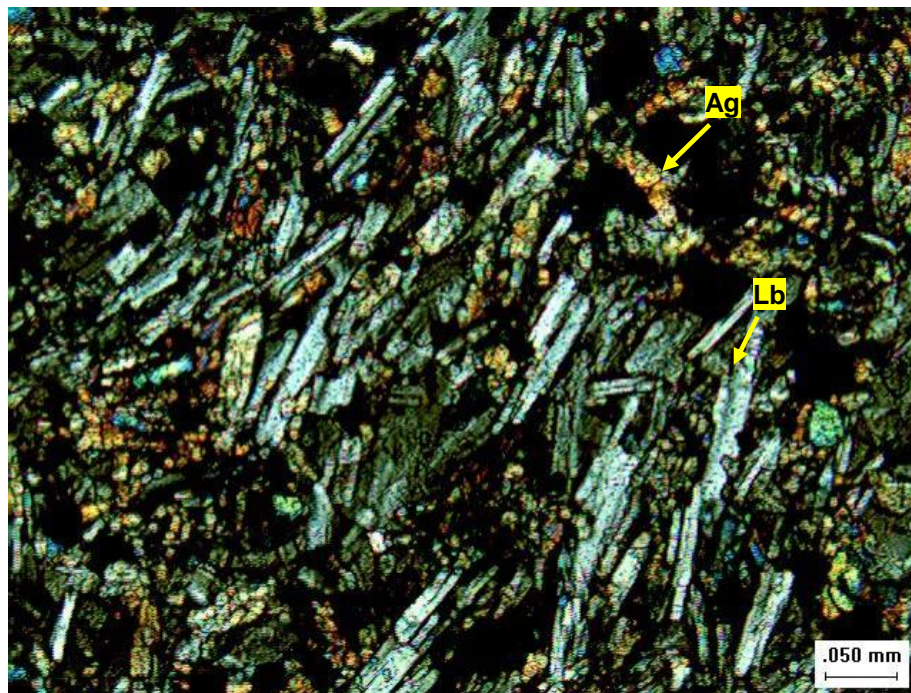


FIGURA 58 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE MICROFENOCRISTAIS DE LABRADORITA (LB) E AUGITA (AG) APRESENTANDO ESTRUTURA DE FLUXO. PORÇÃO MEDIANA-INFERIOR DO NÍVEL MACIÇO CENTRAL

A augita ocorre somente na matriz. Possui hábito tabular subédrico a anédrico, com dimensões entre 0,05 e 0,1 mm e limites difusos, marcados pela cristalização de minerais opacos nas bordas (feições de reação). Nos cristais subédricos é possível observar incipiente orientação preferencial, acompanhando os cristais de labradorita na matriz. É comum a presença de cristais parcialmente oxidados (vide Figura 55).

Os minerais opacos ocorrem em quatro gerações: (1) com hábito octaédrico subédrico à anédrico, com em média 0,1 mm e limites predominantemente irregulares (Figura 59); (2) com hábito octaédrico subédrico e poiquilíticos, com abundantes inclusões de labradorita e augita (Figura 60); (3) subédricos a anédricos, intersticiais aos demais minerais da matriz, com em média 0,03 mm (vide Figura 54); (4) formando bordas de alteração ao redor dos cristais de augita.

A mesóstase ocorre de forma subordinada, intersticial aos minerais. É constituída por material criptocristalino e apresenta cor castanha (Figura 61).

Não são observadas microvesículas nesta porção do nível maciço central.

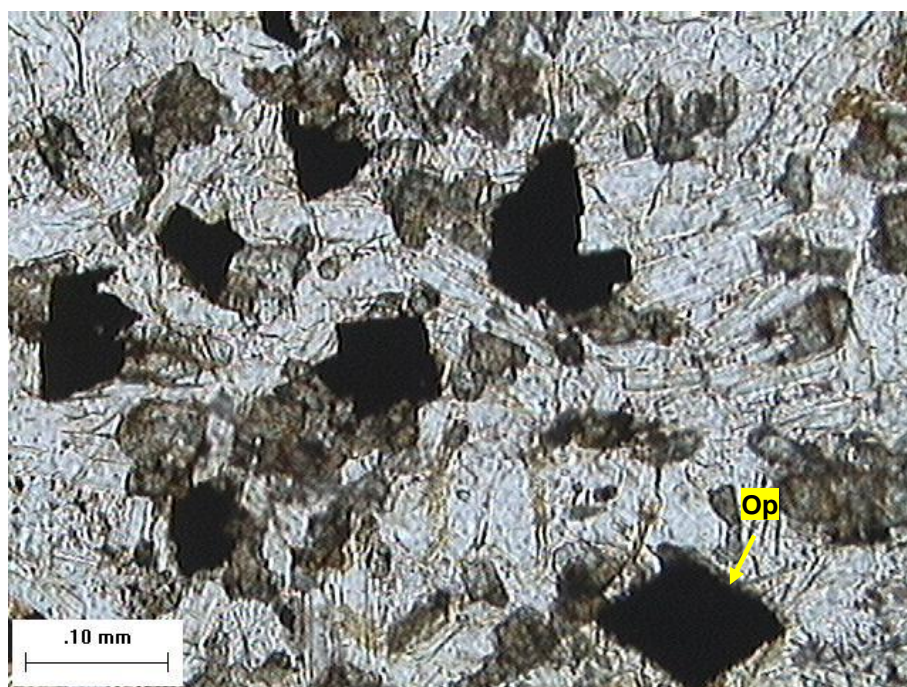


FIGURA 59 – FOTOMICROGRAFIA (LN) DE MINERAIS OPACOS (OP) DA PRIMEIRA GERAÇÃO



FIGURA 60 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE MINERAIS OPACOS (OP) DA SEGUNDA GERAÇÃO COM INCLUSÕES DE LABRADORITA (Lb) E AUGITA (Ag), EM BASALTO DA PORÇÃO MEDIANA-INFERIOR DO NÍVEL MACIÇO CENTRAL

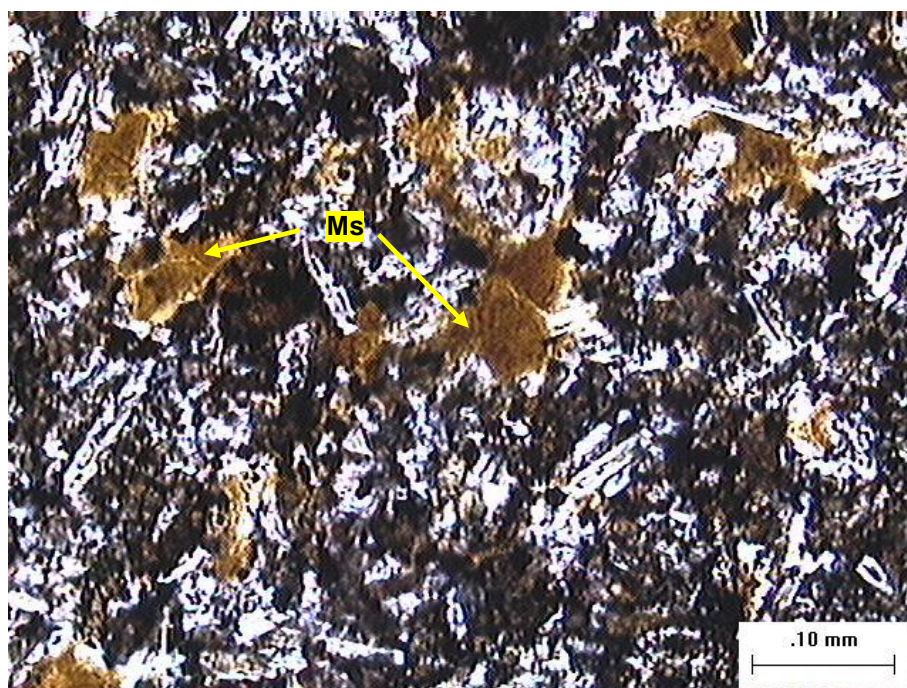


FIGURA 61 – FOTOMICROGRAFIA (LN) DE MESÓSTASE (Ms) EM BASALTO DA PORÇÃO MEDIANA-INFERIOR DO NÍVEL MACIÇO CENTRAL

O basalto da porção *mediana-superior* é cinza escuro com granulação muito fina a média e estrutura maciça. A rocha é microporfirítica e a textura é intergranular (Figura 62). Compõe a matriz labradorita (50%), augita (35%), minerais opacos (5%) e mesóstase (5%). Traços de clorita e esmectita ocorrem de forma intersticial e disseminada na matriz. Labradorita e augita também ocorrem como microfenocristais.

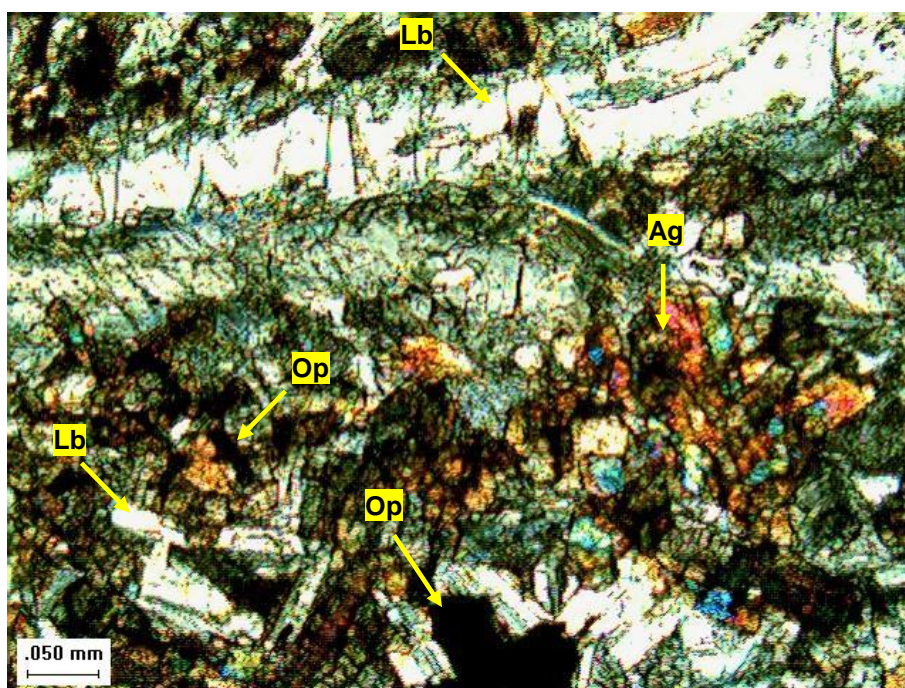


FIGURA 62 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE BASALTO MICROPORFIRÍTICA COM TEXTURA INTERGRANULAR DA PORÇÃO MEDIANA-SUPERIOR DO NÍVEL MACIÇO CENTRAL. LABRADORITA (LB), AUGITA (AG), MINERAIS OPACOS TI (OP)

Os microfenocristais de labradorita são ripiformes euédricos a subédricos, com tamanho entre 1-1,6 mm (eixo C). Os limites são irregulares, em desequilíbrio com a matriz (Figura 63).

Alguns microfenocristais exibem fraturas intragranulares, retilíneas e oblíquas ao eixo C. De forma localizada ocorrem microfalhas que parecem deslocar os limites do cristal. São preenchidas por minerais opacos ou argilominerais (vide Figura 62).

Raramente ocorre microfenocristal de labradorita euédrica com linhas de crescimento. Exibe limites regulares, apresentando, porém, bordas corroídas e

reentrâncias do material da matriz. De forma localizada, ao longo do contato com a matriz, observa-se cristalização de quartzo (Figura 64).

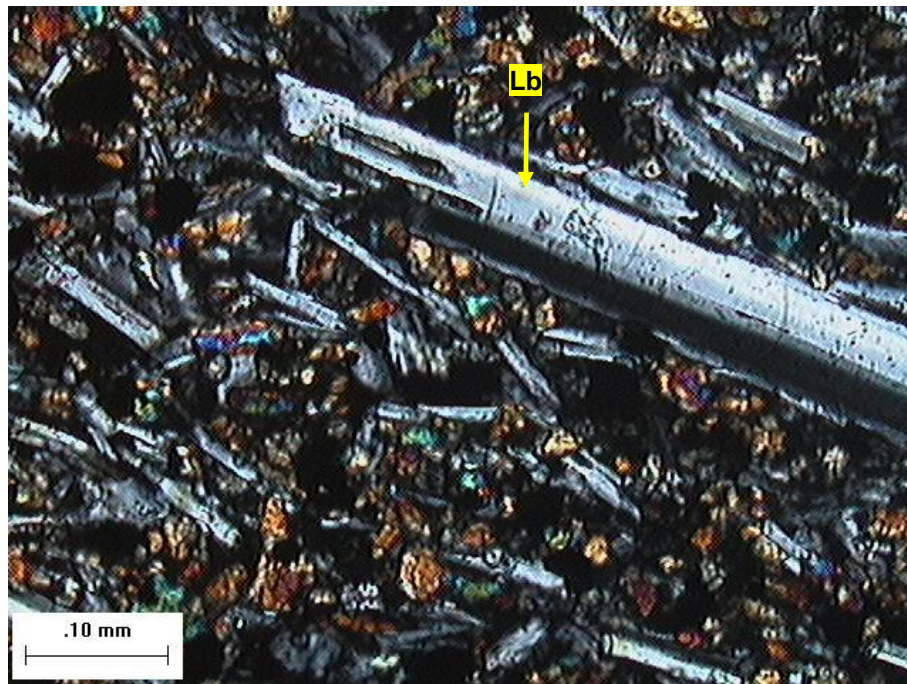


FIGURA 63 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE MICROFENOCRISTAL DE LABRADORITA (LB) EM BASALTO DA PORÇÃO MEDIANA-SUPERIOR DO NÍVEL MACIÇO CENTRAL

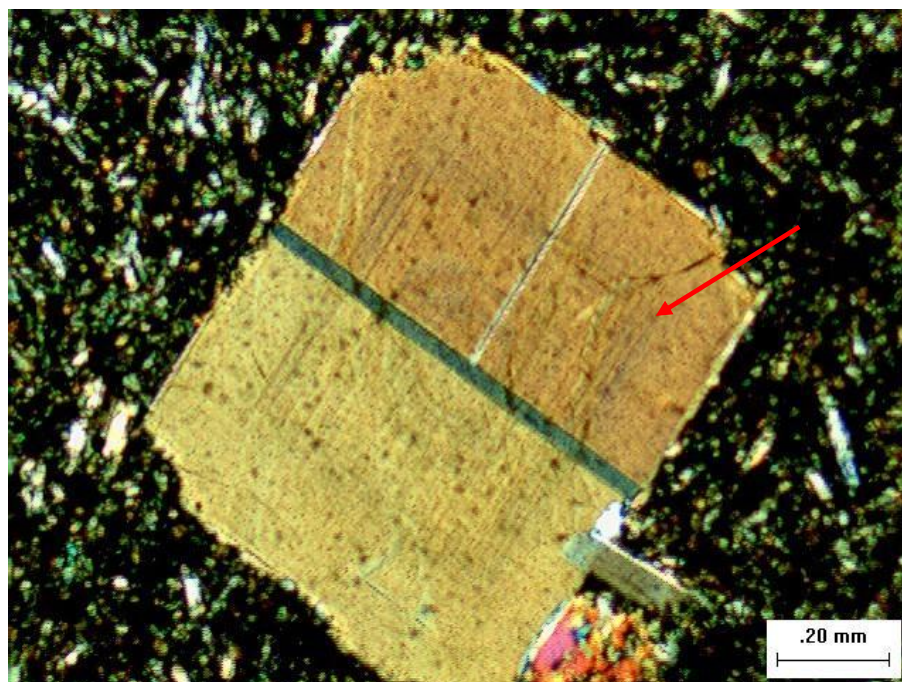


FIGURA 64 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE MICROFENOCRISTAL DE LABRADORITA (LB) COM ZONAMENTO (INDICADO PELA SETA VERMELHA) EM BASALTO DA PORÇÃO MEDIANA-SUPERIOR DO NÍVEL MACIÇO CENTRAL

Na matriz, os cristais de labradorita são ripiformes subédricos com até 0,3 mm e os contornos são discretamente difusos (vide Figura 62). Alguns cristais apresentam bordas corroídas, com reentrâncias do material da matriz no interior do cristal.

Tanto os microfenocristais de labradorita quanto os cristais da matriz ocorrem orientados segundo uma direção preferencial, sugerindo fluxo magmático (Figura 65). Argilização não é freqüente, ocorrendo apenas parcialmente em raros cristais.

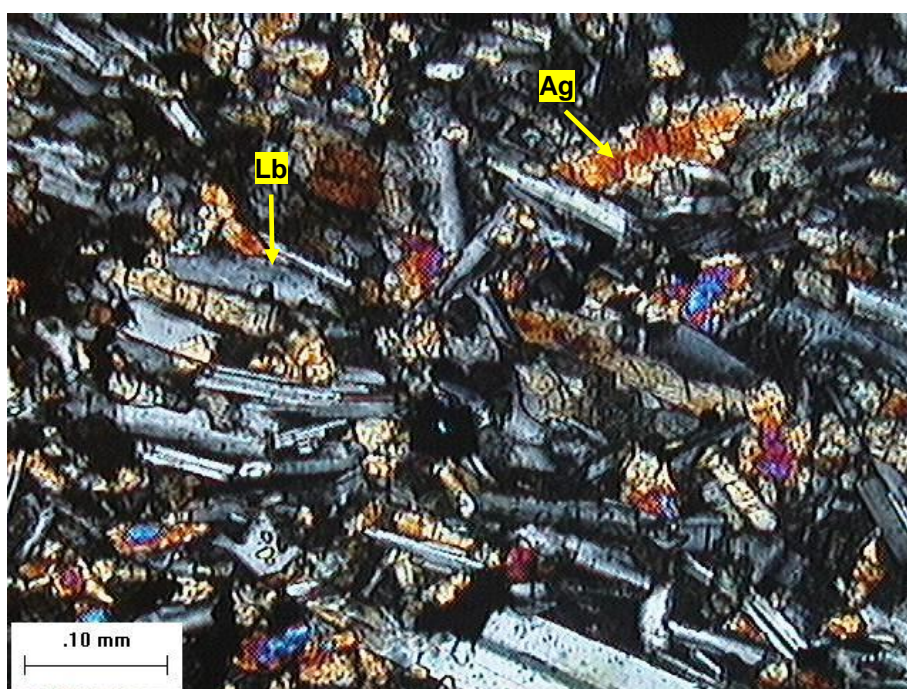


FIGURA 65 – FOTOMICROGRAFIA (LP) INDICANDO MICROFENOCRISTAIS DE LABRADORITA (LB) E AUGITA (AG) ORIENTADOS, SUGERINDO ORIENTAÇÃO DE FLUXO, EM BASALTO DA POÇÃO MEDIANA-SUPERIOR DO NÍVEL MACIÇO CENTRAL

Os microfenocristais de augita têm dimensões entre 0,9 e 1,3 mm (eixo C), sendo tabulares subédricos. Predominam limites difusos (Figura 66). De forma incipiente ocorrem minerais opacos cristalizados nas bordas da augita.

Microfraturas intragranulares ocorrem nos cristais de augita. São oblíquas ao eixo C e frequentemente preenchidas por minerais opacos.

Na matriz, a augita tem até 0,25 mm e é tabular subédrica a anédrica, com limites difusos. Alguns cristais apresentam oxidação parcial. Os cristais da matriz estão

orientados incipientemente, na mesma direção dos microfenocristais e cristais de labradorita (vide Figura 65).

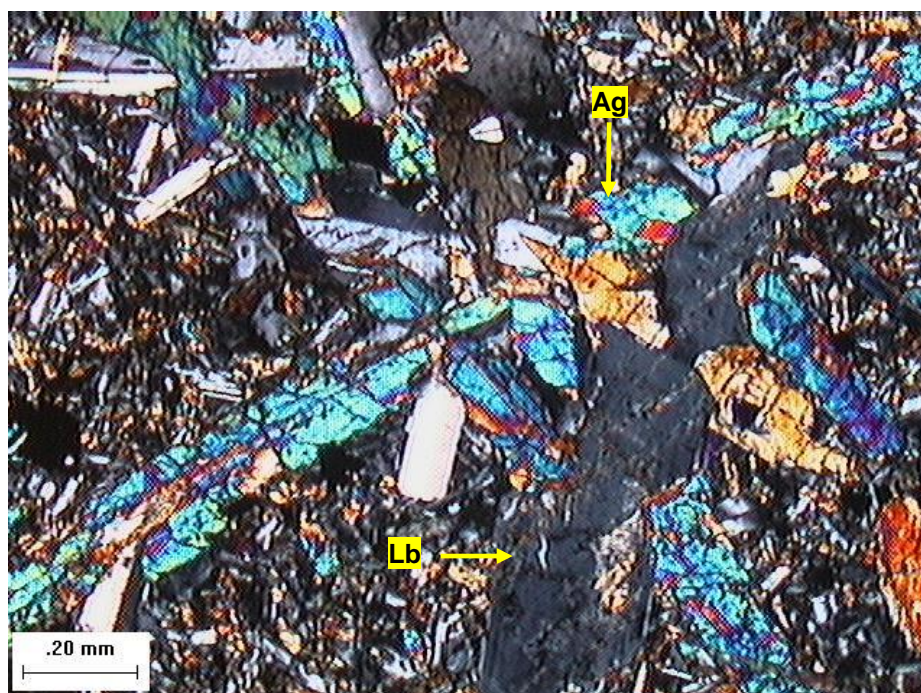


FIGURA 66 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE MICROFENOCRISTAIS DE AUGITA (Au) EM BASALTO DA PORÇÃO MEDIANA-SUPERIOR DO NÍVEL MACIÇO CENTRAL. NOTAR MICROFENOCRISTAL DE LABRADORITA (Lb)

Os minerais opacos ocorrem em três gerações: (1) com hábito octaédrico subédrico e dimensões de até 0,3 mm, com limites irregulares, por vezes com reentrâncias do material da matriz e inclusões de labradorita e augita (Figura 67); (2) anédricos e com até 0,07 mm, intersticiais aos demais minerais da matriz (vide Figura 62); (3) cristalizados ao redor de cristais de augita na matriz.

A mesóstase é crisptocristalina e apresenta cor castanha. Ocorre nos espaços entre os minerais da matriz, de forma subordinada e homogênea.

Raras amígdalas são observadas neste nível, restritas ao topo da porção mediana-superior. O preenchimento é monominerálico, sendo mais comum esmectita, quartzo e calcedônia. Atingem dimensões de até 1,3 mm.

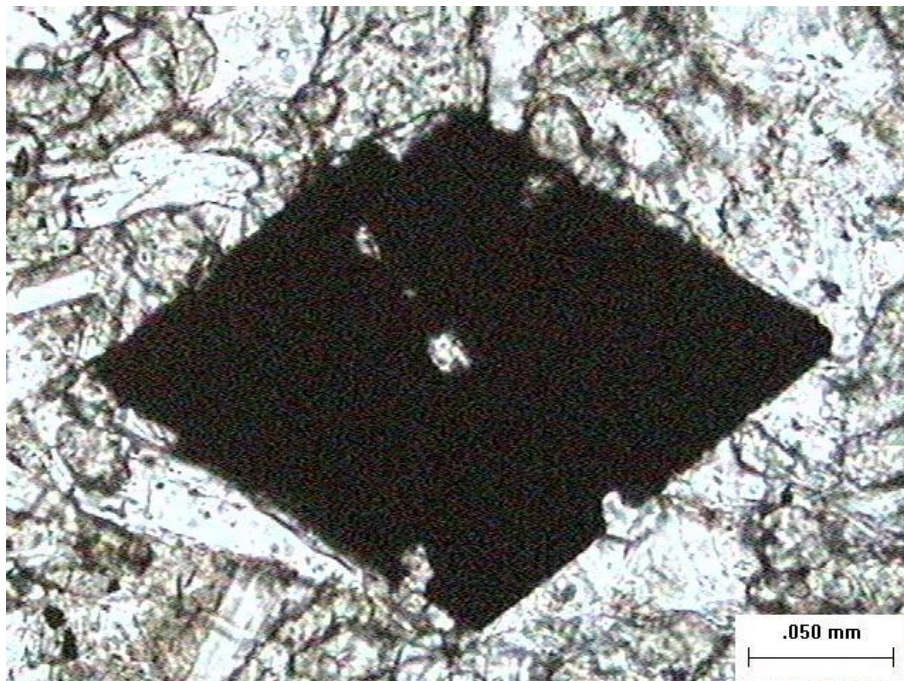


FIGURA 67 – FOTOMICROGRAFIA (LN) DE MINERAL OPACO DA PRIMEIRA GERAÇÃO, COM HÁBITO OCTAÉDRICO, EM BASALTO DA PORÇÃO MEDIANA-SUPERIOR DO NÍVEL MACIÇO CENTRAL

No nível onde as amígdalas ocorrem, observa-se que a textura da rocha muda com relação ao restante da porção mediana-superior, passando a ofítica. A granulação tem predomínio de muito fina. Não ocorrem micro ou fenocristais. Não há orientação preferencial. As porcentagens dos minerais também mudam. A quantidade de minerais opacos aumenta consideravelmente, compondo mais de 30% da rocha. Labradorita e augita ocorrem anédricas em aproximadamente 15% cada.

O contato entre os níveis com textura intergranular e ofítica é gradacional. Porém, pontualmente neste contato, posiciona-se o microfenocristal de labradorita com linhas de crescimento, exibido na Figura 64. Com relação ao limite entre os níveis, o microfenocristal parece estar rotacionado.

Na porção mediana-superior são observadas estruturas do tipo cilindros de vesículas (*vesicle cylinders*).

As amígdalas que compõem os cilindros podem ser mono ou poliminerálicas. Têm formatos alongados ou arredondados. O preenchimento inclui celadonita,

calcedônia, esmectita e quartzo. As combinações entre os minerais que preenchem as cavidades poliminerálicas são variadas.

Algumas amígdalas exibem celadonita no centro e bordas revestidas por finas camadas descontínuas de quartzo (Figura 68) ou esmectita. Há amígdalas com quartzo no centro e celadonita nas bordas ou ocupando a maior parte da cavidade (Figura 69). Outras apresentam quartzo no centro e bordas de calcedônia.

A celadonita que preenche algumas amígdalas apresenta cor verde em luz natural, sem pleocroísmo. A cor de interferência assume tons de verde é escuro. Não é possível observar cristais individuais. Também ocorre preenchendo microvênulas irregulares.

Calcedônia é comum, e ocorre preenchendo principalmente as bordas das amígdalas (Figura 70), por vezes o centro (Figura 71). É possível ainda observar amígdalas preenchidas por quartzo fibrorradiado contido em arranjo hexagonal (Figura 72).

Esmectita monominerálica também ocorre preenchendo amígdalas (Figura 73). A esmectita apresenta cor marrom em luz natural e marrom esverdeada como cor de interferência, tendo pleocroísmo fraco. Não é possível distinguir cristais individuais.

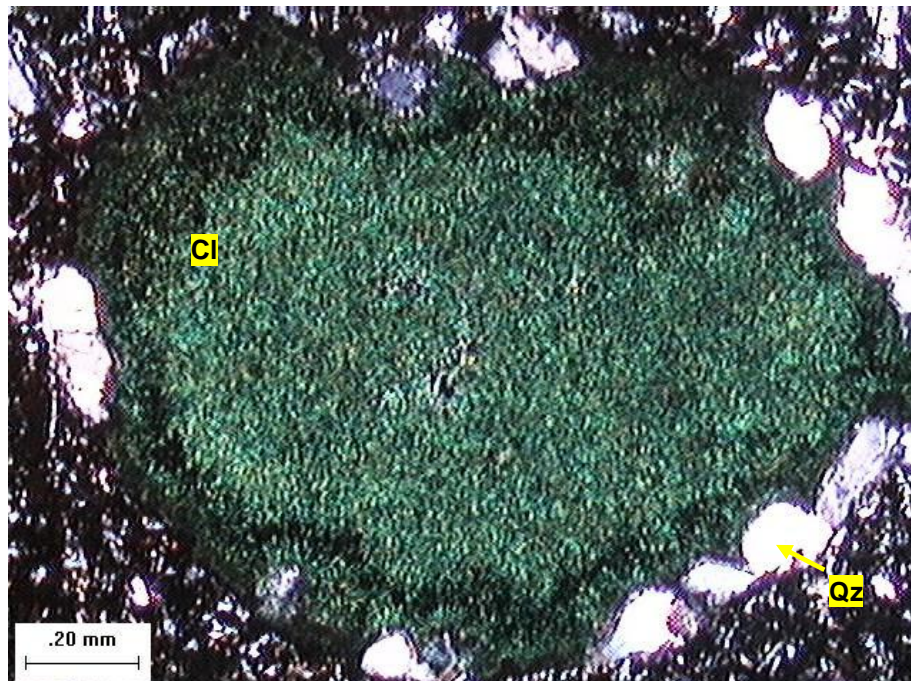


FIGURA 68 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE AMÍGDALA PREENCHIDA POR CELADONITA (CL) NO CENTRO E QUARTZO (Qz) NAS BORDAS, EM CILINDRO DE VESÍCULAS NA PORÇÃO MEADIANA-SUPERIOR DO NÍVEL MACIÇO CENTRAL

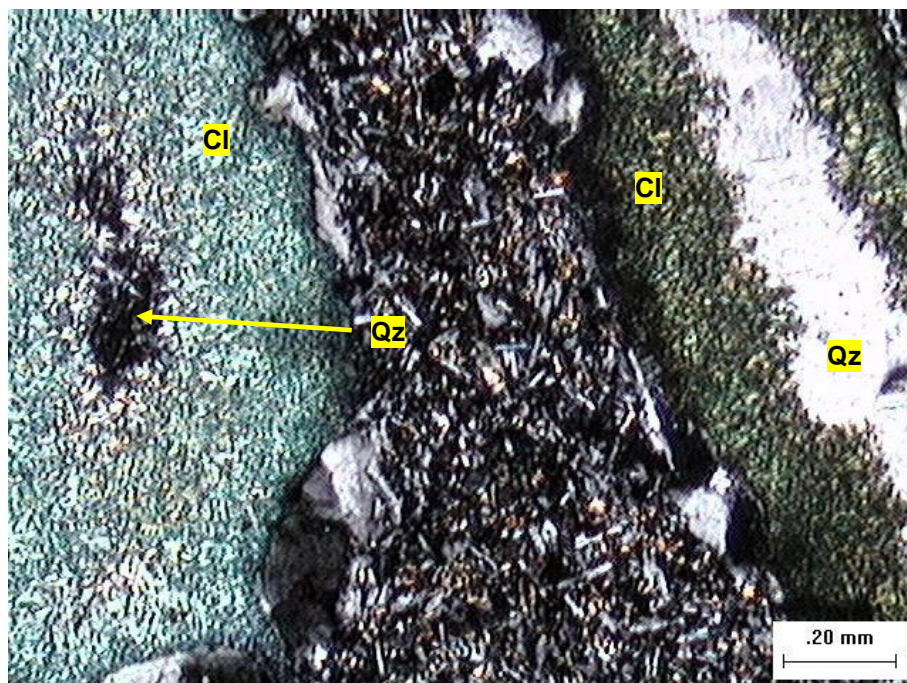


FIGURA 69 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE AMÍGDALAS PREENCHIDAS POR CELADONITA (CL) NAS BORDAS E QUARTZO (Qz) AO CENTRO, EM CILINDRO DE VESÍCULAS EM BASALTO DA PORÇÃO MEDIANA-SUPERIOR DO NÍVEL MACIÇO CENTRAL

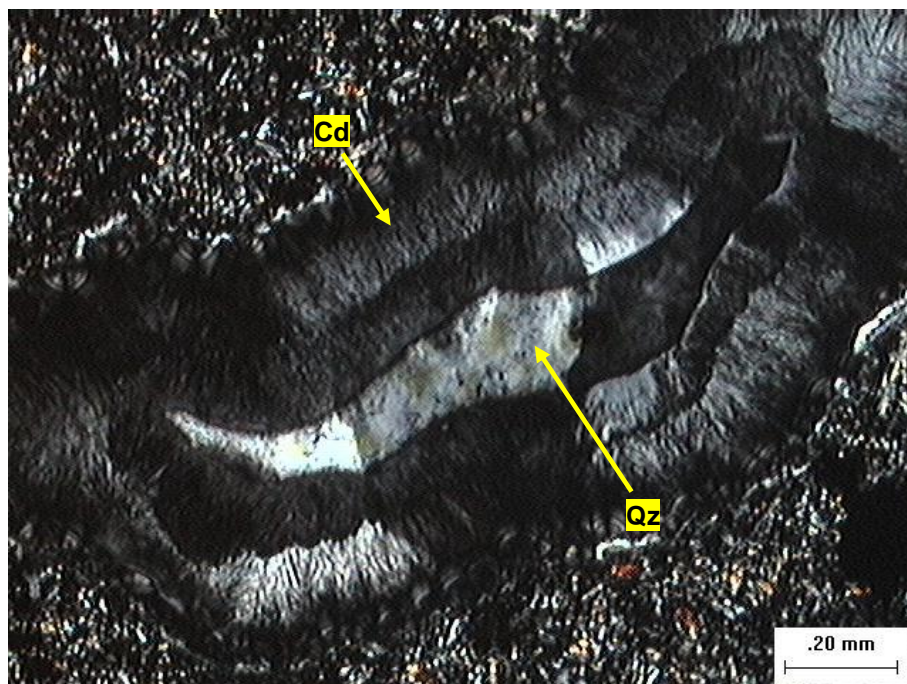


FIGURA 70 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE AMÍGDALA PREENCHIDA POR QUARTZO NO CENTRO E CALCEDÔNIA (Cd) NAS BORDAS, PRESENTE EM CILINDRO DE VESÍCULAS EM BASALTO DA PORÇÃO MEDIANA-SUPERIOR DO NÍVEL MACIÇO CENTRAL

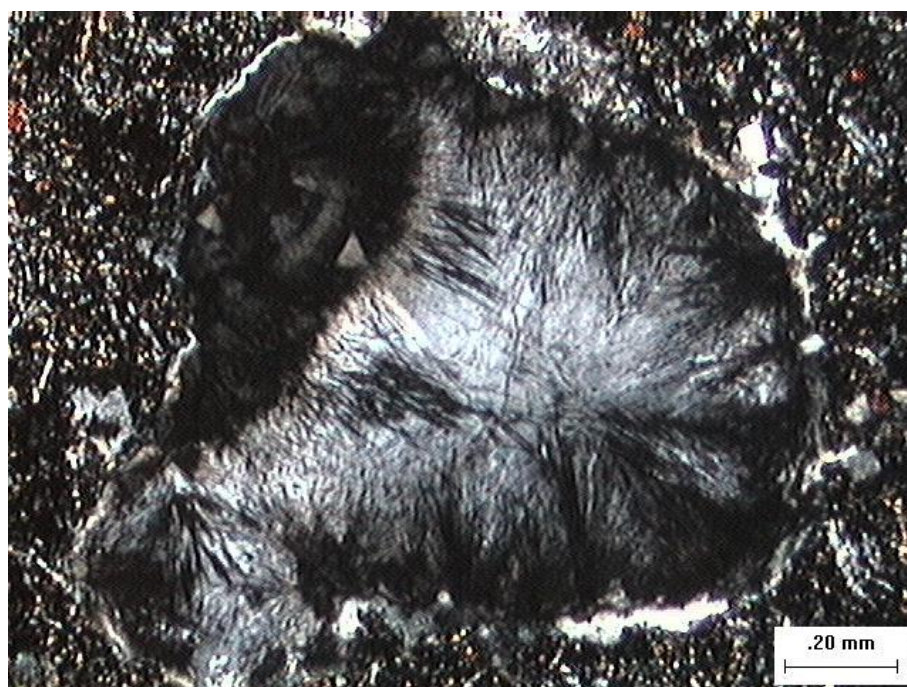


FIGURA 71 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE AMÍGDALA PREENCHIDA POR CALCEDÔNIA (Cd), EM CILINDRO DE VESÍCULAS EM BASALTO DA PORÇÃO MEDIANA-SUPERIOR DO NÍVEL MACIÇO CENTRAL

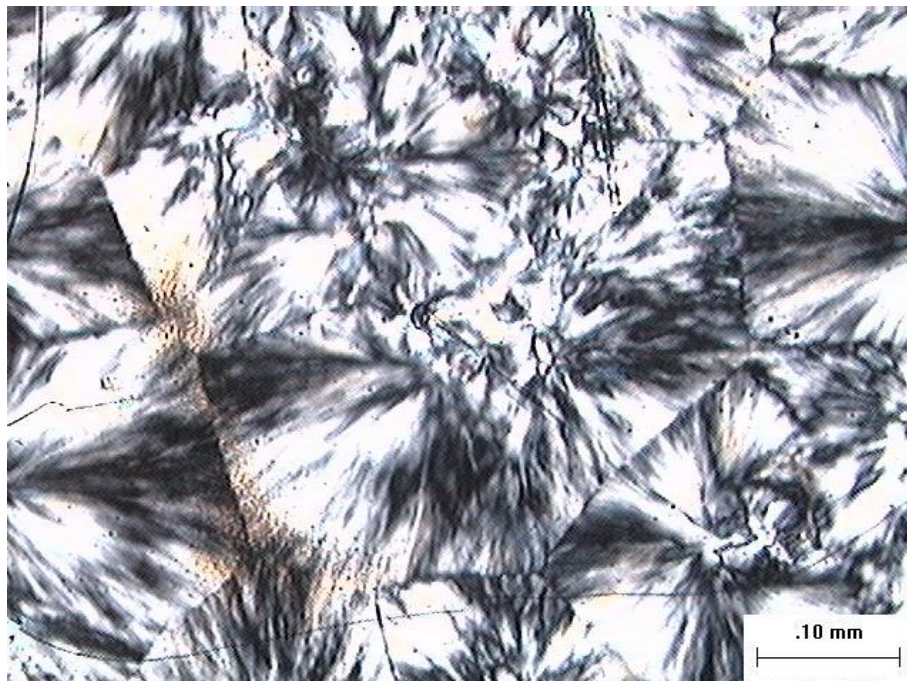


FIGURA 72 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE DETALHE DE UMA AMÍGDALA MONOMINERÁLICA DE QUARTZO FIBRORADIADO (QzF) EM CILINDRO DE VESÍCULAS NA PORÇÃO MEDIANA-SUPERIOR DO NÍVEL MACIÇO CENTRAL

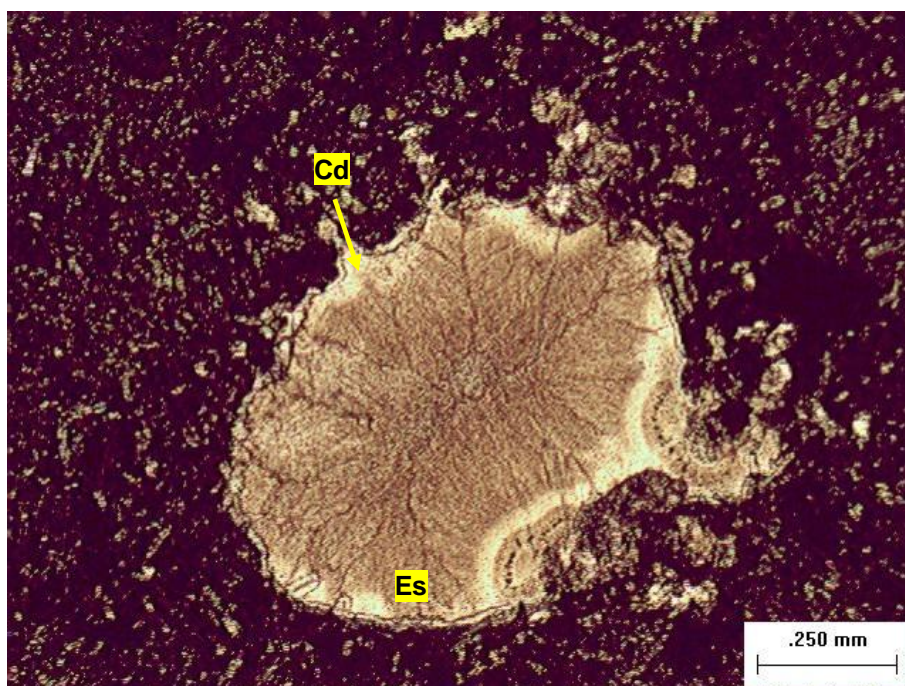


FIGURA 73 – FOTOMICROGRAFIA (LN) DE AMÍGDALA PREENCHIDA POR ESMECTITA (Es) NO CENTRO E CALCEDÔNIA (Cd) NAS BORDAS, EM CILINDRO DE VESÍCULAS EM BASALTO DA PORÇÃO MEDIANA-SUPERIOR DO NÍVEL MACIÇO CENTRAL

6.3 NÍVEL VESICULAR DE TOPO

O nível vesicular de topo é caracterizado por basalto com granulação muito fina (0,06-0,3 mm) e textura equigranular subofítica (Figura 74). Pontualmente observa-se que os cristais estão imersos em mesóstase (Figura 75), definindo uma textura hipohialina. A rocha é composta por 30% de labradorita, 40% de augita, 15% de mesóstase, 5% de minerais opacos e 10% de amígdalas. Não ocorrem feno ou microfenocristais.

É possível que as amígdalas descritas microscopicamente neste nível correspondam às amígdalas da população *D* do nível vesicular de topo, descritas no item 5.3.2.3 do capítulo 5.

Os cristais de labradorita são ripiformes subédricos com tamanho entre 0,06-0,3 mm (eixo C) e os limites são difusos. Observa-se argilização moderada dos cristais.

Os cristais de augita têm até 0,3 mm (eixo C) e são tabulares subédricos a anédricos com contatos difusos. Oxidação moderada em alguns cristais pode ser observada.

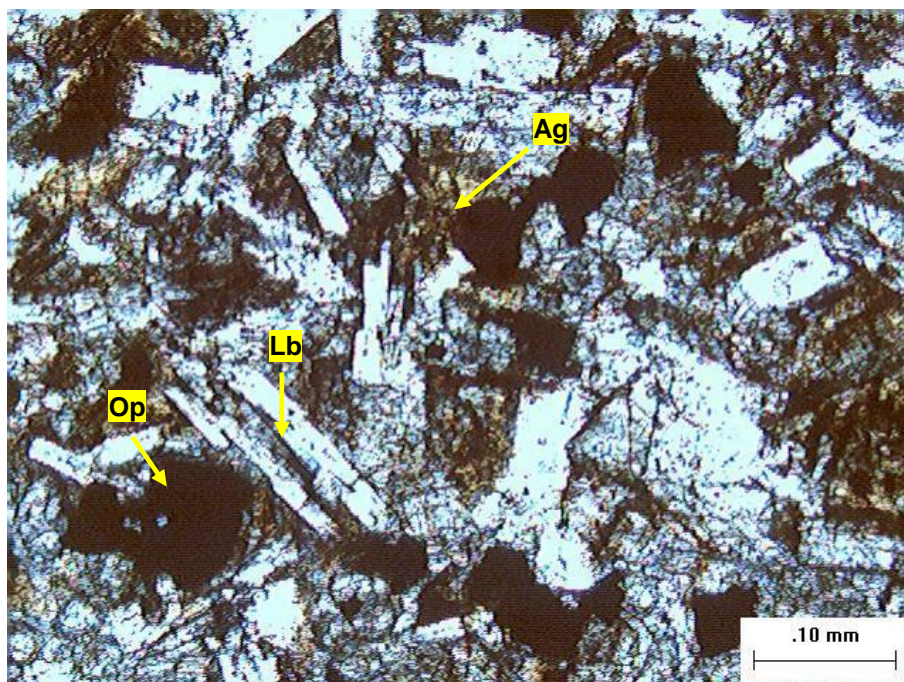


FIGURA 74 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE BASALTO COM TEXTURA EQUIGRANULAR SUBOFÍTICA DO NÍVEL VESICULAR SUPERIOR. LABRADORITA (LB), AUGITA (AG) E MINERAIS OPACOS (OP)

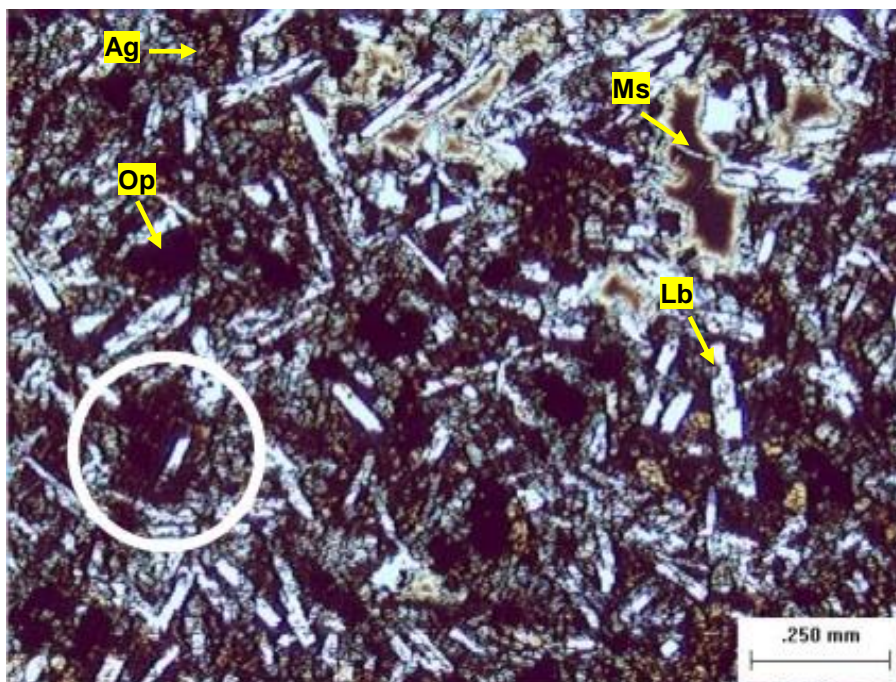


FIGURA 75 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE BASALTO OM TEXTURA HIPOHIALINA DO NÍVEL VESICULAR DE TOPO. EM DETALHE, NO CÍRCULO BRANCO, CRISTAL ISOLADO POR MESÓSTASE (MS). LABRADORITA (LB), AUGITA (AG), MINERAIS OPACOS (OP)

Os minerais opacos ocorrem em duas gerações: (1) cristais octaédricos subédricos com limites irregulares e 0,25 mm (vide Figura 74); (2) cristais anédricos com até 0,05 mm e contatos difusos, intersticiais à matriz.

A mesóstase é formada por material criptocristalino, com cor castanha escuro. Ocorre intersticial aos minerais (Figura 76). Ocorre também preenchendo o centro de algumas amígdalas, seguido de esmectita e calcedônia em direção à borda (Figura 77). Na Figura 77 também é possível observar feições de coalescência de bolhas.

As amígdalas apresentam dimensões entre 0,7 e 1,0 mm. As formas variam de arredondadas, alongadas a oblatas, com reentrâncias e limites côncavos. O preenchimento mais comum é quartzo, calcedônia e esmectita. Preenchimento zonado concêntrico é observado em algumas amígdalas, com calcedônia na borda, seguida por fina banda de esmectita, e no centro quartzo (vide Figura 77).

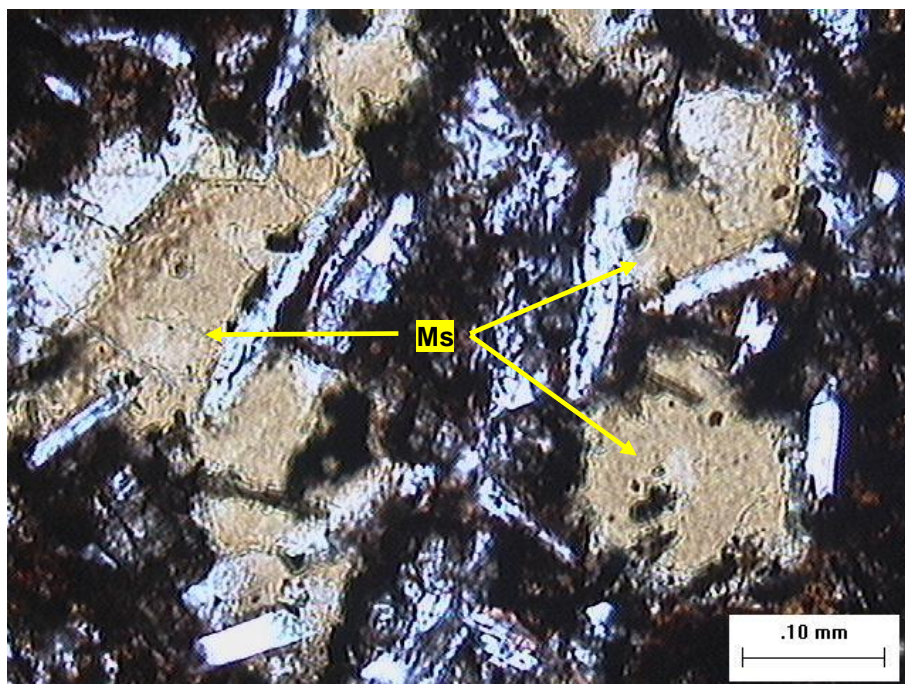


FIGURA 76 – FOTOMICROGRAFIA (LN) DE MESÓSTASE (MS) INTERSTICIAL EM BASALTO DO NÍVEL VESICULAR DE TOPO

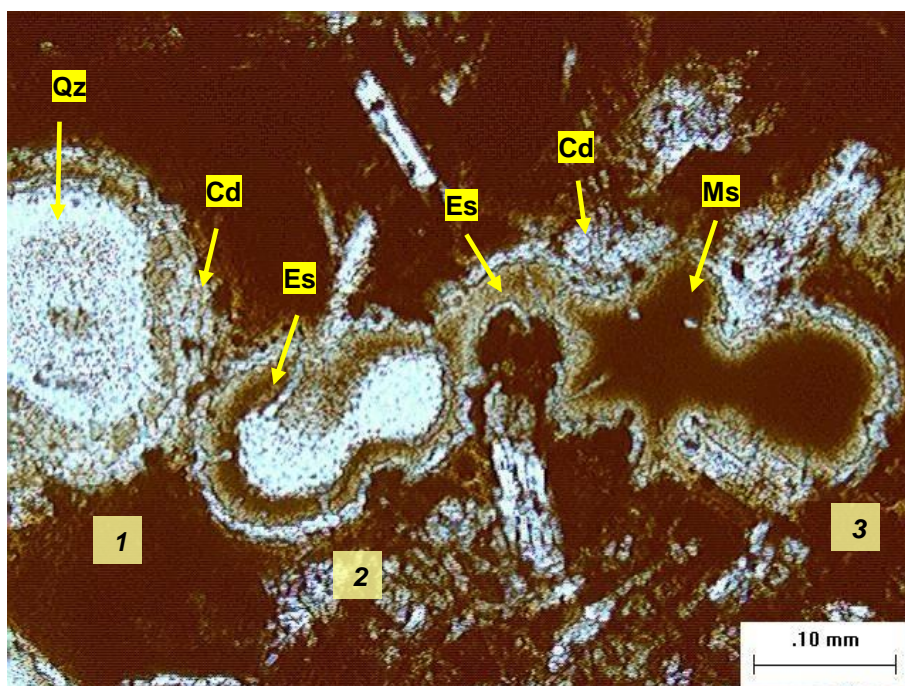


FIGURA 77 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE AMÍGDALAS PREENCHIDAS, DA BORDA PARA O CENTRO, POR CALCEDÔNIA (CD), ESMECTITA (ES) E QUARTZO (QZ) (1 E 2), E POR CALCEDÔNIA (CD), ESMECTITA (ES) E MESÓSTASE (MS), EM BASALTO DO NÍVEL VESICULAR DE TOPO

A rocha é cortada por microvênulas de preenchimento composto, com quartzo ao centro e carbonatos nas bordas (Figura 78). Têm comprimento de até 4,2 mm e espessura entre 0,05 e 0,08 mm. Os limites são irregulares e por vezes se conectam a amígdalas com mesmo preenchimento.

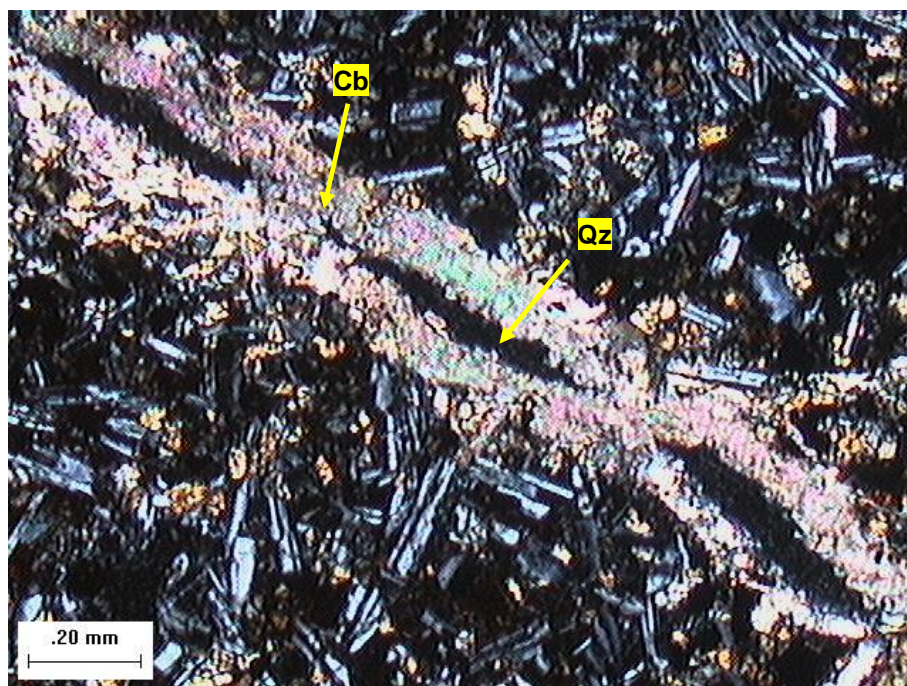


FIGURA 78 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE MICROVÊNULA PREENCHIDA POR CARBONATOS (Cb) NAS BORDAS E QUARTZO (Qz) AO CENTRO, EM BASALTO DO NÍVEL VESICULAR DE TOPO

Algumas amígdalas ocorrem ainda preenchidas por esmectita. Outras possuem esmectita no centro e calcedônia nas bordas. Por vezes as amígdalas são interligadas por microvênulas que apresentam o mesmo preenchimento (Figura 79).

A celadonita em luz natural apresenta cor verde. A cor de interferência é verde escuro. Não apresenta pleocroísmo. Não podem ser individualizados cristais.

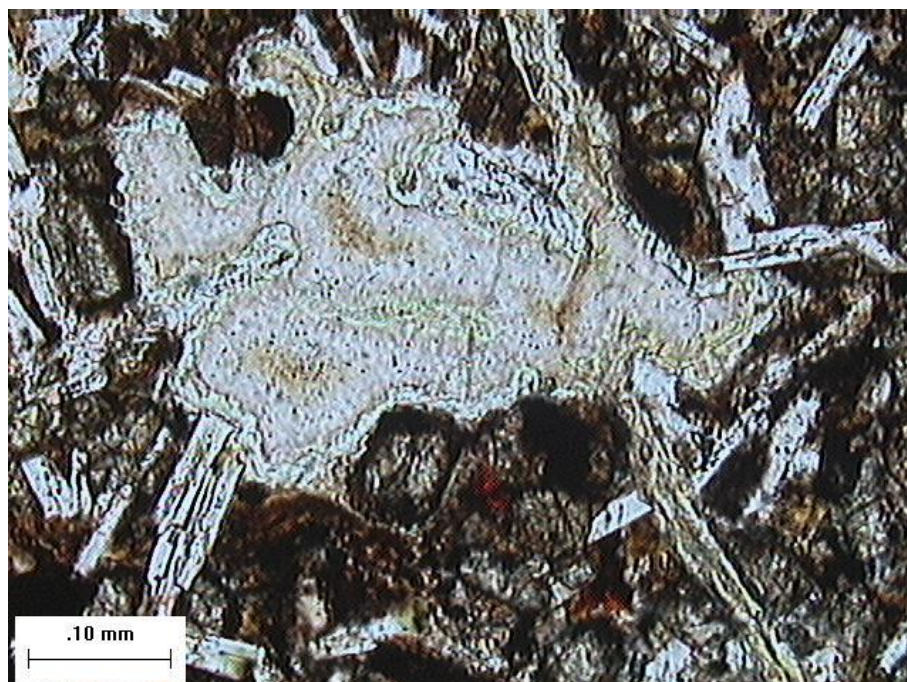


FIGURA 79 – FOTOMICROGRAFIA (LN) DE AMÍGDALA PREENCHIDA POR CALCEDÔNIA, INTERLIGADA POR MICROVÊNULA DE MESMA COMPOSIÇÃO, EM BASALTO DO NÍVEL VESICULAR DE TOPO

PARA SUMARIZAR OS PRINCIPAIS RESULTADOS OBTIDOS, A TABELA 3 REÚNE AS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS COMPOSICIONAIS E QUANTITATIVAS DE ACORDO COM OS NÍVEIS DO DERRAME SALTO SEGREDO; E A

Tabela 4 sintetiza os diferentes tamanhos de cristais dos microfenocristais e dos cristais da matriz para os mesmos níveis.

TABELA 3 – RELAÇÃO ENTRE OS DIFERENTES NÍVEIS DO DERRAME SALTO SEGREDO, PRESENÇA DE MICROFENOCRISTAIS, PORCENTAGEM DOS MINERAIS COMPONENTES, MESÓSTASE E AMÍGDALAS

Níveis do derrame Salto Segredo		Presença de microfenocristais		% minerais			% mesóstase	% Amígdalas
		Labradorita	Augita	Labradorita	Augita	Minerais Opacos		
Nível vesicular de topo		Não	Não	30	40	5	15	10
Nível maciço central	Mediana-superior	Sim	Sim	50	35	5	5	Raras
	Mediana-	Sim	Não	30	50	10	10	Não possui

	inferior							
Nível vesicular de base		Sim	Sim	45	35	5	10	5

TABELA 4 – RELAÇÃO ENTRE OS DIFERENTES NÍVEIS DO DERRAME SALTO SEGREDO E O TAMANHO DOS CRISTAIS QUE COMPÕEM A ROCHA

Níveis do derrame Salto Segredo		Tamanho dos microfenocristais (mm)		Tamanho dos cristais na matriz (mm)		
		Labradorita	Augita	Labradorita	Augita	Minerais Opacos
Nível vesicular de topo		--	--	0,06-0,3	0,3	0,25
Nível maciço central	Mediana-superior	1-1,6	0,9-1,3	0,3	0,25	0,07-0,3
	Mediana-inferior	1,2	--	0,07-0,15	0,05-0,1	0,03-0,1
Nível vesicular de base		0,5 -1,3	0,4-0,8	0,03-0,2	0,15	0,08-0,15

6.4 OUTROS LITOTIPOS ASSOCIADOS AO DERRAME SALTO SEGREDO

6.4.1 Brecha Basáltica-Calcítica

A brecha basáltica-calcítica é composta por clastos de basalto unidos por cimento calcítico, e subordinadamente cimento formado por clorita (Figura 80 e Figura 81). A brecha é sustentada por clastos. Não parece ocorrer matriz e não há vestígio de sedimentos preenchendo os interstícios da rocha.

A calcita que compõe o cimento tem hábito hexagonal subédrico a anédrico. A clorita apresenta cor marrom esverdeado em luz natural. A cor de interferência caracteriza-se por uma miscelânea entre castanho claro e castanho esverdeado. O pleocroísmo é moderado. Os cristais têm formas fibrorradiadas dispostos num arranjo hexagonal.

O limite entre os dois tipos de cimento é nítido e o contorno é irregular. Neste limite é comum a presença de minerais opacos (vide Figura 80). Frequentemente o cimento calcítico parece estar envolto pelo cimento de clorita (Figura 82).

Os clastos de basalto são subarredondados e têm dimensões entre 0,5 e 3 cm. A estrutura é maciça ou vesicular. A matriz dos clastos possui granulação muito fina e a textura é microporfirítica intergranular. São observados microfenocristais de labradorita com cristalização de minerais opacos em fraturas e formação de clorita nas bordas (Figura 83).

Os clastos contêm amígdalas arredondadas ou alongadas, preenchidas por carbonatos, quartzo ou mesóstase ao centro e clorita nas bordas (Figura 84 e Figura 85).

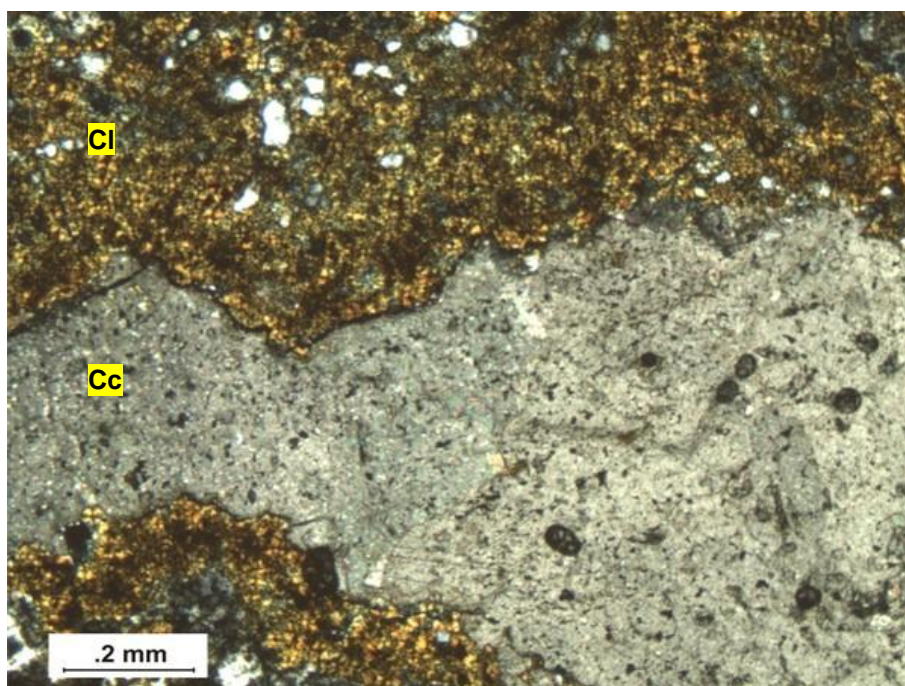


FIGURA 80 – FOTOMICROGRAFIA (LN) DE CIMENTO CALCÍTICO (Cc) E CLORITA (Cl) EM BRECHA BASÁLTICA-CALCÍTICA

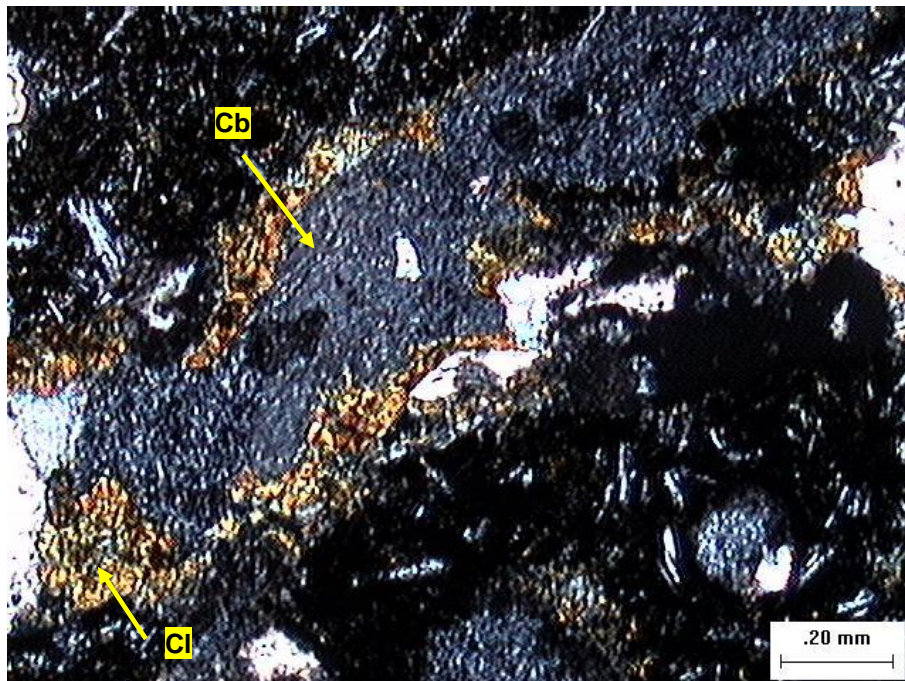


FIGURA 81 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE MICROVÊNULA PREENCHIDA POR CARBONATO (Cb) NO CENTRO E CLORITA (Cl) NAS BORDAS, EM BRECHA BASÁLTICA-CALCÍCA

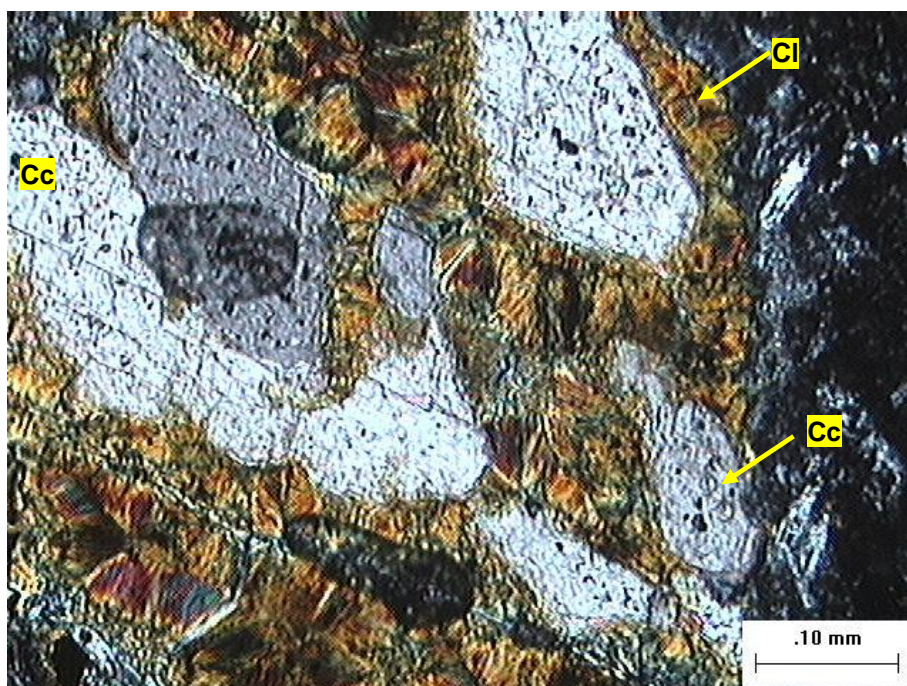


FIGURA 82 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE CIMENTO CALCÍCA (Cc) ENVOLTO PELO CIMENTO DE CLORITA (Cl) EM BRECHA BASÁLTICA-CALCÍCA

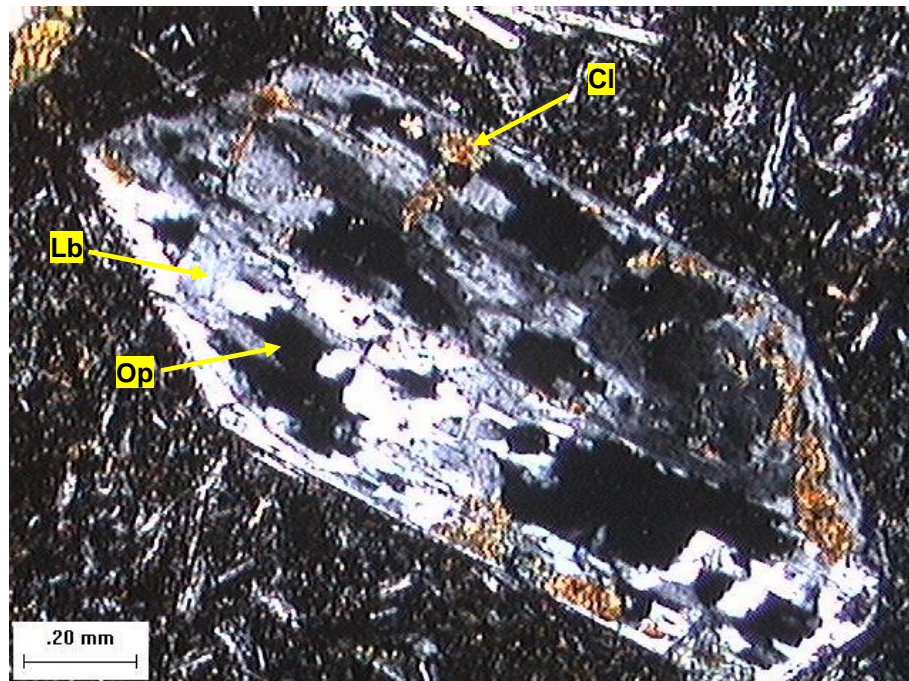


FIGURA 83 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE MICROFENOCRISTAL DE LABRADORITA COM CRISTALIZAÇÃO DE OPACOS (OP) E CLORITA (CL) EM CLASTO DE BASALTO EM BRECHA BASÁLTICA-CALCÍICA

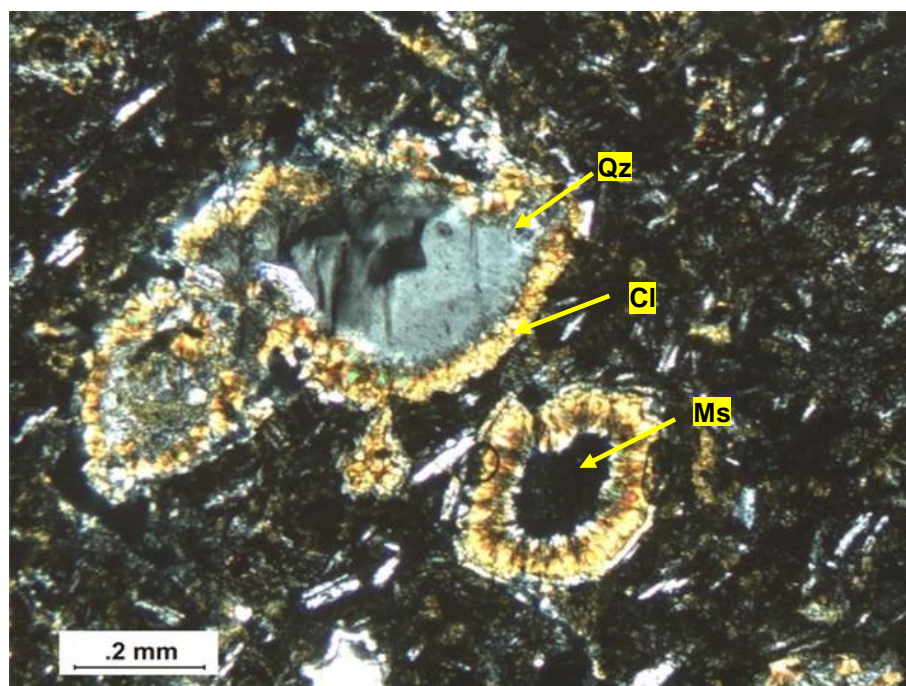


FIGURA 84 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE CLASTO DE BASALTO COM AMÍGDALAS PREENCHIDAS POR QUARTZO (Qz) OU MESÓSTASE (Ms) NO CENTRO E CLORITA (Cl) NAS BORDAS, EM BRECHA BASÁLTICA-CALCÍICA

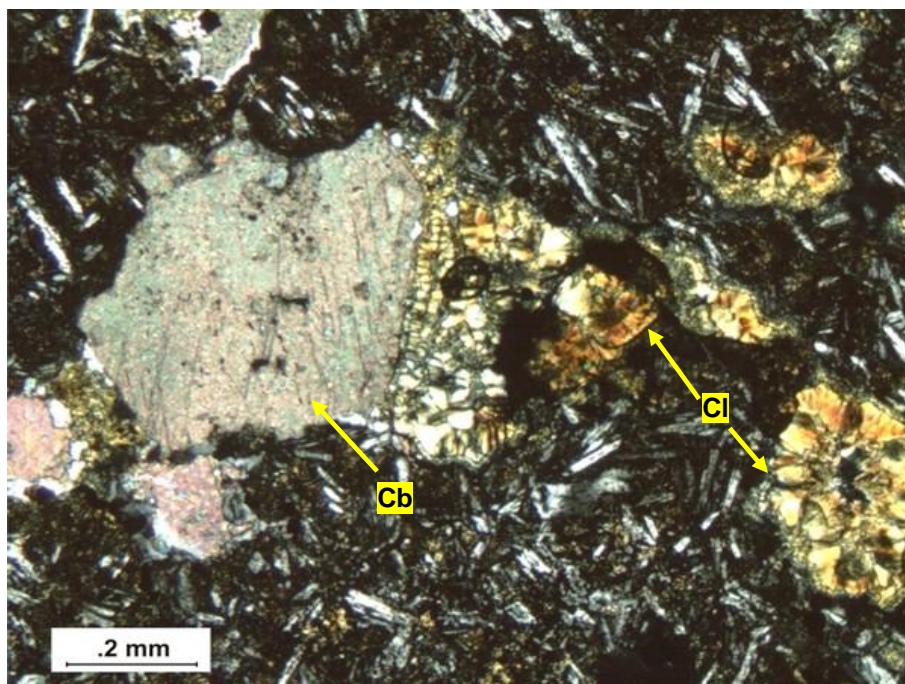


FIGURA 85 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE AMÍGDALA EM CLASTO DE BASALTO PREENCHIDA POR CARBONATOS (Cb) E CLORITA (Cl) EM BRECHA BASÁLTICA-CALCÍTICA

6.5 BRECHA BASÁLTICA-SILTOSA

A brecha basáltica-siltosa é formada por clastos de basalto vesicular em matriz essencialmente quartzosa e cimento predominantemente carbonático. A rocha é sustentada pela matriz.

Mineralogicamente a matriz da brecha é madura, com teor modal de componentes minerais estáveis (quartzo+quartzito+sílex) de até 90%. A matriz contém grãos pobremente selecionados, angulosos a subarredondados, e texturalmente é submatura, de acordo com classificação de Folk (1974).

A matriz é formada por quartzo (90%), muscovita com até 0,3 mm (3%), zeólita (5%) e minerais opacos (2%). De acordo com a granulação, a matriz pode ser dividida em dois tipos: fina e muito fina (Figura 86).

A matriz com granulação fina apresenta cristais com dimensões entre 0,05 e 0,3 mm. Os cristais de quartzo são anédricos e apresentam contatos planares e

côncavo-convexos. A muscovita ocorre em lamelas subédricas e os contatos são planares ou pontuais. Zeólita e minerais opacos são anédricos, intersticiais aos demais minerais.

A matriz muito fina contém grãos com tamanho entre 0,01 e 0,04 mm (com exceção da muscovita). Quartzo é anédrico e predominam contatos côncavo-convexos. A muscovita é anédrica e os contatos são pontuais. Minerais opacos e zéolita são anédricos e ocorrem intersticiais aos minerais da matriz. Alguns minerais opacos estão parcialmente substituídos por clorita, e apresentam-se anédricos (vide FIGURA 86).

Cimento carbonático predomina em ambas as matrizes. Os cristais de carbonato são anédricos e ao redor destes é comum a presença de clorita (Figura 87), que também ocorre isolada em outras porções da rocha.

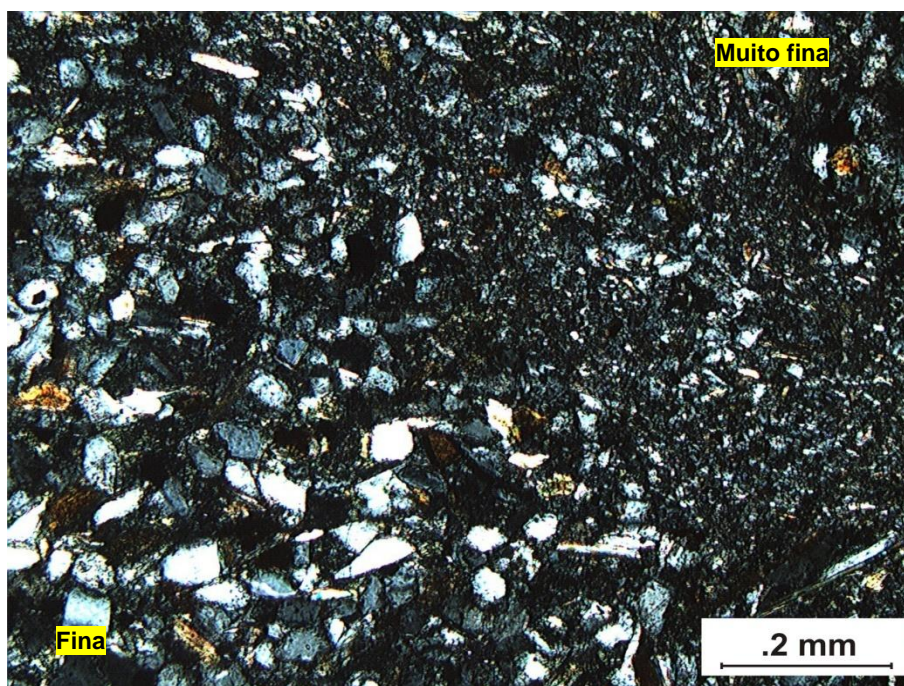


FIGURA 86 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DO CONTATO ENTRE A MATRIZ FINA E MUITO FINA

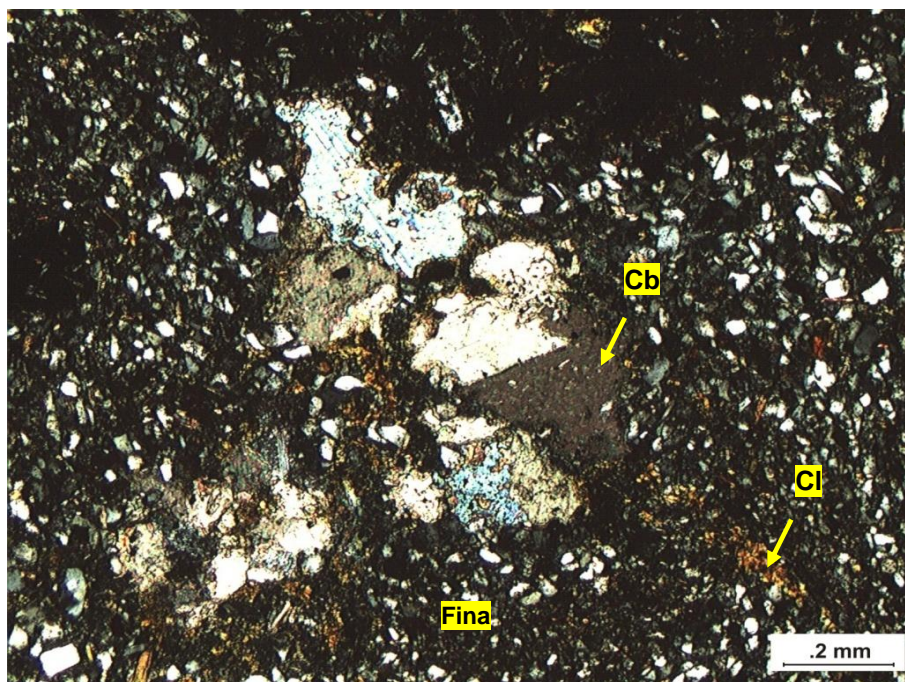


FIGURA 87 – FOTOMICROGRAFIA (LP) CIMENTO CARBONÁTICO (Cb) E CIMENTO DE CLORITA (Cl) EM MEIO A MATRIZ FINA DA BRECHA BASÁLTICA-SILTOSA

O contato dos clastos de basalto com as matrizes da brecha é irregular, acompanhando o contorno dos clastos (Figura 88 e Figura 89). Os clastos possuem textura ofítica e variam em grau de vesiculação, alguns possuem até 10% de amígdalas.

As amígdalas possuem formatos alongados e são preenchidas por carbonatos ou quartzo no centro e clorita nas bordas (Figura 90). Ocorrem ainda amígdalas com forma irregular preenchidas exclusivamente por clorita, que também ocorre disseminada na matriz dos clastos (Figura 91).

A clorita presente nos clastos parece ser a mesma que ocorre como cimento da brecha.

Por vezes, no contato dos clastos de basalto com a matriz ocorrem sistemas de microfaturas, preenchidas ou não. Quando preenchidas, são pelo mesmo material da matriz. As microfaturas têm poucos milímetros de comprimento e não são penetrativas.

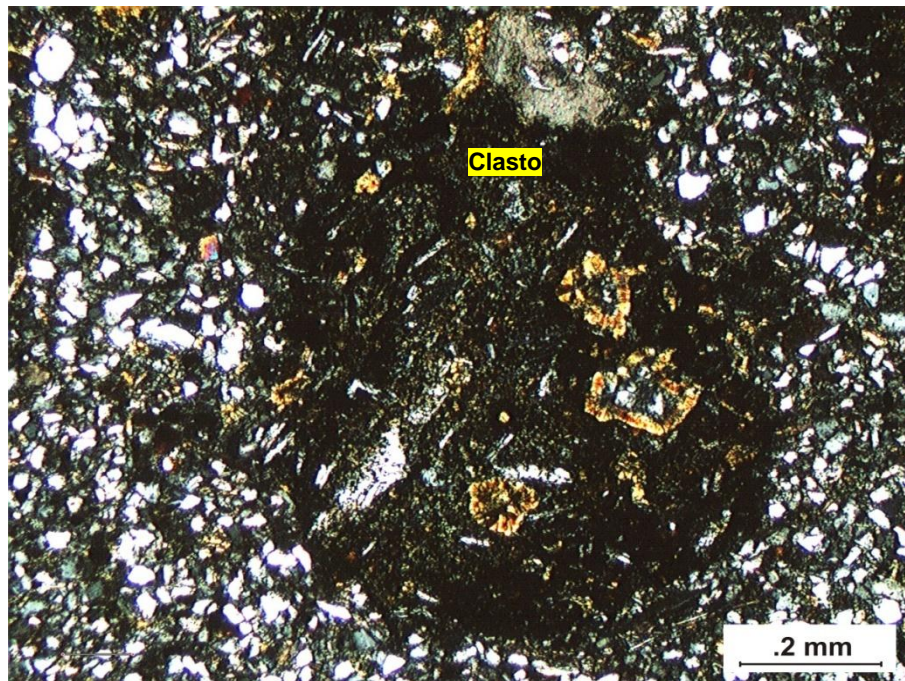


FIGURA 88 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DA MATRIZ FINA ENVOLVENDO CLASTO DE BASALTO VESICULAR

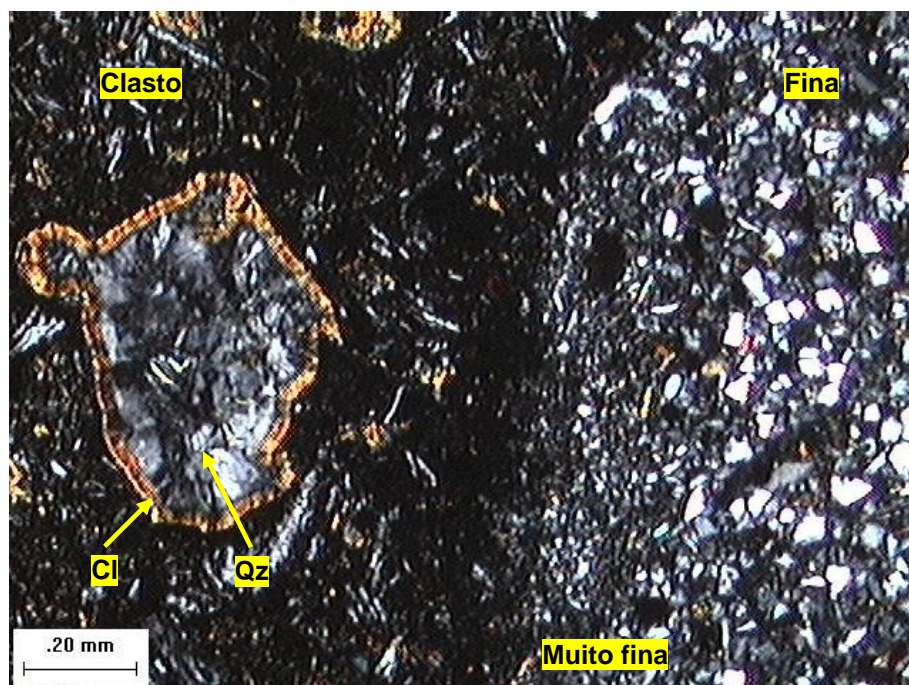


FIGURA 89 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE PARTE DE CLASTO DE BASALTO EM CONTATO COM MATRIZES MUITO FINA E FINA. NOTAR AMÍGDALA PREENCHIDA POR CLORITA (CL) NAS BORDAS E QUARTZO (Qz) AO CENTRO

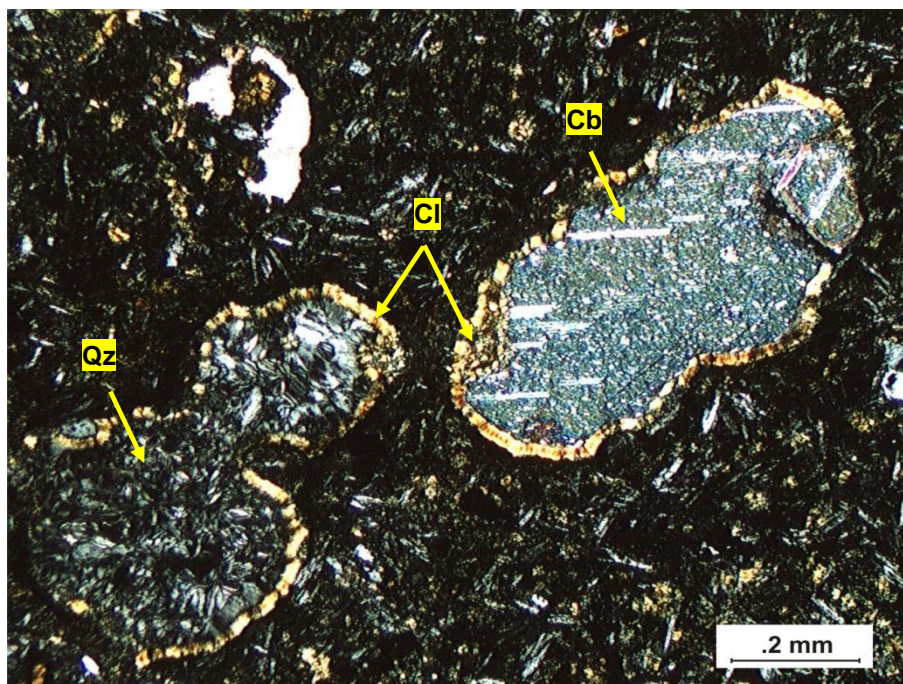


FIGURA 90 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE AMÍGDALA EM CLASTO DE BASALTO PREENCHIDA POR CARBONATOS (CB) OU QUARTZO (QZ), COM CLORITA (CL) NA BORDA, EM BRECHA BASÁLTICA-SILTOSA

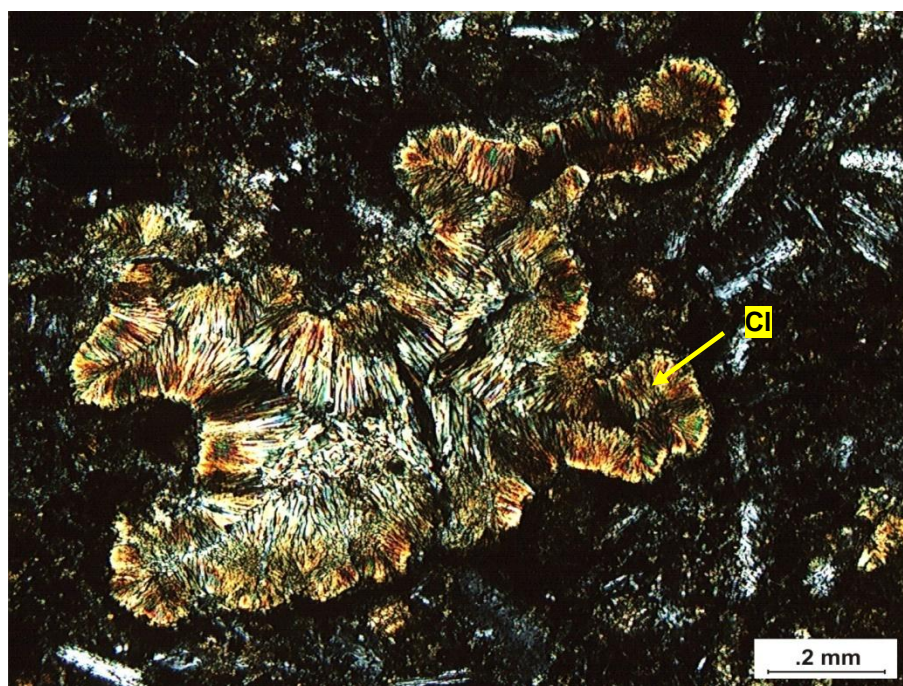


FIGURA 91 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE AMÍGDALA EM CLASTO DE BASALTO PREENCHIDA PELA ASSOCIAÇÃO DE CLORITA (CL) EM BRECHA BASÁLTICA-SILTOSA

6.5.1 Peperitos

Os peperitos associados ao derrame Salto Segredo são formados por clastos de basalto variolítico em meio a matriz sedimentar e cimento carbonático. A rocha é sustentada pela matriz. A matriz é mineralogicamente madura, com teor modal de componentes mineralógicos estáveis (quartzo+quartzos+sílex) entre 71 e 90%. Os grãos são pobremente selecionados e, de acordo com a classificação de Folk (1974), texturalmente, a matriz é submatura.

São observados dois tipos de matriz na rocha, com relação à granulação. Uma possui granulação fina e outra muito fina, que intercalam-se formando um bandamento composicional.

A matriz fina contém grãos com tamanho de até 0,3 mm. É composta por quartzo (85%) e muscovita (15%). Os grãos de quartzo são subarredondados a angulosos, com esfericidade moderada a baixa. As lamelas de muscovita são subédricas. Cristais de carbonato preenchem os interstícios entre os minerais, configurando o cimento (Figura 92).

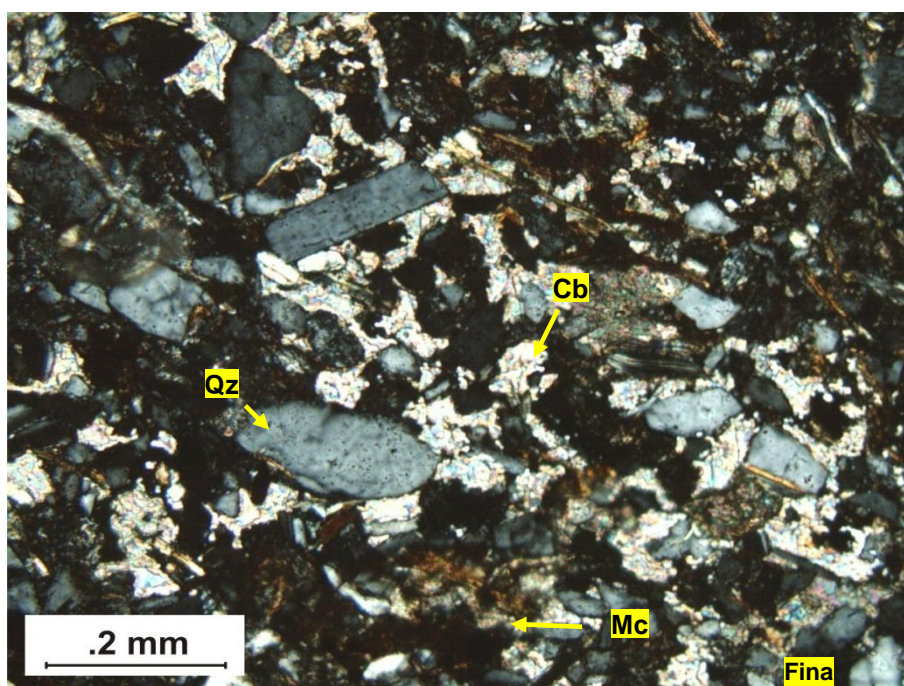


FIGURA 92 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DA MATRIZ DE PEPERITO COM GRANULAÇÃO FINA COMPOSTA POR QUARTZO (QZ) E MUSCOVITA (MC). NOTAR CIMENTO CARBONÁTICO (CB)

A matriz muito fina apresenta grãos com dimensões de até 0,09 mm e contém os mesmos minerais da matriz fina, porém há menor quantidade de muscovita. Os grãos de quartzo são subarredondados com esfericidade moderada. O cimento é carbonático (Figura 93).

O tamanho dos clastos varia entre 0,5 e 1,8 cm. Possuem formatos arredondados a alongados. Diferem entre si pelo grau de vesiculação, preenchimento das amígdalas, granulação e quantidade dos minerais presentes na matriz.

Os clastos de basalto possuem textura intergranular e são vesiculares. As amígdalas têm formato arredondado a alongado, com 0,2 a 0,6 mm de comprimento. São preenchidas predominantemente por carbonatos (Figura 94), subordinadamente por zeólita, quartzo e argilominerais.

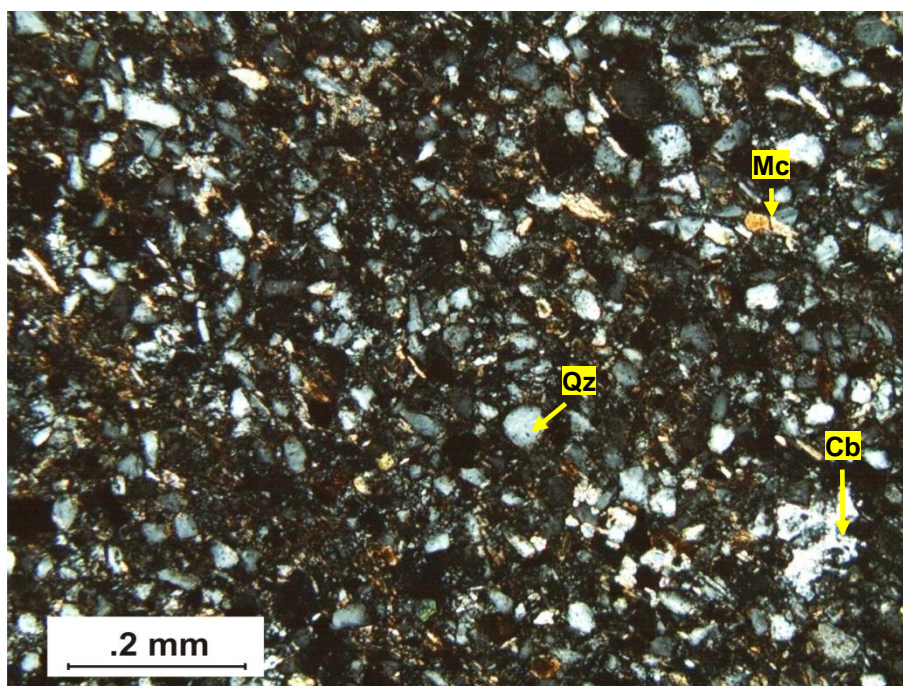


FIGURA 93 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE PEPERITO COM MATRIZ MUITO FINA, FORMADA POR QUARTZO (QZ) E MUSCOVITA (MC). CIMENTO É FORMADO POR CARBONATOS (CB)

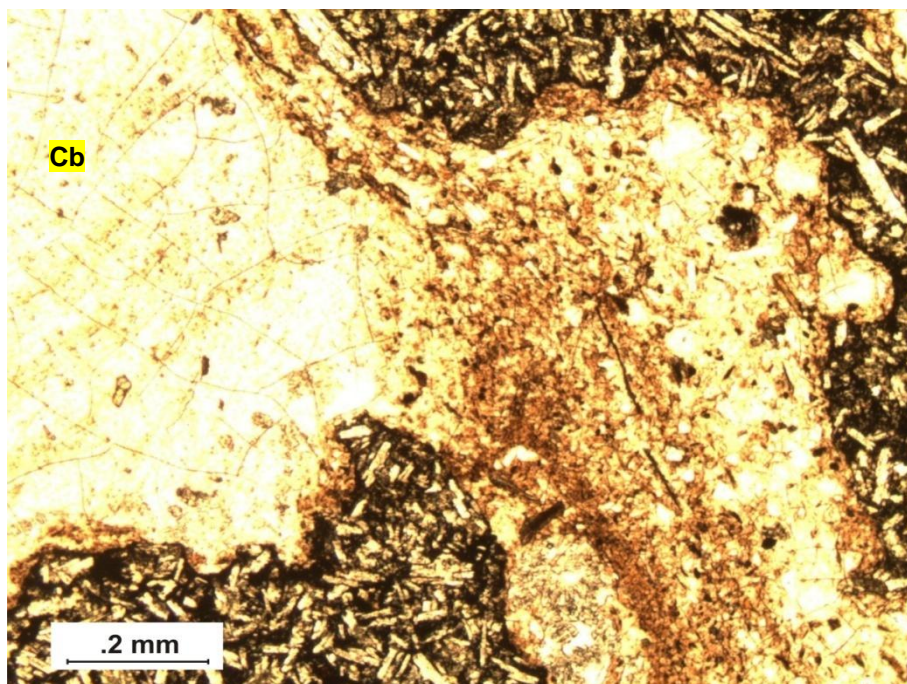


FIGURA 94 – FOTOMICRORAFIA (LN) DE AMÍGDALA PREENCHIDA POR CARBONATOS (Cb) E SEDIMENTOS (SED) EM CLASTO DE BASALTO PRESENTE NOS PEPERITOS

O contato dos clastos com a matriz dos peperitos é abrupto (Figura 95). De forma localizada observa-se que a granulação da matriz é ligeiramente maior em volta de alguns clastos. Lamelas de muscovita também ocorrem incipientemente orientadas segundo uma direção preferencial ao redor de clastos (Figura 96).

Vênulas preenchidas por carbonatos cortam as duas matrizes da rocha. As vênulas são retilíneas (Figura 97), com até 0,06 mm de espessura e limites irregulares a ondulados. Frequentemente apresentam ramificações irregulares e curvas. Em alguns casos, ramificam-se da matriz até as amígdalas presentes nos clastos de basalto (Figura 98).

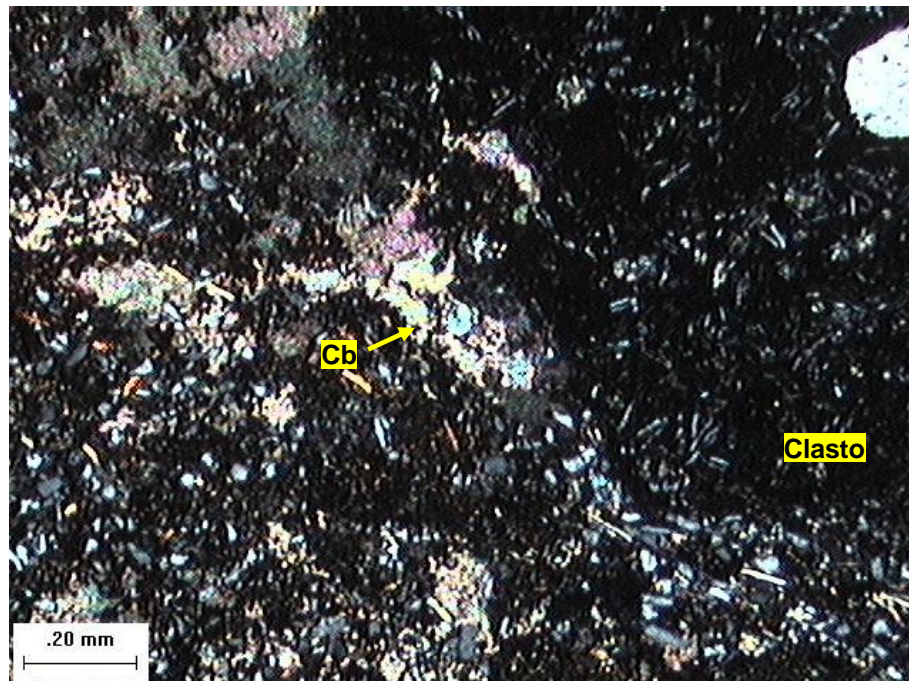


FIGURA 95 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DO CONTATO ENTRE O CLASTO DE BASALTO E A MATRIZ DO PEPERITO. NOTAR CIMENTO CARBONÁTICO (Cb)

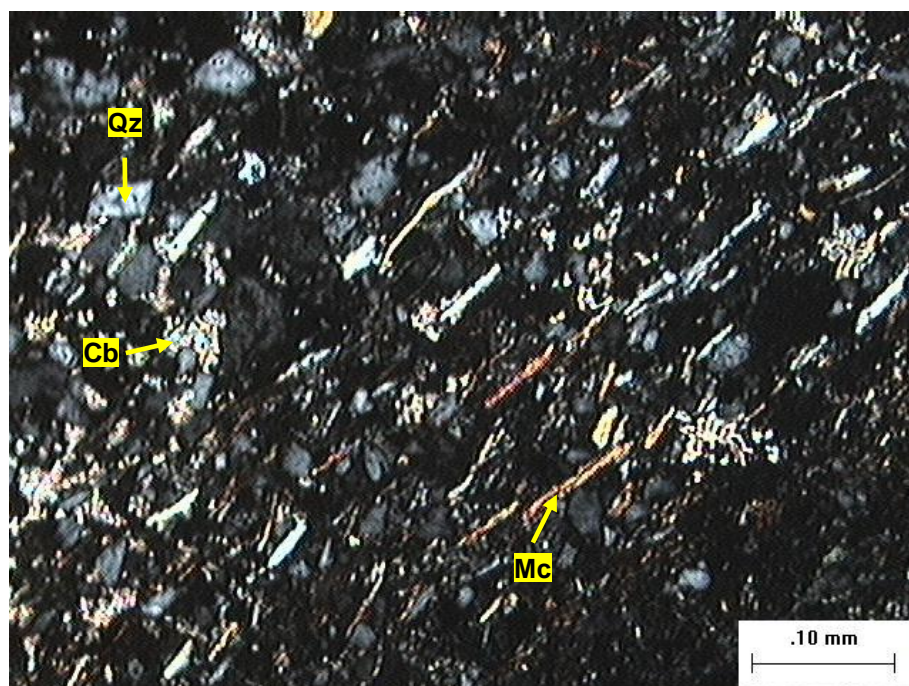


FIGURA 96 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DO CONTATO ENTRE O CLASTO DE BASALTO E A MATRIZ DO PEPERITO. NOTAR ORIENTAÇÃO DAS LAMELAS DE MUSCOVITA (Mc), PARALELAS AO CONTATO. QUARTZO (Qz), CIMENTO CARBONÁTICO (Cb)

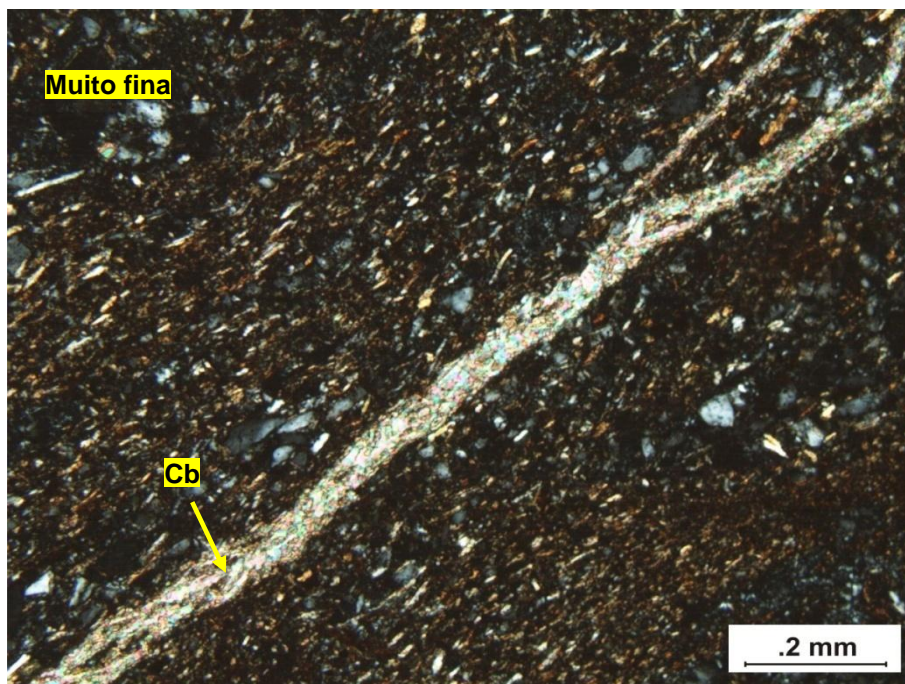


FIGURA 97 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE MICROVÊNULA RETILÍNEA PREENCHIDA POR CARBONATOS (Cb) EM MEIO A MATRIZ COM GRANULAÇÃO MUITO FINA

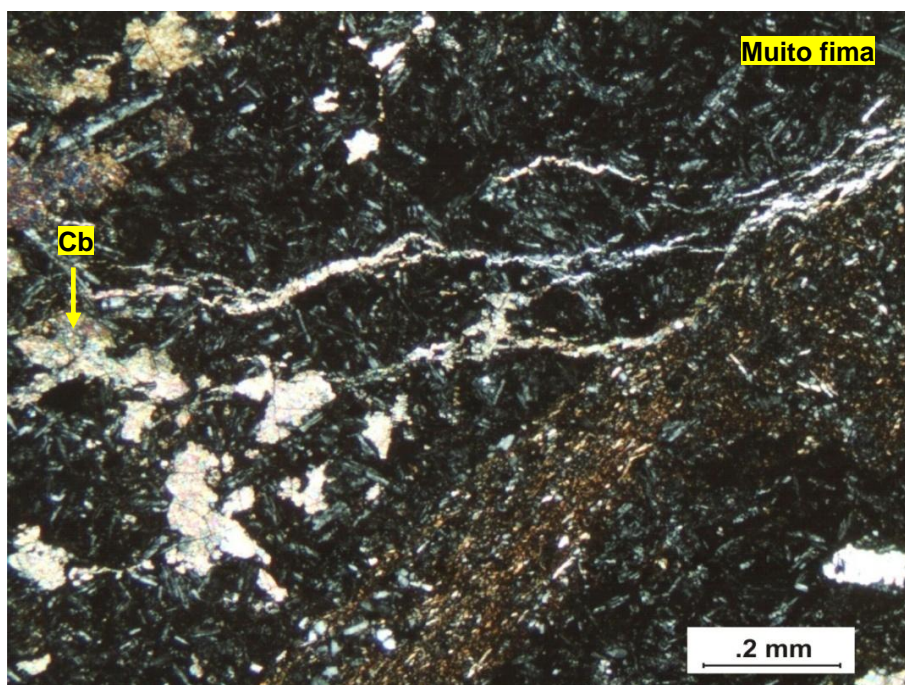


FIGURA 98 – FOTOMICROGRAFIA (LP) DE MICROVÊNULAS IRREGULARES PREENCHIDAS POR CARBONATOS (Cb) QUE SE RAMIFICAM ATÉ AMÍGDALAS PREENCHIDAS PELO MENOS MINERAL

7 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

O derrame Salto Segredo possui aproximadamente 40 m de espessura e é do tipo *pahoehoe*, com estruturação interna dividida em crosta superior, núcleo e crosta inferior, de acordo com Macdonald (1953). Segundo definição de Walker (1971), adaptada por Self *et al.* (1998), o derrame pode ser caracterizado como *pahoehoe* do tipo composto. Para os últimos autores, todo derrame simples na verdade é composto, uma vez que os lobos podem se justapor lateralmente. O derrame pode ser associado aos derrames Tipo II descritos por Gomes (1996), que exibem núcleos maciços diferenciados pelo padrão de fraturas.

De acordo com Self *et al.* (1996, 1998), a espessura total do derrame Salto Segredo só poderia ter sido atingida por meio de processos de inflação. Segundo o autor, a inflação consiste na injeção de novos pulsos de lava no interior do material já extravasado. Esse processo se desenvolve de forma lenta e gradual, durante uma ou mais décadas. Este modelo de formação contínua dos derrames foi chamado por Self *et al.* (1996) de Hipótese *Swell*.

A Hipótese *Swell* é contrária à proposta por Shaw e Swanson (1970), que predizem um tempo de colocação das lavas de poucas semanas ou até dias. A proposta de Shaw e Swanson é rebatida por vários autores, entre eles Keszthely *et al.* (1995, 2006), Self *et al.* (1996, 1998) e Hooper *et al.* (2007), uma vez que ela implica em fluxo turbulento, o que geraria feições como texturas a'a', massiva cristalização em todo o derrame e erosão térmica e mecânica do basalto solidificado abaixo. Estas feições não são observadas em grandes províncias basálticas, de acordo com Keszthely *et al.* (1995, 2006).

A hipótese sugerida por Self *et al.* (1996, 1998) parece se aplicar de forma mais coerente para a formação do derrame Salto Segredo, uma vez que este não apresenta características de fluxo turbulento, como por exemplo texturas a'a'. A sucessão de vários pulsos de lava, durante um determinado período, pode ter gerado um derrame com a espessura total do Salto Segredo.

De acordo com a classificação de Bondre *et al.* (2004), o derrame Salto Segredo é do tipo tabular (ou simples), embora o reconhecimento de sucessivos processos de inflação torne controverso o termo “simples”, uma vez que a inflação permite a injeção de novos pulsos de lava em momentos distintos. A classificação de Bondre *et al.* (2004) deve ser entendida, portanto, com uma conotação essencialmente morfológica.

Os indícios que corroboram a atuação de processos de inflação no derrame Salto Segredo incluem a formação de zonas vesiculares horizontais, grandes geodos, vesículas inclinadas, cilindros de vesículas e lençóis de vesículos.

As zonas vesiculares horizontais (*horizontal vesicular zones*) são formadas pelo acúmulo das primeiras vesículas geradas logo após o extravasamento da lava, ou a cada novo pulso injetado, que se concentram no topo vesicular do nível superior do derrame. Estas feições são descritas por Self *et al.* (1996), e segundo o autor são características da inflação, uma vez que este processo é o responsável pela introdução de novo material rico em voláteis que ascendem aos níveis superiores.

Zonas vesiculares horizontais são observadas no nível vesicular de topo do derrame Salto Segredo, podendo sugerir a introdução de novos pulsos de lava durante sua formação.

Outra indicação possível de processos de inflação no derrame Salto Segredo é a presença de grandes geodos (com até 50 cm de altura) no nível vesicular de topo (vide Figura 24, Figura 25 e Figura 26). Estes geodos podem ter sido gerados pela coalescência de voláteis, que carregados por novos pulsos de lava injetados no material já extravasado, ficaram aprisionados sob a crosta rígida parcialmente resfriada do derrame.

Novos pulsos de lava podem ainda comprimir os voláteis contra a crosta rígida do derrame. Isso faz com que algumas bolhas mudem seu formato original para achatadas. Se a coalescência for mantida, podem ser formados geodos também com formato achatado, além de vesículas e amígdalas.

Vesículas e amígdalas achatadas são observadas no nível vesicular de topo do derrame Salto Segredo, e podem indicar a atuação de processos de inflação.

Durante a inflação e o resfriamento do derrame, a lava movimenta-se em direção contrária à fenda da qual extravasou. No interior do corpo de lava que se movimenta, as diferenças na distribuição de calor se refletem em comportamentos reológicos diferentes para as bordas e o núcleo. Enquanto o núcleo permanece plástico e se movimenta a taxas mais rápidas, as bordas vão se tornando cada vez mais rígidas, devido ao contato com a superfície e com o ar.

De acordo com Goff (1996), níveis de voláteis aprisionados no interior do fluxo de lava podem orientar-se segundo uma direção preferencial e inclinar durante a movimentação, formando níveis de vesículas inclinadas.

Os níveis de vesículas inclinadas são, portanto, característicos da movimentação da lava. Estas feições são observadas no nível vesicular de base do derrame Salto Segredo, sugerindo presença significativa de voláteis na lava enquanto esta se movimentava durante o emplacamento. Estes voláteis podem ter origem em um único pulso de lava ou então pela introdução de novos pulsos carregados com mais voláteis.

Uma vez que a movimentação da lava cessa, uma série de outros processos se desenvolve no interior do derrame em resfriamento. De acordo com Goff (1996), cilindros de vesículas (*vesicle cylinders*) são estruturas características dessa fase, formadas após o fim do movimento da lava e antes da formação das juntas colunares.

A formação dos cilindros de vesículas inicia-se pela coalescência de bolhas no *front* de solidificação, situado nos primeiros estágios do resfriamento próximo à superfície de colocação do derrame. Cria-se, então, uma zona de baixa pressão como resultado da movimentação dos voláteis, o que propicia a migração e acumulação do líquido residual e vapores. O líquido diferenciado e os vapores acumulados vão crescendo em tamanho (diâmetro) conforme ascendem à superfície, devido à redução da pressão resultante do aprisionamento da lava. Novos cilindros vão sendo

formados, cada vez mais próximos da superfície, por meio do avanço do *front* de solidificação em direção a esta (GOFF, 1996).

Estas feições são observadas na porção mediana-superior do nível maciço central do derrame Salto Segredo (vide Figura 20, Figura 21 e Figura 22). Isto indica que ainda havia uma concentração elevada de vapores e líquido residual no derrame após o fim da movimentação da lava.

Possíveis lençóis de vesículas (*vesicle sheets*, SELF *et al.*, 1998), ou veios de segregação (BONDRE *et al.*, 2004), são formados por elementos incompatíveis, incluindo voláteis (GOFF, 1996), que ascendem na forma de diápiros e se acumulam na base da crosta superior. Estas feições ocorrem de forma localizada no nível vesicular de topo do derrame Salto Segredo. São representadas por amígdalas e vesículas com formas arredondadas a alongadas horizontalmente (vide Figura 36).

De acordo com SELF *et al.* (1996, 1998), os lençóis de vesículas formam-se após a estagnação do fluxo, quando o processo de inflação não é mais atuante.

Tão logo a lava extravasa em superfície inicia-se o processo de vesiculação. Segundo Gomes (1996), as vesículas são resultado do aprisionamento das bolhas de gás exsolvidas da lava durante o final da solidificação. A formação das vesículas é controlada pela quantidade de voláteis na lava e pelas taxas de resfriamento. Um derrame resfria-se a partir das superfícies superior e inferior. Durante o resfriamento, os voláteis tendem a se concentrar próximos às superfícies que dificultem sua ascensão. Dessa forma, as bolhas concentram-se em grande quantidade nos níveis de base e topo (principalmente neste último), que resfriam-se mais rapidamente que o núcleo, criando uma crosta fina e rígida, que dificulta a movimentação dos gases.

Porém, dentro de um mesmo nível do derrame pode haver diferença na concentração e distribuição das vesículas. No nível vesicular de topo do derrame Salto Segredo observam-se, notadamente, duas porções com vesículas de tamanhos e formas distintas. Na base predominam grandes geodos (vide Figura 24) enquanto que no topo as vesículas e amígdalas são milimétricas (vide Figura 33). Há uma gradação entre os diversos tipos de cavidades neste nível (vide Tabela 2).

A porção inferior do nível vesicular de topo, que concentra os grandes geodos, resfriou-se mais lentamente, uma vez que se posiciona mais distante da superfície. Nesta porção, de acordo com Gomes (1996), as vesículas resultam da nucleação e crescimento locais e também do aprisionamento de bolhas nucleadas na parte central do derrame que ascenderam até este nível. Isso resulta na coalescência das bolhas, responsável pela formação de geodos com tamanhos maiores.

Já na porção superior do nível vesicular de topo, o resfriamento ocorre mais rapidamente devido à proximidade com a superfície. Segundo Gomes (1996), o resfriamento mais acelerado provoca o rápido aprisionamento das bolhas que nuclearam e cresceram dentro do próprio nível. A formação de uma crosta já parcialmente solidificada age como uma barreira à ascensão das bolhas formadas nos níveis inferiores, dificultando a coalescência. As bolhas mantêm, então, dimensões menores, milimétricas no caso do derrame Salto Segredo.

Como o nível maciço central do derrame Salto Segredo é o que apresenta as taxas mais lentas de resfriamento e solidificação, as bolhas têm tempo suficiente para ascender aos níveis superiores, resultando em um nível predominantemente maciço.

As diferentes taxas de resfriamento para os diferentes níveis do um derrame, resultantes do contato das bordas com a superfície e do processo de inflação, refletem em mudanças mineralógicas e texturais nas rochas. De acordo com Gomes (1996), o intervalo de tempo entre a extrusão e a solidificação é amplamente dominado pelos processos que resultam na cristalização das fases minerais primárias. A velocidade de avanço do *front* de solidificação, associada às propriedades originais da lava, determinam as características mineralógicas e texturais da rocha.

Conforme Gomes (1996), as crostas rígidas dos níveis vesiculares já cristalizados configuram anteparos à propagação do calor do núcleo em direção às bordas. As crostas favorecem o desenvolvimento de um *front* de solidificação mais espesso, favorecendo a ocorrência de processos magmáticos.

O resfriamento mais rápido dos níveis de topo e base de um derrame origina texturas com maior presença de mesóstase e matriz formada por cristais com dimensões menores anédricos ou subédricos, uma vez que não há tempo suficiente para a nucleação e crescimento dos minerais.

Nos níveis vesiculares de base e topo do derrame Salto Segredo predominam as texturas ofítica e subofítica (vide Figura 46). Há também uma maior quantidade de mesóstase, que perfaz até 10% da rocha, comparado à porção mediana-superior do nível maciço central, que conta com apenas 5% de mesóstase (vide Tabela 3 e Tabela 4).

O núcleo do derrame Salto Segredo apresenta maior grau de cristalização que os demais níveis, com cristais na matriz ligeiramente maiores (até 0,3 mm) e sem variação significativa na média de tamanhos (vide Tabela 3 e Tabela 4). Isso ocorre devido às taxas mais baixas de resfriamento, que permitem aos cristais da matriz um crescimento mais lento e completo, isolando a mesóstase nos interstícios dos minerais.

O nível maciço central do derrame Salto Segredo apresenta dois padrões texturais e mineralógicos diferentes, embora incipientes. A porção mediana-inferior, menos espessa (10 m), tem textura subofítica a ofítica e até 10% de mesóstase (vide Figura 55 e Figura 61). A porção mediana-superior é mais espessa (20 m), e nela predomina textura intergranular e até 5% de mesóstase (vide Figura 62 e Figura 65).

As diferenças texturais e composicionais (principalmente da matriz) entre as porções mediana-inferior e superior são reflexo da dinâmica de resfriamento diferenciada para cada uma. Esta dinâmica é ainda influenciada pela entrada de novos pulsos de lava através da inflação. A troca de calor entre o material injetado e o que já extravasou altera as taxas de resfriamento e cristalização.

A formação dos microfenocristais ocorre, comumente, antes do extravasamento da lava, e está associada à diminuição da pressão durante a ascensão do magma. Com base em estudos na Província de Columbia River Basalts, Hooper *et al.* (2007) afirmam que a presença de (micro)fenocristais em derrames de grandes províncias

basálticas sugere atuação de processos de fracionamento do magma. Cristais de labradorita indicariam a cristalização em níveis crustais. A formação de piroxênios estaria ligada aos níveis inferiores da crosta, a partir de um magma desidratado.

O resfriamento, portanto, não é diretamente responsável pela presença ou ausência de (micro)fenocristais na rocha (GOMES, 1996). Ele influencia na medida em que, conforme o magma ascende em direção à superfície, a velocidade de resfriamento aumenta, reservando um tempo menor à cristalização, o que gera cristais menores.

Observa-se uma diferença no tamanho dos microfenocristais entre os níveis do derrame Salto Segredo. O nível de topo não os contém. No nível vesicular de base, os microfenocristais de labradorita apresentam dimensões de até 1 mm (vide FIGURA 47). Na porção mediana-inferior do nível maciço central, os microfenocristais de labradorita atingem no máximo 1,2 mm (vide Figura 56 e Figura 57).

Já na porção mediana-superior, os microfenocristais de labradorita têm até 1,6 mm, tendendo à euedria (vide Figura 62, Figura 63, Figura 64 e Tabela 4). Esta diferença nas dimensões dos microfenocristais pode indicar que estes foram gerados em condições e épocas distintas.

A presença de microfenocristais com dimensões diferentes num mesmo nível do derrame pode representar a injeção de novos pulsos de lava no material já extravasado, caracterizando a inflação.

Os cristais já formados podem ainda reagir com o material recém injetado pelos novos pulsos de lava, que pode apresentar características físico-químicas e composicionais ligeiramente diferentes.

Na porção mediana-inferior são observados cristais de augita com limites reativos (em desequilíbrio) principalmente na matriz da rocha, com geração de minerais opacos. Na porção mediana-superior, além da augita com bordas reativas na matriz, microfenocristais de labradorita também ocorrem em desequilíbrio, com cristalização de argilominerais nas bordas (vide Figura 62, Figura 64 e Figura 66). No entanto, os

minerais opacos e os argilominerais presentes nas bordas reativas podem também ter sido gerados por fluidos pós-magmáticos hidrotermais.

Nos níveis vesiculares de topo e base é comum que os cristais de augita também se apresentem reativos, especialmente na matriz. Os limites em desequilíbrio destes minerais primários podem ter sido originados pela reação com o líquido dos novos pulsos de lava.

O resfriamento de um derrame ocorre a partir do momento em que a lava é extravasada, e se desenvolve até a sua completa solidificação. À medida que o magma percorre seu caminho em direção à superfície e entra em contato com o ar, notadamente mais frio, inicia-se o processo de resfriamento. Gradualmente a lava vai trocando calor com o ambiente, por meio de condução, e se solidifica, adquirindo caráter progressivamente mais rígido. Ocorre, então, a contração das rochas recém formadas e a geração de fraturas típicas do processo de resfriamento, incluindo a formação de prismas.

O comportamento do resfriamento ao longo do derrame deve estar refletido nas estruturas geradas pelo fraturamento da rocha (GOMES, 1996). O padrão de fraturas em um derrame é reflexo das diferentes velocidades de resfriamento que se processam ao longo da solidificação. Essas velocidades variam de acordo com a passagem das isotermas pelos diferentes níveis do derrame.

Além da distância das bordas, outros fatores também influenciam o resfriamento. Entres eles, Spry (1962) cita as propriedades intrínsecas da lava, a simetria do resfriamento, que controla os gradientes ascendentes e descendentes de temperatura, e o paleorelevo da região onde a lava extravasou. O autor aponta ainda que obstáculos na superfície de colocação das lavas podem perturbar as isotermas, alterando a distribuição de calor pelo corpo.

De acordo com Spry (1962), a partir do contato com a superfície, a isoterma que marca o *front* de fraturamento move-se mais rapidamente. Em direção ao centro do corpo, a isoterma torna-se cada vez mais lenta, até um ponto em que ela acelera de forma contínua até o centro do derrame.

Dessa forma, espera-se que nos níveis de topo e base, que resfriam-se mais rapidamente, sejam geradas fraturas com espaçamento menor. As fraturas recém formadas facilitam a propagação de calor para o interior do corpo, acelerando o resfriamento e distribuindo o calor de forma desigual, o que resulta na passagem irregular das isotermas.

Os níveis vesiculares de topo e base do derrame Salto Segredo são caracterizados por prismas estreitos, delimitados por fraturas subverticais irregulares e descontínuas, espaçadas em aproximadamente 30 cm.

Já no núcleo do derrame a perda de calor é mais lenta, uma vez que este é protegido do contato com a superfície pelos níveis vesiculares. Há um retardamento, portanto, do início do fraturamento. As isotermas movem-se de forma mais homogênea, das bordas para o interior do corpo. Dessa forma, fraturas mais regulares e com maior espaçamento são esperadas.

O resfriamento do nível maciço central do derrame Salto Segredo registra dois padrões distintos.

Na porção mediana-inferior, mais próximo ao contato com o derrame subjacente A, já resfriado, a passagem das isotermas se deu mais rapidamente e de forma mais irregular que no restante do nível. Como consequência, foram geradas fraturas subverticais irregulares e descontínuas, com espaçamento médio de 30 cm. Estas fraturas delimitam prismas estreitos com faces curvas, com até três lados (vide Figura 16 e Tabela 2).

Na porção mediana-superior a espessura de material extravasado e acumulado parece ter sido maior, possivelmente devido à entrada de novos pulsos de lava. A troca de calor com o ambiente foi desacelerada. Desta perda de calor mais lenta, resultaram fraturas subverticais, regulares e contínuas, com traçados retilíneo ou curvo. O espaçamento entre as fraturas chega a 2 m, delimitando prismas com faces planas ou ligeiramente curvas, com até quatro lados (vide Figura 17 e Tabela 2).

Embora o derrame Salto Segredo seja, possivelmente, o resultado de sucessivos pulsos de lava empilhados, seu resfriamento se processou em uma sequência contínua. Gomes (1996) aponta como características sugestivas deste resfriamento a formação de crostas rígidas na base e no topo do derrame.

Os padrões de fraturas registrados em cada nível do derrame indicam que o resfriamento se desenvolveu das bordas para o centro do corpo, de forma contínua. Esses padrões também sugerem que o derrame resfriou (e solidificou) como uma única unidade de lava.

Gomes (1996) também aponta as variações mineralógicas e texturais como indicativas do resfriamento como uma unidade de lava única, que dependem dos fenômenos que ocorrem nas porções internas e nas bordas do derrame. A concentração de vesículas e predominância de mesóstase nos níveis de topo e base, e o núcleo maciço do derrame, são também sugestivos de um processo de resfriamento homogêneo.

De acordo com Gomes (1996), a cristalização tardi-magmática se desenvolve a partir do líquido residual, que é produto do fracionamento rápido da lava em decorrência do resfriamento. Os sítios de cristalização são os interstícios dos cristais, da matriz, as vesículas e as fraturas.

As vesículas presentes no derrame Salto Segredo apresentam diferentes preenchimentos, variando de acordo com o nível em que se encontram.

O nível vesicular de base contém amígdalas parcial ou totalmente preenchidas por quartzo, esmectita, carbonatos, celadonita, calcedônia e/ou clorita (vide Figura 50, Figura 51, Figura 52 e Figura 53). A porção mediana-superior do nível maciço central apresenta raros geodos, preenchidos por quartzo prismático com tendência à euedria (vide Figura 18 e Figura 19).

A porção mediana-superior apresenta ainda cilindros de vesículas (*vesicle cylinders*) preenchidos por celadonita, calcedônia, esmectita, quartzo e raramente zeólitas (vide Figura 68, Figura 69, Figura 70, Figura 71, Figura 72 e 73).

O preenchimento das amígdalas dos cilindros é resultado de uma fase hidrotermal posterior a sua formação, pela percolação de fluido carregado com vapores ricos em H₂O (GOFF, 1996).

As cavidades do nível vesicular de topo apresentam um preenchimento variado, simples ou composto. Com base no preenchimento, dimensões, formatos e na distribuição é possível identificar cinco populações distintas de cavidades neste nível. As populações foram denominadas da base para o topo, respectivamente de *A, B, C, D, E*.

Da base para o topo do nível, observa-se um aumento na quantidade de cavidades, porém há uma nítida diminuição no tamanho destas. As mudanças de tamanho e formato das vesículas ao longo do nível são acompanhadas pela variação no preenchimento.

A população *A*, na base do nível, é representada por geodos em formato de capela com até 50 cm de altura por 30 cm de largura, preenchidos por quartzo monominerálico (vide Figura 24). Essas dimensões são possíveis devido à coalescência de bolhas durante a fase de vesiculação, de acordo com Gomes (1996).

A população *B* apresenta geodos arredondados ou oblatos, com diâmetro máximo de 40 cm. O que os diferencia da população *A* é o preenchimento composto. É comum que em um único geodo sejam observadas até três fases minerais (vide Figura 25 e Figura 26).

O preenchimento concêntrico descrito na população *B* indica que o primeiro mineral a se cristalizar na cavidade foi a esmectita. Seguiu-se a cristalização da calcedônia e, em alguns casos, de formação de opala. Os minerais que preenchem o centro da cavidade (quartzo ou calcita) foram os últimos a se formar. Esta seria a sequência esperada de cristalização pós-magmática em uma cavidade.

Segundo Gomes (1996), a cristalização associada às vesículas segue dois episódios sucessivos. No primeiro cristalizam-se os minerais que constituem as bordas das

vesículas. Isso ocorre em condições de resfriamento rápido e gera o material criptocristalino que envolve as cavidades. O segundo estágio, mais tardio, segue a evolução mais lenta das temperaturas na rocha, promovendo a cristalização dos grandes cristais no interior das amígdalas.

Porém, alguns geodos da população *B* apresentam feições que apontam para um distúrbio na sequência de cristalização. São observadas reentrâncias de quartzo nas bandas de calcedônia e opala de alguns geodos, o que sugere que nem a opala ou a calcedônia estavam completamente cristalizadas quando da formação do quartzo (vide Figura 27).

A presença de esmectita compondo a banda mais externa da cavidade sugere a presença de fluido enriquecido em H₂O, representando uma fase hidrotermal anterior ao preenchimento do centro da cavidade por quartzo.

Alternativamente, a esmectita pode ter sido originada em fase posterior, por meio de substituição.

De forma localizada na população *B*, é observada reentrância de basalto em geodo preenchido por calcedônia (vide Figura 28). Essa feição pode indicar que a bolha se comportou de forma plástica, absorvendo a deformação imposta pelo basalto sem se romper.

De acordo com Gomes (1996), as bolhas de gás exsolvidas do magma durante o resfriamento são aprisionadas pelo líquido em solidificação quando a temperatura ultrapassa a *solidus*. Isso indica que a exsolução ocorreu durante o final da solidificação da lava.

Apesar da progressiva diminuição da temperatura e aprisionamento das bolhas, a feição acima descrita indica que mesmo depois de aprisionadas, as bolhas ainda possuem considerável plasticidade, porém mantendo a tensão superficial. Neste estágio, o basalto possui um alto grau de cristalização, apresentando, no entanto, certa fluidez que permite sua movimentação em direção ao interior da bolha.

A população *C* se distribui em meio às populações *A* e *B*. O diâmetro máximo das amígdalas é de 10 cm e predomina forma arredondada. O preenchimento destas é mais variado que os das populações anteriores. As amígdalas podem ser total ou parcialmente preenchidas por quartzo, calcedônia, calcita, celadonita e raramente heulandita, estilbita ou apofilita (vide Figura 29, Figura 30, Figura 31, Figura 32 e Figura 33). Também ocorre preenchimento zonado concêntrico, com esmectita na borda externa, seguida calcedônia e quartzo no centro (vide Figura 32).

Assim como na população anterior, de forma localizada ocorrem reentrâncias do material que preenche o centro da amígdala (quartzo) na borda externa (calcedônia). O que indicaria que ambos os minerais coexistiram em uma fase em que nenhum estava completamente cristalizado.

A população *D* ocorre em meio às populações *B* e *C*, e tem no máximo 2 cm de diâmetro. As amígdalas são arredondadas a achatadas e preenchidas por quartzo, calcita, calcedônia, celadonita e subordinadamente heulandita (vide Figura 32 e Figura 33).

Também ocorrem amígdalas com preenchimento composto, onde uma banda de esmectita ocorre nas bordas e quartzo, calcedônia ou calcita preenchendo o centro.

Próximo ao limite superior do derrame distribuem-se as amígdalas da população *E*. Estas apresentam as menores dimensões entre as populações e são preenchidas por celadonita, quartzo e heulandita. As amígdalas são achatadas e tem a parte achatada voltada para cima. Essa feição pode indicar que a crosta superior estava rígida quando as bolhas a atingiram, modificando seu formato original. O contraste de temperatura entre a lava quente e o ar frio da superfície rapidamente provocou o resfriamento da lava, enrijecendo a crosta, o que serviu de anteparo ao escape dos voláteis.

Na população *E* também são observados lençóis de vesículas (*vesicle sheets*) (vide Figura 36). O formato irregular das amígdalas dos lençóis, próximo de formas alongadas e achatadas, indica coalescência de bolhas durante a fase de vesiculação

(GOMES, 1996). As formas achatadas também podem indicar a presença de uma crosta rígida que serviu de obstáculo aos voláteis, concentrando-os.

Os contatos gradacionais entre as populações de vesículas do nível vesicular de topo, onde na base predominam geodos decimétricos e no topo amígdalas milimétricas, pode indicar a presença de zonas vesiculares horizontais (*horizontal vesicular zones*).

Os minerais que preenchem as amígdalas das diferentes populações são resultado de fluidos com diferentes composições que percolaram a rocha e se precipitaram nas cavidades.

À medida que se resfria, o corpo de lava vai sofrendo contração termal, e dá origem à principal fase de fraturamento do derrame. Segundo Gomes (1996), quando se atinge a isoterma de 750°C, a rocha sofre o fraturamento mais intenso, e o fluido residual começa a migrar para estes espaços abertos. O fluido evoluído se torna progressivamente mais rico em H₂O, caracterizando uma fase hidrotermal. Cristalizam-se, então, os argilominerais, quartzo e zeólitas.

Microfraturas intragranulares são observadas em microfenocristais de labradorita e augita, principalmente no nível vesicular de base. Com freqüência as fraturas se dispõem em pares conjugados, oblíquos ao eixo C do cristal (vide Figura 47, Figura 48, Figura 62 e Figura 66).

Alteração intempérica é mais evidente no nível vesicular de topo e base, onde o plagioclásio ocorre argilizado e o piroxênio oxidado. Isso ocorre devido ao maior contato da rocha destes níveis com a superfície e, conseqüentemente, mais sujeitos à ação intempérica. Estes níveis apresentam maior porosidade e permeabilidade, resultado da heterogeneidade mineralógica e estrutural. A presença de diferentes populações de cavidades facilita a entrada de água meteórica e sua percolação nos interstícios da rocha, promovendo a alteração intempérica.

No nível maciço central não é observada alteração significativa. Uma vez que este nível é menos permeável que os de topo e base, em função de sua textura e estrutura.

Os basaltos do derrame Salto Segredo estão associados a brechas inter e intraderrame e peperitos. Entre os autores que já estudaram estes litotipos citam-se Waichel (2006), Petry *et. al.* (2007), Michelin (2007), Arioli (2008) e Waichel *et al.* (2008).

As brechas e peperitos que ocorrem associados ao derrame Salto Segredo são complexas do ponto de vista genético, uma vez que processos vulcânicos ocorrem associados a processos sedimentares, podendo ainda ter influência de pressão de fluidos e processos tectônicos. Tem-se que levar igualmente em consideração a possibilidade da ocorrência concomitante dos processos e/ou sobreposição destes.

A importância de se estudar os peperitos e as brechas formadas em consequência da formação e evolução dos derrames reside na possibilidade de se estabelecer as condições geológicas do momento da geração destas rochas. Estas rochas também atuam como guias geocronológicos relativos.

As brechas que ocorrem associadas ao derrame Salto Segredo podem ser classificadas como ígneas, de acordo com a proposta de Fisher (1960), que define como brecha vulcânica a rocha de origem ígnea composta predominantemente por fragmentos angulosos maiores de 2 mm, colocados em matriz subordinada, de qualquer composição ou textura, ou até sem matriz.

Na área estudada, as brechas são divididas em dois grupos. As intraderrame, representadas pelas brechas basáltica-calcítica e basáltica-quartzosa, geradas no interior do corpo de lava, onde sua gênese não se relaciona com os processos que acontecem nas bordas. E interderrame, com as brechas basáltica-siltosa e basáltica-arenosa, formadas na base ou no topo dos derrames a partir do atrito da lava com a superfície de contato.

A brecha basáltica-calcítica está associada a um sistema de vênulas calcíticas (vide Figura 38), sem evidência de interação entre lava e sedimentos. A brecha tem como características principais a grande variedade no tamanho e forma dos clastos. Sua gênese pode ser pensada em termos de processos de fraturamento hidráulico.

Hidrofraturamento pode ter ocorrido em função da percolação de fluido hidrotermal superaquecido e variação na pressão de fluidos (LAZNICA, 1988). Quando a pressão de fluidos se torna maior que a pressão litostática, ultrapassando os limites de coesão da rocha, ocorre o fraturamento hidráulico. A fase fluida tende, então, a escoar por zonas preferenciais de fragilidade, pré-existentes ou neo-formadas, dando origem às brechas (SIBSON, 1977).

A brecha basáltica-quartzosa ocorre em meio a uma faixa de zonas de cisalhamento rúptil a rúptil-dúctil (vide Figura 39). Algumas das fraturas encontradas nestas zonas são também preenchidas por quartzo, assim como geodos decimétricos (vide Figura 41).

Sua gênese pode estar ligada a eventos tectônicos com influência de pressão de fluidos e hidrotermalismo. As falhas associadas às zonas de cisalhamento podem ter atuado como conduto para os fluidos hidrotermais nos estágios pós-magmáticos, ou mesmo posteriores. Um problema encontrado é a dificuldade em separar fraturas geradas pela contração do basalto durante o resfriamento e falhas geradas nos eventos de cisalhamento. Estudos mais aprofundados em geologia estrutural são sugeridos, a partir dos levantamentos realizados em campo.

A brecha basáltica-siltosa ocorre entre a base do derrame Salto Segredo e o topo do derrame A, e também na base deste último (vide Figura 42). Níveis de siltito são associados a estas brechas, bem como diques clásticos de injeção de siltito, também chamados de injetitos (vide Figura 43).

De acordo com Skilling *et al.* (2002), os injetitos podem ser gerados pela fluidização dos sedimentos, em resposta à algum distúrbio do meio, como abalos sísmicos sucessivos. Os sedimentos fluidizados tendem a se infiltrar em zonas de baixa pressão, como fraturas. A presença de injetitos de siltito próximos à brecha

basáltica-siltosa indica a presença de sedimentos úmidos na época da formação das brechas.

A basáltica-arenosa também é interderrame e posiciona-se entre a base do derrame Salto Segredo e o topo do derrame A. Ocorre associada à brecha basáltica-siltosa e aos peperitos (vide Figura 44).

Contudo, segundo Self *et al.* (1996), brechas com fragmentos de basalto formadas no topo de derrames podem ser o resultado de um processo irregular de inflação.

A gênese das brechas basáltica-siltosa e basáltica-arenosa podem ser resultante do aquecimento da água contida em sedimentos ainda inconsolidados, devido à proximidade com a lava quente, o que levou a um aumento na pressão de fluidos, provocando explosões localizadas que geraram fragmentos. Estas explosões são descritas por Skilling *et al.* (2002) como eventos hidrovulcâncos explosivos.

Os peperitos estão associados às brechas interderrame basáltica-siltosa e basáltica-arenosa (vide Figura 45). A classificação de uma brecha como peperito nem sempre é feita prontamente. Na maioria das vezes, não há evidências facilmente reconhecidas que sustentem que a rocha foi produto da interação entre ambientes vulcânico e sedimentar. As definições mais recentes, porém, descrevem os peperitos de forma mais genérica (WHITE *et al.*, 2000 e SKILLING *et al.*, 2002).

Skilling *et al.* (2002) resumem os peperitos como rochas clásticas que compreendem tanto materiais ígneos como sedimentares, que foram gerados por processos intrusivos, ou ao longo do contato de derrames de lava ou de depósitos vulcanoclásticos quentes com sedimentos tipicamente úmidos e inconsolidados. Para White *et al.* 2000, peperito também se refere a misturas similares geradas *in situ* pelos mesmos processos operantes no contato das lavas e outros depósitos vulcanoclásticos quentes com os sedimentos.

A gênese dos peperitos associados ao derrame Salto Segredo pode estar ligada ao extravasamento da lava do nível vesicular de base do derrame Salto Segredo. O atrito do material em movimento sobre a superfície de topo do derrame A pode ter

provocado o desprendimento de fragmentos deste último. Estes fragmentos, misturados aos sedimentos anteriormente depositados sobre o topo do derrame A, podem ter gerado os peperitos.

Da mesma forma pode ter se formado a brecha basáltica-arenosa. A diferença entre estes litotipos está no preenchimento das vesículas dos clastos de basalto. Nos peperitos, as vesículas são preenchidas por sedimentos, o que indica a disponibilidade de material sedimentar inconsolidado concomitantemente à atividade vulcânica.

Associados aos peperitos ocorrem horizontes descontínuos e irregulares de arenito fino (aparentemente o mesmo da matriz), com laminação plano-paralela e cruzada tabular. A laminação plano-paralela é característica de sedimentação em ambientes de baixa energia. Já a cruzada tabular representa sedimentos depositados em leito inclinado com atuação de correntes de ondas (SUGUIO, 2003). A presença destas estruturas, principalmente da cruzada tabular, sugere a presença de água no ambiente, corroborando a idéia destas rochas serem classificadas como peperitos.

Bordas reativas são observadas ao redor dos clastos de basalto que compõem os peperitos. As bordas de reação são caracterizadas por granulação maior que a matriz e cristalização de mica branca fina ao redor dos clastos (vide Figura 44). A presença de bordas reativas indica que houve um contraste de temperatura entre os clastos e o material que os envolveu. Estas podem ter sido geradas no contato entre a lava superaquecida e os sedimentos frios e úmidos, indicando termometamorfismo.

As feições indicativas de processos de inflação reconhecidas nos distintos níveis do derrame Salto Segredo, bem como os diferentes litotipos associados a este, indicam que tanto o extravasamento da lava quanto seu resfriamento ocorreram de maneira dinâmica, envolvendo uma série de processos físicos-químicos, cujos produtos estão registrados por toda a extensão do derrame.

8 CONCLUSÕES

O derrame Salto Segredo é produto de sucessivos extravasamentos de lava, formado durante intensa atividade efusiva. Sua espessura total de 40 m é resultado de repetidas injeções de novos pulsos de lava de forma lenta e gradual no material já extravasado (inflação), de acordo com a hipótese *Swell*, proposta por Self *et al.* (1996).

Segundo critérios de Macdonald (1953), o derrame Salto Segredo é do tipo *pahoehoe*, com morfologia tabular. De acordo com Bondre *et al.* (2004), o derrame é do tipo tabular (ou simples). Pode ainda ser associado aos derrames Tipo II descritos por Gomes (1996).

O padrão de fraturas e as variações estruturais e texturais indicam que o derrame se resfriou como uma unidade única de lava, das bordas para o interior do corpo. Essa dinâmica é evidenciada pela estruturação interna do derrame, dividida em nível vesicular de base, nível maciço central e nível vesicular de topo.

A presença de zonas vesiculares horizontais (*horizontal vesicular zones*), amígdalas e geodos achatados, cilindros de vesículas (*vesicle cylinders*) e lençóis de vesículas (*vesicle sheets*) sugerem a atuação de processos de inflação e segregação durante a formação do derrame Salto Segredo.

O preenchimento das diferentes populações de amígdalas do nível vesicular de topo indica percolação de fluidos com composição variada, em períodos distintos durante o final do resfriamento.

A ocorrência de reentrâncias de quartzo – que também preenche o centro das amígdalas – nas bandas de calcedônia e opala nas bordas, sugere que estes minerais coexistiram numa fase em que ainda não estavam completamente cristalizados.

A presença das brechas com matriz sedimentar e de peperitos indica que no período de tempo entre a colocação de dois derrames, processos sedimentares se

desenvolveram, o que sugere um longo período sem atividades eruptivas na região. Estas rochas registram, portanto, contemporaneidade entre magmatismo e sedimentação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, M.A., STEIN, D.P., MELO, M.S., BISTRICH, C.A., PONÇANO, W.L., HASUI, Y., ALMEIDA, F.F.M. 1980. Geologia do oeste paulista e áreas fronteiriças dos estados de Mato Grosso do Sul e Paraná. In: Congr. Bras. de Geol, 31. Camboriú, **Anais...** Camboriú: Soc. Bras. de Geol., v.5, p.2799-2812.

ARIOLI, E.E. 2008. **Arquitetura faciológica da seqüência 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 (Doutorado) – Universidade Federal do Paraná, Departamento de Geologia, Curitiba, PR.

BELLIENI, G.; BROTZU, P.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; ERNESTO, M.; MELFI, A.J.; PACCA, I.G.; PICCIRILLO, E.M.; STOLFA, D. 1983. Petrological and paleomagnetic data on the plateau basalt to rhyolite sequences of the southern Paraná basin (Brazil). **Anais...** da Acad. Bras. Ciênc. 55(4).

BELLIENI, G.; BROTZU, P.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; ERNESTO, M.; MELFI, A.J.; PACCA, I.G.; PICCIRILLO, E.M. 1984. Flood basalt to rhyolite suites in the southern Paraná plateau (Brazil): paleomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. **Journ. Petrol**, 25:579-618.

BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MARTINEZ, L.A.; MELFI, A.J.; NARDY, A.J.R.; PICCIRILLO, E.M.; STOLFA, D. 1986. Petrogenetic aspects of acid and basic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. **Journ. Petrol.**, 27:915-944.

BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. 1967. Some palaeogeographic and palaeotectonic features of the Paraná Basin. In: J.J. Bigarella, R.D. Becker, I.D. Pinto (eds). **Problems in Brazilian Gondwana Geology.** UFPR, Curitiba, p. 235-301.

BONDRE, N.R.; DURAISWAMI, R.A.; DOLE, G. 2004. Morphology and emplacement of flows from the Deccan Volcanic Province, India. **Bull. Volcanol.**, 66:29-45.

BRASIL. MINISTÉRIO DO EXÉRCITO – DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA E COMUNICAÇÕES. 1979. Candói (PR): SG.22-V-D-IV-2 MI-2851-2. **Mapa topográfico**, escala 1:50.000.

BRASIL. MINISTÉRIO DO EXÉRCITO – DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA E COMUNICAÇÕES. 1979. Mangueirinha (PR): SG.22-V-D-IV-4 MI-2851/4. **Mapa topográfico**, escala 1:50.000.

DNIT – DEPARTAMENTO NACIONAL DE INFRA-ESTRUTURA DE TRANSPORTES. 2002. **Mapa Rodoviário Paraná**. Ministério dos Transportes, Instituto de Pesquisas Rodoviárias, Brasil.

DURAI SWAMI, R.A.; DOLE, G.; BONDRE, N. 2003. Slabby pahoehoe from the western Deccan Volcanic Province: evidence for incipient pahoehoe-a'a' transicions. **Jour. Volcan. Geother. Res.** 121:195-217.

ERNESTO, M. 1985. **Paleomagnetismo da Formação Serra Geral: contribuição ao estudo do processo de abertura do Atlântico Sul**. Tese de Ph.D – Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, Brasil.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. A. 1996. Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). **Anais...** da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v. 68, n. 2, p. 195-205.

FERREIRA, C.H.N., DUTRA, C.R.; GOMES, M.E.B.; MESQUITA, M.J.M.; BONGIOLO, E.M.B.; ARIOLI, E.A. 2008. Características estruturais de um derrame e estratigrafia da região de Salto Segredo. **Bol. IV Simp. Vulc. Amb. Assoc.** Foz do Iguaçu, PR.

FISHER, R.V. 1960. Classification of volcanic breccias. **Geol. Soc. Amer. Bull.**, 71(7):973-981.

FODOR, R. V.; CORWIN, C. T.; ROISEMBERG, A. 1985. Petrology of Serra Geral (Paraná) continental flood basalts, southern Brazil: crustal contamination, source

material, and South Atlantic magmatism. **Contrib. Mineral. Petrol.**, Alemanha, 91: 54-65.

FOLK, R.L. 1974. **The petrology of sedimentary rocks**. Publishing Co., Austin, Tx, Hemphill, 182 p.

FÚLFARO, V. J., SAAD, A. R., SANTOS, M. V., VIANNA, R. B. 1982. Compartimentação e Evolução Tectônica da Bacia do Paraná. **Rev. Bras. Geociê.**, 12: 590-611.

GOFF, F. 1996. Vesicle cylinders in vapor-differentiated basalt flows. **Jour. Volcan. Geother. Res.** 71:167-185.

GOMES, M. E. B. 1996. **Mecanismos de resfriamento, estruturação e processos pós-magmáticos em basaltos da Bacia do paraná - região de Frederico Westphalen (RS - Brasil)**. Tese (Doutorado) – CPGGeo – UFRGS e Univ. Poitiers (França).

GOMES, M.E.B.; FRANK, H.T.; FORMOSO, M.L.L. 2008. Physical volcanology applied to the Amethyst Mining District of Alto Uruguai (Rio Grande do Sul, Brazil). **Bol. IV Simp. Vulc. Amb. Assoc.** Foz do Iguaçu, PR.

HAWKESWORTH, C. J.; GALLAGER, K.; KELLEY, S.; MANTOVANI M. S. M.; PEATE, D.; REGELOUS, M.; ROGERS, N. 1992. Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. *In*: Storey B., Alabaster A., Pankhurst R. (eds.), **Magmatism and the causes of continental break-up**. Geological Society Special Publication, 68: 221-240.

HON, K.; KAUAHIKUA, J.; DENLINGER, R.; MACKAY, K. 1994. Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: observations and measurement of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii. **Geol. Soc. Amer. Bull.** 106: 351-370.

HOOPER, P.R.; CAMP, V.E.; REIDEL, S.P.; ROSS, M.E. 2007. The origin of the Columbia River Flood Basalt Province: plume *versus* nonplume models. *In*:

FOULGER, G.R. & JURDY, D.M. (editors). Plates, plumes and planetary process: Boulder, Colorado. **Geol. Soc. Amer. Special Paper**: 430.

IPARDES – INSTITUTO PARANAENSE DE DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO E SOCIAL. 1997. Estado do Paraná – Hidrografia. **Mapa temático**. Gov. do Paraná, Curitiba.

ITC-PR – INSTITUTO DE TERRAS E CARTOGRAFIA DO PARANÁ. 1980. (Curitiba). **Fotografias aéreas**. Escala 1:25.000, n. 41160-41168, 41208-41217, 41336-41346.

ITC-PR – INSTITUTO DE TERRAS E CARTOGRAFIA DO PARANÁ. 1980. (Curitiba). **Fotografias aéreas**. Escala 1:70.000, n. 3048-3056, 3064-3074.

KESZTHELYI, L.; THORDARSON, T.; SELF, S. 1995. Arguments against the turbulent emplacement of flood basalt lava flows (abstract). **IUGG XXI General Assembly Abstracts**, A443.

KESZTHELYI, L.; SELF, S.; THORDARSON, T.; 2006. Flood lavas on Earth, Io and Mars. **Jour. Geol. Soc.** 163(2), p.253-264.

KIRK, J.D.; CORREIA, C.T.; NARDY, A.J.R.; TASSINARI, C.C.G.; GIRARDI, V.A.V.; PETRONILHO, LA. 2008. Re-Os ages and sources of high-ti continental flood basalts of the Paraná Basin, Brazil. **Anais...** 44^o Congr. Bras. Geol., Curitiba, v. 1, p.567.

LAZNICKA, P. 1988. **Breccia and coarse fragmentites: petrology, environments, associations, ores**. Developments in Economic Geology, v.25, 825p.

LEINZ, V.; BARTORELLI, A.; SADOWISKI, G.R.; ISOTTA, C.A.L. 1966. Sobre o comportamento especial do *trapp* basáltico da Bacia do Paraná. **Bol. Soc. Bras. Geol.**, 15, 79-91.

LONG, P.E.; WOOD, B.J. 1986. Structure, textures and cooling histories of Columbia River basalts flows. **Geol. Soc. Amer. Bull.** 97:1144-1155.

MAACK, R. 1968. **Geografia Física do Estado do Paraná**. Curitiba: Publ. UFP, IBPT, 350p.

MACDONALD, G.A. 1953. Pahoehoe, a'a' and block lava. **Amer. Journ. Sci.** 251,169-191.

MANTOVANI, M.S.; MARQUES, L.S.; SOUZA, M.A. de; ATALLA, L.T.; CIVETTA, L.; INOCCENTI, F. 1985. Trace element and strontium isotop constraints on the origin and evolution of the Paraná continental flood basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). **Journ. Petrol.**, 26:187-209.

MARQUES, L.S. 1983. **Estudo do comportamento geoquímico de alguns elementos traço em rochas vulcânicas da Bacia do Paraná**. Tese (Doutorado) - IAG-USP, São Paulo, 172p.

MARQUES, L.S., BELLIENI G., DE MIN A., PICCIRILLO E.M. 1993. O enxame de diques da Ilha de Santa Catarina: resultados geoquímicos preliminares. *In*: SBGq, Congr. Bras. Geoq., 4, Brasília, 1993. **Bol. Res. Expand...**, Brasília, p. 3-4.

MICHELIN, C.R.L. 2007. **Sequência de formação das cavidades no basalto e seu preenchimento com zeolitas, arenito, ágata e ametista, Derrame Miolo, São Martinho da Serra, Rio Grande do Sul, Brasil**. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. L. 1994. Bacia do Paraná. **Bol. Geociê. Petrobrás**, 8(1): 69-82.

MILANI, E.J. 1997. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental**. 2v. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

MILANI, E. J.; RAMOS V. A. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Rev. Bras. de Geociê.**, 28(4): 527-544.

MILANI, E.J. 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. *In*: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; NEVES, B.B.B. (Org.). **Geologia do Continente Sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Editora Beca, São Paulo, p. 265-279.

MINEROPAR. Minerais do Paraná S.A. 2006. **Mapa geológico do Paraná**. Escala 1:650.000. Governo do Estado do Paraná.

NARDY, A. J. R.; OLIVEIRA, M. A. F.; MACHADO, F. B. 2002. Litogeoquímica das rochas vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral: magmas-tipo e suas possíveis zonas de efusão na Bacia do Paraná. *In*: **Boletim** do 6º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, pp. 381-386.

NEUENDORF, K.K.E.; MEHL Jr., J.P.; JACKSON, J.A. (editors). 2008. **Glossary of Geology**. 5th ed. Amer. Geol. Instit. Alexandria, VA, USA.

PEATE, D.W. 1989. **Stratigraphy and petrogenesis of the Paraná Continental Flood Basalts, southern Brazil**. PhD Thesis. The Open University.

PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. **Bull. Volcanol**, 55: 119-139.

PETRY, K.; JERRAM, D.A.; DE ALMEIDA, D.D.P.M.; ZERFASS, H. 2007. Volcanic-sedimentary features in the Serra Geral Fm., Paraná Basin, southern Brazil: Examples of dynamic lava-sediment interactions in an arid setting. **Journ. Volcanol. Geotherm. Res.** vol. 159, 4:313-325.

PETTIJOHN, F.J. 1975. **Sedimentary rocks**. 3rd ed. New York, Harper & Row Publ. 628p.

PHILLPOTS, A.R. 1990. **Principles of igneous and metamorphic petrology**. London, Prentice Hall, 498 p.

PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A.J.; COMIN-CHIARAMONTI, J. BELLINI, G.; ERNESTO, M.; MARQUES, L.; NARDY, A.J.R.; PACCA, I.G.; ROISENBERG, A.; STOLFA, D. 1988. Continental flood volcanism from the Paraná Basin (Brazil). *In*: McDougall, J.D. ed. **Continental flood basalts**. Kluwer Academic Publishers. p. 195-238.

ROCHA-CAMPOS, A. C.; CORDANI U. G.; KAWASHITA K.; SONAKI H. M.; SONAKI I. K. 1988. Age of the Paraná Flood Volcanism. *In*: **Mesozoic Flood Vulcanism from the Paraná Basin (Brazil): Petrogenetic and Geophysical Aspects**, IAG-USP, São Paulo, pp. 25-45.

SANFORD, R.M., LANGE F.W. 1960. Basin study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline, south Brazil. **AAPG Bull.**, 44:1316-1370.

SELF, S.; THORDARSON, T.; KESZTHELYI, L.; WALKER, G.P.L.; HON, K.; MURPHY, M.T.; LONG, P.; FINNEMORE, S. 1996. A new model for the emplacement of Columbia River basalts as large, inflated pahoehoe lava flow fields. **Geophys. Res. Lett.**, 23:2689-2692.

SELF, S.; KESZTHELYI, L.; THORDARSON, Th. 1998. The importance of pahoehoe. **Annu. Rev. Earth Planet. Sci.**, 26:81-110.

SIBSON, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. **Journ. Amer. Soc.**, v.133, ed. 3, p.191-213.

SHAW, H.; SWANSON, D. 1970. Eruption and flow rates of flood basalts. Proc. Second. **2nd Columbia River Basalt Symposium** Ed. GILMOUR, E.G.; STRADLING, D. Eastearn. Washington State College Press, Cheney. p. 271-299.

SKILLING, I.P.; WHITE, J.D.L.; McPHIE, J. 2002. Peperite: a review of magma-sediment mingling. **Journ. Volc. Geotherm. Res.** 114,1-17.

SPRY, A. 1962. The origin of columnar jointing, particularly in basalt flows: **Jour. of the Austral. Geol. Soc.**, v. 8, p. 192-216.

SUGUIO, K. 2003. **Geologia Sedimentar**. 1ª edição. Editora Edgard Blucher Ltda. São Paulo, Brasil.

TOMKEIEFF, S.I. 1940. The basalt lavas of the Giant's Causeway, district of Northern Ireland. **Bull. Volcanol.** 2:89-143.

ULBRICH, H.H.G.J. 1986. As brechas de origem ígnea: revisão e proposta para uma classificação geológica. **Bol. IG-USP**, v.3, p.1-82.

THORDARSON, T.; SELF, S. 1998. The Roza Member, Columbia River Basalt Group: A gigantic pahoehoe lava flow field formed by endogenous processes? **Jour. Geophys. Res.**, 103: p.27411-27445.

WAICHEL, B.L. 2006. **Estruturação de derrames e interações lava-sedimento na porção central da Província Basáltica Continental do Paraná**. IG - UFRGS, Tese de Doutorado, Porto Alegre.

WAICHEL, B.L.; HEINRICH, T.F.; SCHERER, C.M.S. 2008. Feições geradas pelo avanço de derrames de lava sobre dunas eólicas na porção sul da Bacia do Paraná. **Bol. Res.** IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. Foz do Iguaçu, PR.

WALKER, G.P.L. 1969. Some observations and interpretations on the Deccan Traps. *In*: SUBBARAO, K.V. (ed.). **Deccan Volcanic Province**: Mem. Geol. India. 43 1:367-395.

WALKER, G.P.L. 1971. Compound and simple lava flows and flood basalts. **Bull. Volcanol.** 5:579-90.

WHITE, I.C. 1908. **Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil**. Rio de Janeiro : DNPM , 1988. Parte I, p.1-300 ; Parte II, p. 301-617.

WHITE, J.D.L.; McPHIE, J.; SKILLING, I.P. 2000. Peperite: a useful genetic term. **Bull. Volcanol.** 62, 65-66.

WILMOTH, R.A.; WALKER, G.P.L. 1993. P-type and S-type pahoehoe: a study of vesicle distribution patterns in Hawaiian lava flows. **J. Volcanol. Geotherm. Res.** 55:129-42.

WOODCOCK, N.H.; MORT, K. 2008. Classification of fault breccias and related fault rocks. **Geol. Magaz.**, Cambridge University Press, 145: 435-440.

WRIGHT, A.E.; BOWES, D.R. 1963. Classification of volcanic breccia: a discussion. **Geol. Soc. Amer. Bull.**, 74(1):79-86.

YORK, D. 2003. **Results on Ar/Ar dating of Brazilian rock samples.** Argon Geochronology Laboratory, Department of Physics, Univ Toronto, Toronto.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I. S.; CONCEIÇÃO, J. C.; APPI, V. T.; NETO, E. V. S.; CERQUEIRA, J. R.; MARQUES, A. 1990. The Paraná Basin, Brazil. *In: Interior Cratonic Basins.* **Bull. of the Americ. Assoc. of Petrol. Geol.**, memoir 51. p. 681 – 707.

ZALÁN, P. V., WOLFF, S., CONCEIÇÃO, J. C., ASTOLFI, M.A.M., VIEIRA, I. S., APPI, V. T., ZANOTTO, O. A., MARQUES, A. 1988. Tectonics and sedimentation of the Paraná basin. *In: Simpósio do Gondwana.* São Paulo. **Anais...** São Paulo.