

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
Escola de Engenharia
Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Minas, Metalúrgica e de Materiais
PPGEM

**MODELAGEM GEOLÓGICA E CONTROLE DOS DEPÓSITOS EM GEODOS NO
DISTRITO MINEIRO DE AMETISTA DO SUL (RS, BRASIL)**

Vanessa Aguirre de Amorim

Dissertação para obtenção do título de Mestre
em Engenharia

Porto Alegre
2007

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
Escola de Engenharia
Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Minas, Metalúrgica e de Materiais
PPGEM

**MODELAGEM GEOLÓGICA E CONTROLE DOS DEPÓSITOS EM GEODOS NO
DISTRITO MINEIRO DE AMETISTA DO SUL (RS, BRASIL)**

Vanessa Aguirre de Amorim

Geóloga

Trabalho realizado no Laboratório de Modelagem Geológica e Ambiental (MODELAGE-DEMIN) da Escola de Engenharia da UFRGS, dentro do Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Minas, Metalúrgica e de Materiais (PPGEM), como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Engenharia.

Área de Concentração: Tecnologia Mineral e Metalurgia Extrativa

Porto Alegre
2007

Esta Dissertação foi julgada adequada para a obtenção do título de Mestre em Engenharia, área de concentração de Tecnologia Mineral e Metalurgia Extrativa e aprovada em sua forma final, pelo Orientador e pela Banca Examinadora do Curso de Pós-Graduação.

Orientador: Prof. Dr. Adelir José Strieder

Banca Examinadora:

Profa. Dra. Gênova Maria Pulz – IG – UFRGS

Prof. Dr. Pedro Luiz Juchem – IG – UFRGS

Profa. Dra. Tereza Cristina Junqueira-Brod – IG – UNB

Prof. Dr. Carlos Pérez Bergmann
Coordenador do PPGEM

Dedico esse trabalho aos meus pais, a minha irmã e ao meu namorado pelo apoio e incentivo

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço a minha família, que tanto amo, por todo o apoio e carinho.

Ao professor Dr. Adelir José Strieder pela orientação, incentivo, dedicação e esforço pessoal.

Aos garimpeiros e a COOGAMAI pelo suporte técnico no Município de Ametista do Sul.

Ao meu namorado, Ângelo Pinheiro Golin, pelo companherismo, incentivo e compreensão nos momentos mais difíceis que juntos atravessamos.

Aos colegas do MODELAGE pelo auxílio no trabalho de campo e em laboratório. Em especial a amiguinha e geóloga Daiane Hammes por ser tão prestativa e dedicada a me ajudar nas saídas de campo e em todos momentos.

A amiga de coração Roberta Acauan, por todos estes anos de parceria.

A todos que colaboraram de alguma forma na elaboração deste trabalho, o meu reconhecimento.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	ix
LISTA DE TABELAS	xii
RESUMO	xiii
ABSTRACT	xiv
CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO	1
1.1 Introdução	1
1.2 Histórico da mineração na região de Ametista do Sul	3
1.3 Objetivos	5
1.4 Localização e vias de acesso	7
1.5 Procedimentos de trabalho e equipamentos	8
1.6 Aspectos fisiográficos da região	9
CAPÍTULO II – GEOLOGIA REGIONAL	11
2.1 Introdução	11
2.2 Bacia do Paraná	11
2.2.1 Formação Botucatu	14
2.2.2 Formação Serra Geral	16
2.3 Geocronologia	18
CAPÍTULO III – GEOLOGIA DO DMAS: estruturação das seqüências e dos derrames vulcânicos	19
3.1 Estratigrafia de seqüências: princípios e critérios	20
3.2 Vulcanismo de platô (Hawaiano): estruturação e características gerais	22
3.3 Estratigrafia e petrografia de ciclos vulcânicos no DMAS	25
3.3.1 Ciclo Cn: basalto esverdeado fanerítico	28
3.3.2 Ciclo Cn+1: basalto cinza claro de matriz fanerítica média a grossa	29
3.3.3 Ciclo Cn+2: basalto esverdeado afanítico	29
3.3.4 Ciclo Cn+3: basalto cinza esverdeado a avermelhado porfírico	31
3.3.5 Ciclo Cn+4: basalto cinza escuro a preto afanítico	36
3.3.6 Ciclo intrusivo: basalto vesicular	36
3.3.7 Relação entre ciclos vulcânicos e derrames: evolução espacial e temporal do	39

vulcanismo no DMAS

3.4 Geoquímica dos derrames relacionados com a mineralização 44

CAPÍTULO IV – ANÁLISE ESTRUTURAL DO DISTRITO MINEIRO DE AMETISTA DO SUL

50

4.1 Características gerais e metodologia utilizada na análise estrutural 50

4.2 Análise Geométrica 55

4.3 Análise Cinemática 62

4.3.1 Garimpos em Ametista do Sul 65

4.3.2 Pedreiras em Frederico Westphalen e Caiçara (conjunto 1) 66

4.3.3 Pedreiras em Frederico Westphalen e Caiçara (conjunto 2) 68

4.3.4 Pedreira em Rodeio Bonito (conjunto 1) 70

4.3.5 Pedreira em Rodeio Bonito (conjunto 2) 70

4.3.6 Pedreira Planalto - Alpestre 73

4.4 Análise Dinâmica 76

CAPÍTULO V – MODELAGEM DOS DEPÓSITOS MINERAIS NO DISTRITO MINEIRO DE AMETISTA DO SUL

79

5.1 Modelos de depósitos minerais: uma breve revisão conceitual 81

5.1.1 Classes de modelos de depósitos minerais 84

5.1.1.1 Modelos empíricos, descritivos e genéticos 84

5.1.1.2 Método DPC (data-process-criteria) 87

5.1.1.3 Modelo teor/tonelagem 88

5.1.1.4 Modelo de probabilidade de ocorrência 89

5.2 Depósitos de ametista no Brasil 90

5.2.1 Geodos em basalto da Formação Serra Geral 91

5.3 Modelagem dos depósitos de ametista do DMAS 92

5.3.1 Elementos geológicos caracterizadores regionais 94

5.3.2 Elementos geológicos caracterizadores de detalhe 97

5.3.2.a Basalto maciço inferior (Derrame 9) 97

5.3.2.b Basalto vesicular inferior 98

5.3.2.c Basalto maciço com geodos de ametista 98

5.3.2.d Basalto maciço portador dos geodos de ametista (“laje”) (Derrame 11) 99

5.3.2.e Basalto maciço com fraturas poliedrais (“cascalho”) 102

5.3.2.f Basalto maciço com disjunção horizontal (“lajeta”) 104

5.3.2.g Basalto vesicular superior (“biju”)	104
5.3.2.h Brechas vulcânicas	105
5.3.2.i Arenito intertrape	106
5.3.2.j Basalto maciço superior (Derrame 12)	106
5.3.3 Pulsos de preenchimento dos geodos de ametista	108
5.3.3.1 Metodologia de mapeamento dos pulsos de mineralização	110
5.3.3.2 Os pulsos de mineralização	111
5.3.3.3 Distribuição espacial da qualidade de gemas no DMAS	115
5.4 Processos geológicos envolvidos na gênese dos geodos de ametista do DMAS	116
5.4.1 Diferenciação magmática dos derrames de lava	118
5.4.2 Interação entre lavas basálticas e os arenitos Botucatu	119
5.4.3 Formação magmática dos geodos e preenchimento epigenético de ametista	120
5.4.4 Intrusão dos basaltos vesiculares e fusão de encaves de arenito Botucatu	120
5.4.5 Processos de formação e preenchimento dos geodos de ametista no DMAS	122
CAPÍTULO VI – CONCLUSÕES	138
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	141
Anexo 1 – Análises geoquímicas no DMAS	157

LISTA DE FIGURAS

1.1 Mapa do RS com suas principais unidades geológicas e a localização da área de estudo	2
1.2 Exploração de ametista em lavra a céu aberto junto com lavra subterrânea	4
1.3 Lavra subterrânea de ametista em encosta de morro	5
1.4 Vista geral dos diversos garimpos em funcionamento na cota altimétrica de 410 m, rejeito derramado nos taludes	7
1.5 Relevo característico da região de Ametista do Sul. Patamares formados pela erosão dos derrames	10
2.1 Mapa de localização geográfica da Bacia do Paraná com as supersequências	15
2.2 Coluna estratigráfica das diferentes fácies nas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral (Peate <i>et al.</i> , 1992)	17
3.1 Diferenciação estrutural dos derrames basálticos na Fm. Serra Geral	19
3.2 Mapa de localização dos principais perfis de levantamento geológico-estrutural	26
3.3 Fotografia do basalto do ciclo Cn encontrado em corte de estrada na BR-386	28
3.4 Fotografias do basalto do ciclo Cn+1	29
3.5 Fotografias do basalto referente ao ciclo vulcânico Cn+2 encontrado na BR-386	30
3.6 Fotomicrografias da unidade vulcânica Cn+2	31
3.7 Fotografias da unidade vulcânica Cn+3	32
3.8 Fotomicrografias das vesículas presentes na unidade vulcânica Cn+3	34
3.9 Fotomicrografias da unidade vulcânica Cn+3	35
3.10 Basalto maciço do ciclo Cn+4 encontrado em corte de estrada na RST 406	36
3.11 Contato intrusivo irregular entre basalto maciço superior e o basalto vesicular	38
3.12 Tipos de brechas vulcânicas identificadas no DMAS (RS)	38
3.13 Comparação entre o conjunto de derrames proposto por Hammes e Gomes	40
3.14 Ilustração 3D da estruturação dos ciclos vulcânicos	41
3.15 Estruturas intrusivas relacionadas com o alojamento dos basaltos vesiculares	42
3.16 Diagrama álcalis <i>versus</i> sílica de Cox <i>et al.</i> (1979)	45
3.17 Diagrama sílica <i>versus</i> $Zr/TiO_2 \times 0.0001$ (Winchester & Floyd, 1977)	45
3.18 Diagrama álcalis <i>versus</i> sílica (Irvine & Baragar, 1971)	46
3.19 Diagrama ternário AFM ($Na_2O+K_2O-FeO_t-MgO$)	46
3.20 Diagrama binário de MgO <i>versus</i> SiO_2 nas rochas vulcânicas do DMAS (RS)	48
3.21 Diagrama binário K_2O <i>versus</i> SiO_2 nas rochas vulcânicas do DMAS (RS)	48
3.22 Diagrama binário CaO <i>versus</i> MgO	49

4.1 Estágios de deformação de um maciço rochoso	51
4.2 Mudança de comportamento dos materiais geológicos	52
4.3 Condições de tensão durante a formação da fraturas	53
4.4 Fotografias de plano de falha com suas correspondentes estrias de deslizamento	54
4.5 Representação do método dos diedros retângulos de Angelier & Mechler (1977)	56
4.6 A) <i>Sill</i> de arenito no basalto vesicular e B) Diques de arenito no basalto maciço	57
4.7 Geodos alongados de ametista que ocorrem no DMAS (RS)	58
4.8 Vesículas alongadas e no detalhe vesículas tipo <i>pipe</i>	59
4.9 Veios de celadonita-ágata-quartzo cortando os basaltos da Fm. Serra Geral	60
4.10 Diagramas de roseta para fraturas medidas em garimpos em Ametista do Sul	61
4.11 Características das zonas de fratura no DMAS (RS)	62
4.12 Padrões geométricos de zonas de fratura	63
4.13 Mapa de localização das áreas de coleta dos planos de falha	64
4.14 Histograma circular de freqüência das zonas de fratura, garimpo Arceli e Piovesan	66
4.15 Diagrama com os campos de paleotensão dos garimpos Arceli e Piovesan	66
4.16 Histograma circular de freqüência conj. 1 em Frederico-Caiçara	67
4.17 Diagrama do conj. 1 com os campos de paleotensão em Frederico-Caiçara	68
4.18 Histogramas circulares de freqüência conj. 2 em Frederico-Caiçara	69
4.19 Diagramas do conj. 2 com os campos de paleotensão em Frederico-Caiçara	69
4.20 Histograma circular de freqüência conj. 1 em Ametista-Rodeio Bonito	71
4.21 Diagrama do conj. 1 com os campos de paleotensão em Ametista-Rodeio Bonito	71
4.22 Histograma circular de freqüência conj. 2 em Ametista-Rodeio Bonito	72
4.23 Diagrama do conj. 2 com os campos de paleotensão em Ametista-Rodeio Bonito	72
4.24 Histograma circular de freqüência para a pedreira no Município de Planalto	74
4.25 Diagrama com os campos de paleotensão na pedreira no Município de Planalto	74
4.26 Padrões de fraturas (R e R', P e T) formados durante a deformação frágil.	75
4.27 Estereograma que mostra os principais vetores de paleotensão no DMAS (RS)	77
4.28 Histograma circular de freqüência das fraturas preenchidas	78
5.1 Modelos teor/tonelagem para 118 depósitos de ouro em veios de quartzo	89
5.2 Fluxograma de evolução dos diferentes tipos de depósitos minerais	90
5.3 Estratigrafia do derrames no DMAS e posicionamento dos horizontes mineralizados	95
5.4 Estratigrafia de seqüências nos municípios de Ametista do Sul (A) e Saltinho (B)	96
5.5 Detalhe estratigráfico e estrutural entre as rochas do nível mineralizado superior	98
5.6 Garimpo em São Rafael mostrando os dois níveis	99

5.7 Fratura preenchida por calcita±celadonita+ágata+quartzo	100
5.8 Geodo de quartzo leitoso com ágata conectado a veio preenchido	101
5.9 Geodo de ametista na forma cilíndrica disposta verticalmente	101
5.10 Geodo composto de ametista com várias cabeças e calcita	102
5.11 Fotomontagem da estratigrafia das unidades presentes em escala de mina	103
5.12 Brechas vulcânicas	105
5.13 Algumas litologias que compõem a estratigrafia nos garimpos	107
5.14 Geodos mineralizados do DMAS	109
5.15 Geodo com superposição de 3 pulsos de mineralização	112
5.16 Estruturas de geodos de ametista	113
5.17 Mapa preliminar da distribuição da qualidade de gemas no DMAS (RS)	117
5.18 Modelo de estruturação dos derrames basálticos proposto por Leinz	118
5.19 Modelo de estruturação dos derrames basálticos proposto por Corrêa	119
5.20 Bulders de basalto maciço alojados no basalto vesicular no DMAS (RS)	121
5.21 Tipos de vesículas encontradas no DMAS (RS)	124
5.22 Ilustração dos diferentes tipos de brechas vulcânicas no DMAS (RS)	125
5.23 Brechas hidráulicas encontradas no Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS)	129
5.24 Posicionamento de feições geológicas desenvolvidas pelos basaltos vesiculares	130
5.25 Ilustração do processo de abertura de cavidades no basalto maciço	131
5.26 Diagrama profundidade x tempo para a Bacia do Paraná	132
5.27 Modelo de circulação dos fluidos mineralizantes no DMAS (RS)	134

LISTA DE TABELAS

3.1 Estratigrafia de ciclos vulcânicos no domínio do DMAS (RS)	27
3.2 Parâmetros químicos das rochas básicas da Fm. Serra Geral	47
4.1 Relação dos perfis geológico-estruturais mapeados no DMAS (RS)	64
4.2 Fraturas e indicadores cinemáticos utilizados nos garimpos Arceli e Piovesan	65
4.3 Fraturas e indicadores cinemáticos do conj. 1 em Frederico-Caiçara	67
4.4 Fraturas e indicadores cinemáticos do conj. 2 em Frederico-Caiçara	68
4.5 Fraturas e indicadores cinemáticos do conj.1 em Ametista-Rodeio Bonito	70
4.6 Fraturas e indicadores cinemáticos do conj. 2 em Ametista-Rodeio Bonito	72
4.7 Fraturas e indicadores cinemáticos coletados na pedreira em Planalto	73
4.8 Tipos de fraturas registrados no Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS).	76
5.1 Classificação de depósitos minerais	84
5.2 Tabela comparativa entre feições geológicas e técnicas utilizadas	87
5.3 Síntese das características dos modelos descritivos de ocorrências de ametista	92
5.4 Diferentes sucessões de minerais encontradas em geodos do DMAS (RS)	110
5.5 Exemplos da avaliação dos pulsos de preenchimento dos geodos	111
5.6 Paragêneses minerais identificadas nos 4 pulsos de preenchimento dos geodos	115
5.7 Comparação entre as estruturas que controlam a ocorrência dos geodos	122
5.8 Relação das datações de minerais hidrotermais presentes nos basaltos e geodos	135

RESUMO

A área de estudo está localizada na porção norte do Estado do Rio Grande do Sul e abrange principalmente os municípios de Ametista do Sul, Frederico Westphalen, Iraí, Caiçara, Rodeio Bonito, Planalto e Nonoai, onde existem os principais depósitos de ametista de classe mundial do Brasil. Esta região, pela quantidade de garimpos em extração e pela continuidade do principal horizonte mineralizado, é definida como Distrito Mineiro de Ametista do Sul (DMAS). Os objetivos deste trabalho são: i) caracterizar a seqüência de derrames da região do DMAS, ii) a sua relação com o principal nível produtor de geodos de ametista, iii) detalhar os controles geológicos estruturais do principal horizonte mineralizado (cota 410-440 m) e iv) identificar as características gemológicas gerais do preenchimento dos geodos.

A estrutura da Fm. Serra Geral na região do DMAS é formada por 5 ciclos vulcânicos (Cn ao Cn+4) aflorantes (a Fm. Botucatu não aflora na região) e por um evento intrusivo caracterizado por basaltos altamente vesiculares e por brechas vulcânicas formadas em condições confinadas (peperitos). O mapeamento de estruturas deformacionais frágeis mostrou que 2 campos paleotensionais atuaram na formação dos arranjos e sistemas de zonas de fratura do DMAS. As direções compressivas e trativas destes campos de paleotensão são, no entanto, alternadas entre si, o que permite interpretar um sistema trativo ortogonal para a geração de tais estruturas. O evento intrusivo (basalto vesicular) aproveitou as descontinuidades estratigráficas (camadas espessas de arenito intertrape que marcam a separação dos ciclos vulcânicos) e as descontinuidades estruturais (zonas de fratura) para alojar diques e *sills*. As descontinuidades estruturais também foram aproveitadas para o desenvolvimento de um sistema hidrotermal convectivo, formado por fluidos magmáticos (desgaseificação do magma intrusivo) e por fluidos formacionais jovens advindos da compactação dos sedimentos da Bacia do Paraná. Este sistema convectivo foi responsável pela abertura e preenchimento dos geodos de ametista em quatro sucessivos pulsos de mineralização, que possuem paragêneses distintas e que, portanto, marcam as condições de evolução das propriedades físico-químicas dos fluidos.

ABSTRACT

The investigated area is located at north of the Rio Grande do Sul state (Brazil), and encloses a number of counties (Ametista do Sul, Frederico Westphalen, Iraí, Caiçara, Rodeio Bonito, Planalto, and Nonoai), where there exist a large number of world class amethyst geodes “garimpos” being exploited. This area is known as Ametista do Sul Mining District (DMAS). The aims of this work are: i) characterize the volcanic flows of the DMAS, ii) their relationships with the main superior amethyst geode producing horizon, iii) the detailed geological and structural controls for that main mineralized horizon (410-440 m of altimetric elevation), and iv) the general gemological features of amethyst geode infillings.

The Serra Geral Fm. structure in the DMAS area is made up by 5 outcropping volcanic cycles (C_n to C_{n+4}); Botucatu Fm. does not outcrop in the DMAS area, but is present as large and thick aeolian intertraps dividing each volcanic cycle. The Serra Geral Fm. is completed by a large volume of intrusive highly vesicular basalts and volcanic breccias (peperites). The mapping of brittle deformational structures showed that 2 paleostress fields operated to develop fracture zones at DMAS. However, the compressive and tensive directions of these both paleostress fields alternate their position in each other, and leads to conclude that an orthogonal paleostress system were responsible for deformation. The intrusive vesicular basalts emplaced in the stratigraphic discontinuities (intertrap separating each volcanic cycle) and in the structural discontinuities (fracture zones) to make dikes and sills. The structural discontinuities were also used to develop a convective hydrothermal system, made up by magmatic fluids mixed with young formational ones (due to Paraná Basin sediments compactation). Such a convective system was responsible for opening and filling amethyst geodes in four (4) successive mineralization pulses; each pulse shows distinguishing paragenetic assemblage, which denotes varying physical and chemical properties of the mineralizing fluids.

CAPÍTULO 1

Introdução

1.1 INTRODUÇÃO

No cenário mundial de pedras preciosas, o Brasil, é considerado hoje um dos principais produtores de pedras coradas. O Estado do Rio Grande do Sul é conhecido pela grande produção de ágata, ametista e outras variedades gemológicas, ocupando o segundo lugar como produtor nacional de gemas.

No Estado do Rio Grande do Sul, são conhecidos extensos depósitos de ametista, cristalizada no interior de geodos, constituindo atualmente uma das principais fontes brasileiras desse bem mineral. Devido ao seu grande volume e à qualidade da ametista, o Estado tornou-se um dos principais fornecedores desta gema para o mercado internacional (Juchem, 1999).

Apesar da importância econômica desse bem mineral, ainda há pouco conhecimento científico com relação à geologia dos depósitos de ametista. Na Província Gemológica Brasileira, são conhecidas outras ocorrências de ágata e ametista; são citados como produtores os estados do Pará, Bahia, Ceará, Rio Grande do Norte, Pernambuco, Minas Gerais, Mato Grosso, Goiás, Tocantins, Espírito Santo, Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul (Castro *et al.*, 1974; Svisero & Franco, 1991; Cassedane, 1991).

As principais jazidas produtoras de ametista no Rio Grande do Sul estão localizadas na região do Médio Alto Uruguai (Fig. 1.1), norte do estado, em referência ao Rio Uruguai, que faz divisa deste estado com Santa Catarina. A região abrange os

municípios de Ametista do Sul (antiga Vila São Gabriel), Frederico Westphalen, Planalto, Iraí, Alpestre, Rodeio Bonito e Cristal do Sul.

São conhecidas, também, as ocorrências de Quaraí, Santana do Livramento, Uruguiana e Alegrete (municípios localizados na fronteira sudoeste e oeste do estado), onde se tem pouco conhecimento geológico.

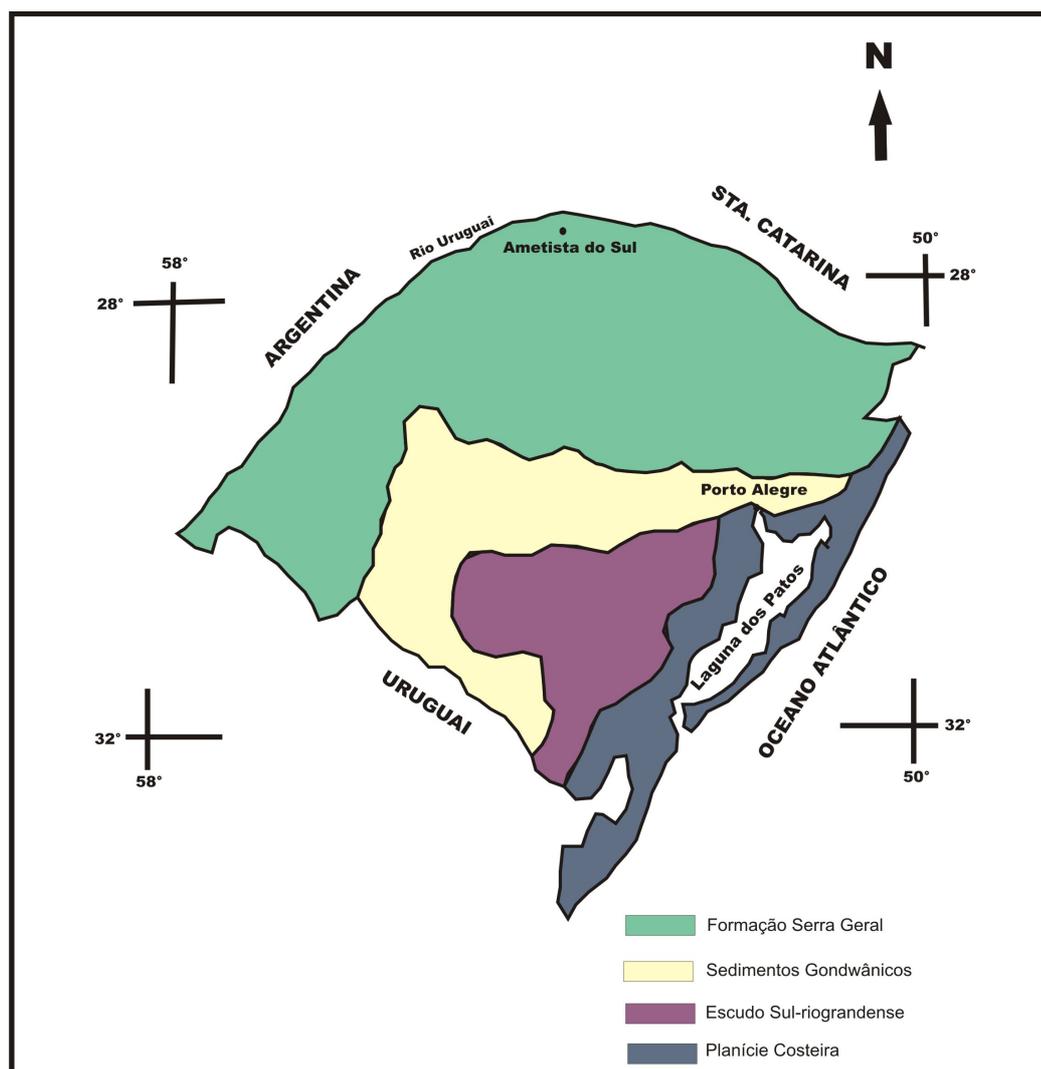


Figura 1.1 – Mapa do RS com suas principais unidades geológicas e a localização da área de estudo.

1.2 HISTÓRICO DA MINERAÇÃO NA REGIÃO DE AMETISTA DO SUL

As atividades mineiras no Estado do Rio Grande do Sul remontam desde os anos de 1820 e 1830, com a chegada dos primeiros imigrantes alemães e italianos. A ametista foi descoberta ocasionalmente junto com a extração de ágata, sendo encontradas sob raízes de árvores, córregos e áreas lavradas para agricultura. Eram comercializadas e levadas para a Alemanha, mais precisamente para a cidade de Idar-Oberstein. Com a 2ª Guerra Mundial, o processo de exploração foi interrompido e retomado somente na década de 60. Mas, foi somente no final dos anos 1970, com a utilização de tratores de esteira que houve um grande aumento na produção deste minério. A década de 1970 pode-se dizer, foi uma década de altos e baixos na exploração e a atividade somente conseguiu um avanço significativo nos anos 1980, quando foi possível incrementar o setor, com prioridade comercial e melhor cotação para as pedras (com. verbal, Rel. Técnico restrito Felleberg, 1994).

A extração dos geodos é realizada por garimpeiros da própria região, que não possuem nenhum estudo técnico, sendo a exploração de ametista executada por lavra a céu aberto e subterrânea (Fig. 1.2). Na lavra a céu aberto, a extração dos geodos no solo foi o primeiro método utilizado, pois os colonos preparavam suas terras para a agricultura. Este tipo de lavra utiliza desde pás e picaretas até tratores de esteira de médio a grande porte.

A lavra subterrânea é caracterizada pela abertura de túneis horizontais nas encostas dos morros, feita com o uso de explosivos e martelinhos pneumáticos (Fig. 1.3), com largura média entre 2 e 3 m e extensão atual de 50 a 150 m, mas podendo alcançar mais de 400 m atualmente. O teto das galerias, que pode ser a rocha do derrame superposto, é sustentada por "pilares" esculpidos na própria rocha, deixados aleatoriamente à medida que a galeria vai sendo aberta. Como a camada vesicular da rocha não apresenta mineralizações e espessura constantes, a galeria pode ser improdutiva, sendo então abandonada (Juchem & Hofmeister, 1988).

A criação da cooperativa de garimpeiros veio culminar como a forma mais prática que se encontrou no sentido de regularizar os garimpeiros e atividade garimpeira,

através da Lei 7.805 de 16 de junho de 1989, criando o Regime de Permissão de Lavra Garimpeira (com. verbal, Rel. Técnico restrito Felleberg, 1994). Até 1989, existia o Regime de Matrícula Garimpeira, onde era permitido o garimpeiro atuar com mineradores individuais. Depois, foi criado o Regime de Permissão de Lavra Garimpeira, ao qual tornou obrigatório o requerimento da área para a abertura do garimpo. Em junho de 1990, foi fundada a Cooperativa de Garimpeiros do Médio Alto Uruguai (COOGAMAI).



Figura 1.2 – Exploração de ametista em lavra a céu aberto junto com lavra subterrânea. Garimpo na localidade de Três Coqueiros (Ametista do Sul). Foto Prof. Dr. Pedro Juchem.

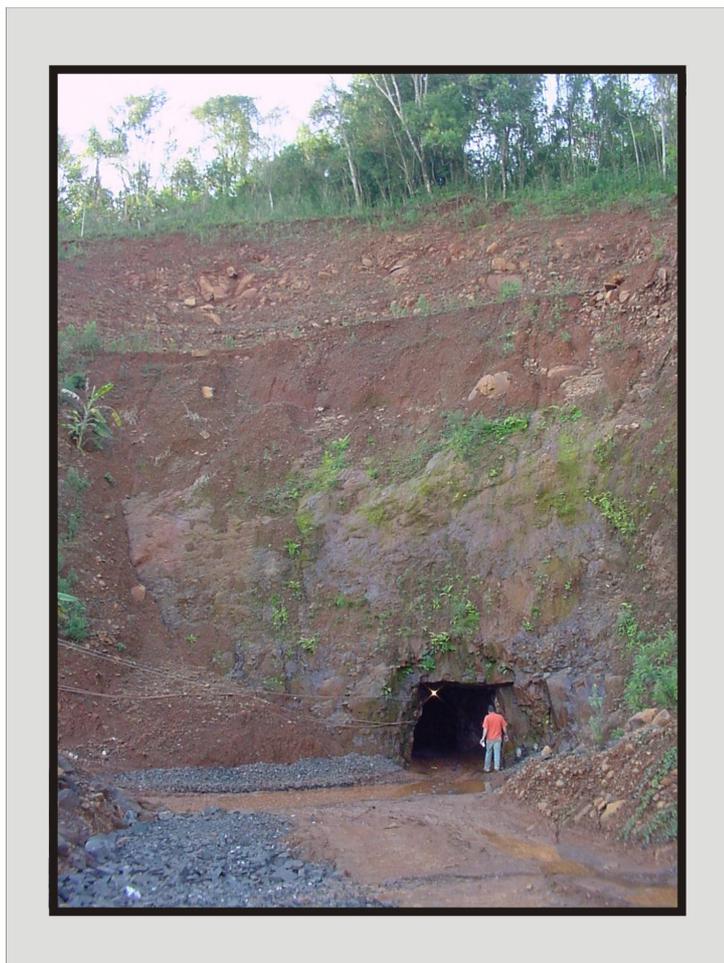


Figura 1.3 – Lavra subterrânea de ametista em encosta de morro (Ametista do Sul).

1.3 OBJETIVOS

As lacunas mais significativas do conhecimento geológico da região do Distrito Mineiro de Ametista do Sul (Santos *et al.*, 1998) estão relacionadas com o conhecimento de detalhe (escala de mina) das jazidas minerais, principalmente quanto, à distribuição espacial da qualidade e da quantidade das gemas.

As ocorrências de geodos de ametista na região do Distrito Mineiro de Ametista do Sul (**DMAS**), segundo a visão da Cooperativa dos Garimpeiros do Médio Alto Uruguai Ltda. (COOGAMAI; com. verbal, Rel. Técnico restrito Felleberg, 1994), estão controladas por 3 diferentes horizontes:

- i) horizonte mineralizado inferior: ocorre aproximadamente na cota altimétrica de 240m e apresenta geodos de ametista pobremente desenvolvidos. No entanto, possui os melhores exemplares de geodos de calcita, que tem sido explorados em alguns locais;
- ii) horizonte mineralizado intermediário: é localizado entre as cotas altimétricas de 320-330 m. Esse horizonte foi explorado durante algum tempo, na década de 1980, mas atualmente não está sendo explorado.
- iii) horizonte mineralizado superior: vem sendo explorado nos últimos 50-60 anos; mas, a exploração em galerias subterrâneas ocorre a aproximadamente 30-35 anos. Esse horizonte ocorre na cota altimétrica 410 m e produz os geodos de ametista de melhor qualidade. Esse horizonte mineralizado é considerado um depósito mineral de classe mundial.

Segundo Juchem *et al.* (1987), Amorim *et al.* (2005) e Hartmann (2005), existem pelo menos dois níveis produtores de geodos de ametista nas rochas basálticas nas cercanias do município de Ametista do Sul. Segundo Gomes (1996), as ocorrências de geodos de ametista estão relacionadas com os derrames do tipo I, especialmente em quatro derrames (derrames 2, 6, 8 e 9). Segundo Hammes (2006), em estudo mais detalhado dos derrames vulcânicos constituintes do DMAS, as ocorrências de geodos de ametista estão relacionadas com os derrames 3, 6, 9 e 11 de uma seqüência de 21 derrames exposto ao nível atual de erosão.

Todas essas ocorrências representam o potencial econômico global da região, embora somente o horizonte mais superior esteja atualmente sendo intensamente explorado (Fig. 1.4). Nesse sentido, é importante que os dados geológicos dos diferentes níveis sejam detalhados, para que se possam traçar estimativas regionais de recursos minerais.

Os principais objetivos desta dissertação, dentro deste contexto, são:

- i) definir a estratificação dos derrames da região do DMAS;
- ii) reconhecer e analisar os padrões estruturais controladores dos depósitos de ametista;
- iii) caracterizar, em escala de mina, a estratigrafia do principal nível mineralizado no DMAS;

- iv) avaliar a distribuição espacial da qualidade das gemas (ametista) no principal nível produtor;
- v) caracterizar geoquimicamente os diferentes tipos de basaltos.



Figura 1.4 – Vista geral dos diversos garimpos em funcionamento na cota altimétrica de 410 m, rejeito derramado nos taludes (Ametista do Sul).

1.4 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A região de estudo abrange as cartas topográficas do serviço geográfico brasileiro (SGB) denominadas de Planalto (SH.22-Y-C-II-4) e Frederico Westphalen (SH.22-Y-C-II-3). O mapeamento deste projeto encontra-se localizado na porção norte do estado, onde compreende uma área de aproximadamente 700 km², que é delimitada pelas coordenadas 27°15' e 27°30' de latitude sul e 53°00' e 53°30' de longitude oeste. Nessa região, as jazidas produtoras de ametista distribuem-se pelos municípios de Ametista do Sul, Planalto, Frederico Westphalen, Iraí, Rodeio Bonito, Alpestre e Cristal do Sul, sendo os quatro primeiros os principais produtores.

O acesso a cidade de Ametista do Sul, sede dos trabalhos de campo, pode ser feito a partir de Porto Alegre, pela BR 386, até a cidade de Frederico Westphalen, seguindo a partir daí por 35 km pela rodovia municipal RST 591 de direção leste. Outra opção é seguir pela BR 386 até Iraí e daí tomar a estrada não pavimentada, que também leva aos municípios de Ametista do Sul e Planalto, evitando assim a passagem pela balsa.

1.5 PROCEDIMENTOS DE TRABALHO E EQUIPAMENTOS

Esta pesquisa iniciou com a revisão bibliográfica sobre o tema ametista, seguindo da bibliografia pertinente a rochas portadoras deste mineral, mineralizações em basaltos e estruturas de maciços vulcânicos.

Os estudos de campo foram planejados e realizados a partir da interpretação de fotografias aéreas, mapas topográficos e análise de lineamentos visando à confecção de mapa base e o reconhecimento dos derrames portadores de ametista.

Os trabalhos de campo iniciaram a partir de um mapeamento geológico-estrutural em nível regional até o detalhamento das unidades vulcânicas presentes nas áreas de garimpo. Esta fase consistiu de pesquisa de campo de cerca de 7 a 15 dias ao longo deste projeto, com a execução de perfis geológicos, amostragem dos diferentes litotipos, bem como a coleta de dados estruturais relacionados aos depósitos, tais como medidas de atitudes de juntas, falhas e estrias, obtidas em garimpos e pedreiras da região.

Foram feitos ainda alguns perfis na região de Nonoai para uma possível comparação com relação aos níveis basálticos apresentados nas frentes de lavra dos garimpos de Ametista do Sul e arredores. Esses perfis geológico-estruturais também tiveram o objetivo de comparar as estruturas vulcânicas e o controle das ocorrências minerais com outras áreas no Estado do Rio Grande do Sul (Salto do Jacuí, São Martinho da Serra e Quaraí-Artigas).

Em nível de detalhamento (escala de mina), cada garimpo investigado foi descrito detalhadamente, com a sua localização geográfica, a altitude do derrame produtor e a caracterização da seqüência vulcânica associada a este derrame. No nível

produtor, foram descritos os geodos, bem como sua forma, tamanho, fases de cristalização (pulsos), associação mineral e forma dos cristais. Foram coletadas amostras do nível mineralizado nas principais frentes de lavra, das rochas encaixantes, das unidades basálticas regionais ao longo dos perfis e dos arenitos intertrapes para uma análise petrográfica e geoquímica.

A descrição macroscópica destas amostras foi realizada em laboratório e, em seguida, foram divididas em duas porções: 1) um lote foi enviado para o Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), para a confecção de lâminas delgadas; 2) outro lote de amostras foi enviado para o *Activation Laboratories Ltd* (Canadá), onde foram feitas análises geoquímicas dos elementos maiores, traços e terras raras pela metodologia do tipo *Inductively Coupled Plasma-Massa Spectrometry (Fusion-ICP-MS)*.

A última etapa deste trabalho foi a integração dos dados geológicos, petrográficos, geoquímicos e estruturais utilizando os programas *Microsoft Word 2000*, *Microsoft Excel 2000*, *Minpet 2.0*, *StereoNet* e *CorelDraw 12*, entre outros.

1.6 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS DA REGIÃO

O clima na região é denominado subtropical, com temperaturas que oscilam no inverno entre 4° e 15°C e no verão entre 20° e 30°C, podendo ocorrer máximas superiores a 40°C. A precipitação pluviométrica anual é constante, com variação de 2.000 a 2.300 mm.

Em termos geomorfológicos, a área de estudo localiza-se na região do Planalto Meridional, que apresenta um relevo relativamente plano onde podem ser observados patamares formados pela erosão dos derrames (Fig. 1.5). A topografia é bastante acidentada, com rios entalhando vales com desníveis que variam de 200 m, no Rio da Várzea, até 600 m próximo a cidade de Alpestre. Os principais rios que cortam a região são os rios Uruguai, Várzea e Mel. O Rio Uruguai, junto com o Rio Paraná, forma a principal rede hidrográfica da parte meridional da América do Sul (IBGE, 1977).

A região é formada por derrames de rochas vulcânicas, que apresentam diferentes estruturas deformacionais e estruturas primárias geradas pelo resfriamento da lava. O conjunto das formas de relevo escalonado é característico nas áreas de garimpo, o que, de certa forma, representa um fator importante na exploração das frentes produtoras de ametista. A abertura das galerias é normalmente condicionada pela existência de encostas abruptas, de forma a possibilitar um avanço horizontal mais apropriado para a lavra. Os escorregamentos de taludes são responsáveis pela suavização das encostas e pelo encobrimento dos patamares (Palma, 2003).



Figura 1.5 – Relevo característico da região de Ametista do Sul. Patamares formados pela erosão dos derrames.

CAPÍTULO 2

Geologia Regional

2.1 INTRODUÇÃO

A região deste trabalho encontra-se na porção sul da Bacia do Paraná. Nessa região a litologia predominante são os basaltos da Formação Serra Geral e, subordinadamente, arenitos da Formação Botucatu.

Os basaltos mesozóicos da bacia do Paraná alojam os depósitos de ágatas e ametista. Os maiores depósitos de ágata e ametista ocorrem no Rio Grande do Sul, associados com os derrames basálticos da Formação Serra Geral (Roisenberg & Viero, 2000). Estas rochas de origem fissural recobriram a porção sul da Bacia do Paraná por mais de um milhão de km².

Neste capítulo, será apresentada uma síntese da geologia da Bacia do Paraná, abordando a estratigrafia regional e as unidades geológicas, que ocorrem na área deste trabalho.

2.2 BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná é uma bacia intracratônica sul-americana, que se desenvolveu sobre a crosta continental. Cobre uma área de aproximadamente 1.400.000 km², dos quais 1.100.000 km² se situam no Brasil, nos estados do MT, MG, GO, SP, PR, SC e RS, e o restante no Uruguai, Paraguai e Argentina com 100.000 km²

cada um. Tem a forma alongada segundo a direção NNE-SSW, com aproximadamente 1.750 km de comprimento e 900 km de largura.

Todas as jazidas de ametista localizam-se na bacia do Paraná, grande sinéclise onde as erupções vulcânicas formaram um lençol de aproximadamente 1.200.000 km² de *traps* cuja espessura média é de 650 metros.

Dois terços da porção brasileira são cobertos por derrames de lava basáltica, que podem atingir até 1.700 m de espessura. A espessura máxima de rochas sedimentares e vulcânicas gira em torno de 8.000 m, no centro geométrico da bacia (Zalán *et al.*, 1990).

A evolução geológica desta bacia foi complexa, controlada por fatores climáticos e tectônicos. Durante o Paleozóico houve a deposição de três seqüências sedimentares de caráter transgressivo-regressivo, controladas por variações do nível do mar, glaciação e por movimentações tectônicas, enquanto que o Mesozóico está representado por duas seqüências sedimentares continentais - uma de ambiente desértico e outra de ambiente fluvial/eólica intercaladas por espesso pacote de rochas basálticas. A origem das lavas está relacionada aos processos tectônicos responsáveis pela ruptura do Gondwana e conseqüente separação da América do Sul da África, com a abertura do Oceano Atlântico, o que gerou intenso vulcanismo fissural (Minioli *et al.*, 1971; Sial, 1976; Petri & Fúlfaro, 1983; Zalán, *et al.*, 1990; Milani *et al.*, 1997).

Em relação à evolução estratigráfica da Bacia do Paraná, (Milani, 1997) divide em seis superseqüências (Fig. 2.1) onde cada uma representa um intervalo temporal e limitado por discordâncias regionais relacionadas ao tectonismo na bacia:

1. Superseqüência Rio Ivaí - (450-428 Ma)

Corresponde a um ciclo transgressivo, com os sedimentos depositados sobre a primeira discordância, de idade Ordoviciano média, correspondendo à primeira fase de subsidência da bacia (Soares, 1991, em Milani *et al.*, 1994). Esta superseqüência é constituída por arenitos conglomeráticos e arcoseanos na base e quartzíticos no topo, rochas diamictítica e pelitos fossilíferos.

2. Superseqüência Paraná - (410-365 Ma)

Esta superseqüência é representada pelo Grupo Paraná, constituído pelas formações Furnas e Ponta Grossa. A Fm. Furnas é composta por arenitos caoliníticos a conglomeráticos gradando em direção ao topo para pelitos depositados em ambiente costeiro e a Fm. Ponta Grossa é constituída por folhelhos, siltitos e arenitos com marcas de ondas e bioturbação sugerindo um ambiente marinho.

3. Superseqüência Gondwana I - (310-245 Ma)

A superseqüência Gondwana I começou a se depositar a partir do degelo da calota polar e a conseqüente subida do mar. As litologias representadas pelo Grupo Itararé e Fm. Aquidauana são marcadas por influência do clima glacial, caracterizando-se por pacotes diamictíticos, intercalados por arenitos (Milani *et al.*, 1994). O Grupo Itararé é constituído na base pela Fm. Lagoa Azul, formada por arenitos, diamictitos e folhelhos, seguida pela Fm. Campo Mourão e no topo pela Fm. Taciba (França & Potter, 1988, em Milani *et al.*, 1994). O episódio transgressivo desta superseqüência foi interrompido pela reativação tectônica das áreas-fonte, depositando as rochas do Grupo Guatá compostas por arenitos, siltitos e folhelhos carbonosos. Com a volta da transgressão depositou-se a Fm. Palermo composta por siltitos e siltitos arenosos bioturbados. E o topo desta superseqüência é marcado pelo Grupo Passa Dois composto por carbonatos.

4. Superseqüência Gondwana II - (237-218 Ma)

É constituída pela Fm. Santa Maria, formada em ambientes flúvio-lacustres com arenitos finos a médios intercalados com pacotes de siltitos e folhelhos.

5. Superseqüência Gondwana III - (150-128 Ma)

É representado pelo grupo São Bento, constituído na base pela Fm. Botucatu, seguida pela Fm. Serra Geral. É formada por arenitos quartzosos com estratificação cruzada e intercalações com os derrames de lavas basálticas, marcando o primeiro estágio da ruptura do Gondwana e abertura do Oceano Atlântico. O peso das lavas marca o terceiro e último período de subsidência da bacia, concomitante aos processos de ruptura da crosta continental do Gondwana (Zálan *et al.*, 1990; Milani *et al.*, 1997).

6. Superseqüência Bauru - (115-65 Ma)

Segundo Milani *et al.* (1997), as rochas desta superseqüência se depositaram na depressão gerada pelo peso das lavas, nas porções centrais da bacia correspondendo aos grupos Baurú e Caiuá formados por arenitos e conglomerados associados à siltitos e calcários.

2.2.1 FORMAÇÃO BOTUCATU

A Formação Botucatu é composta por uma seqüência de arenitos médios a finos, de aspecto fosco, coloração rosada e grãos arredondados, com idade triássica-neocretássica. Exibem uma estratificação cruzada tangencial, de médio a grande porte, caracterizando tipicamente um ambiente eólico, "deserto Botucatu" (Milani, 1997).

Os estudos de paleocorrentes feito por alguns autores indicaram que o transporte de areia para as dunas eólicas foi no sentido nordeste, indicando que a fonte dos sedimentos está localizada a sudoeste.

Os arenitos da Formação Botucatu são considerados uma das mais expressivas exposições de sedimentos continentais do mundo, cobrindo uma área superior a 1.300.000 km² (Bigarella & Salamuni, 1967). Atingem uma espessura de 60 até 200 m e na porção de topo do derrame pode ocorrer intercalados com as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, sendo denominadas de *intertraps*.

A correlação temporal entre os sedimentos da Formação Botucatu e o vulcanismo da Formação Serra Geral é marcada por um decréscimo da sedimentação e um aumento de volume de derrames vulcânicos (Scherer, 1998).

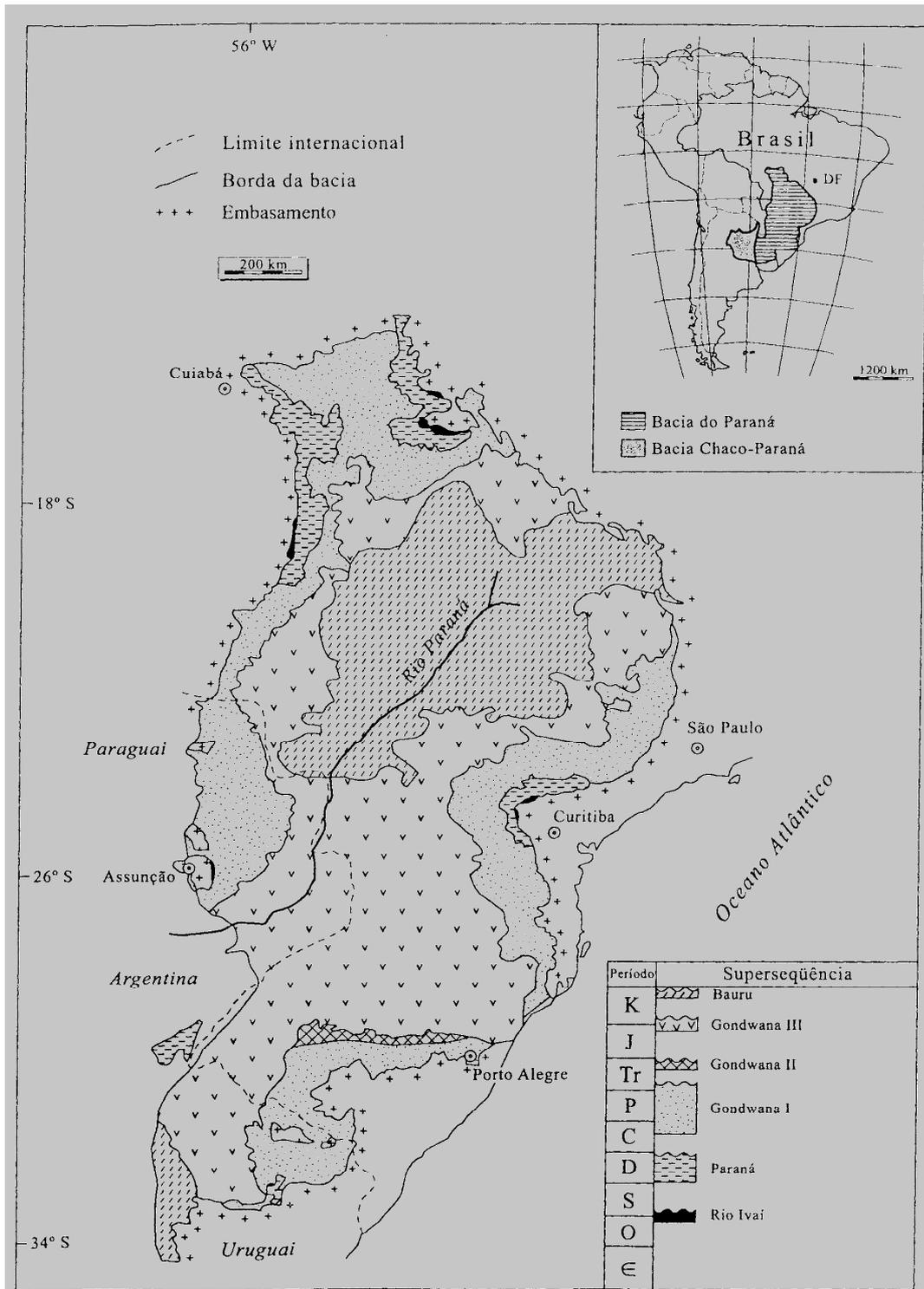


Figura 2.1 – Mapa de localização geográfica da Bacia do Paraná com as superseqüências (Modificado de Milani *et al.* (1997) por Juchem (1999)).

2.2.2 FORMAÇÃO SERRA GERAL

A separação do Gondwana no Cretáceo Inferior foi responsável por um dos maiores eventos vulcânico, que recobriu cerca de 1.600.000 km² da Bacia do Paraná (Scopel, 1997). Os derrames básicos e ácidos da Formação Serra Geral (White, 1908; Leinz, 1949) constituem uma das unidades de topo da Bacia do Paraná, cobrindo cerca de 75% da área total da bacia (Zalán *et al.*, 1990).

As unidades vulcânicas da Formação Serra Geral (Leinz, 1949) constituem a maior manifestação ígnea não-orogênica continuamente exposta no Brasil; sendo considerado um dos mais importantes eventos vulcânicos do tipo fissural do planeta (Maack, 1952; Almeida, 1986; Milani, 1997).

Em termos petrográficos, a Formação Serra Geral é representada predominantemente por basalto toleíticos e subordinadamente por andesito basálticos, riolitos e riodacitos. Os derrames são constituídos predominantemente por plagioclásio, augita, pigeonita e olivina magnésiana, presentes tanto como feno e microcristais como matriz; e, subordinadamente, titano-magnetita e ilmetita associados à matriz. A textura dessas rochas varia de fanerítica a porfírica, sendo a última mais comum nos derrames mais ácidos (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1988).

Ruegg (1975) classificou as rochas da Bacia do Paraná em dois grupos em termos geoquímicos, sendo esta classificação adotada por outros autores posteriormente.

- Suíte LPT (baixos P e Ti): < 2% TiO₂ e <0,35% P₂O₅
- Suíte HPT (altos Ti e P): >3% TiO₂ e >0,4% P₂O₅

Segundo Roisenberg e Chies (1987), o tipo HPT domina a região norte da bacia enquanto o tipo LPT domina a região sul.

As rochas vulcânicas ácidas, representadas por riodacitos e riolitos, foram divididas por Piccirillo *et al.* (1988) em dois grupos relacionados às suítes acima: vulcânicas do tipo Palmas e do tipo Chapecó.

Peate *et al.* (1992) propuseram uma coluna estratigráfica segundo os diferentes magmas separados com relação ao conteúdo de elementos maiores e traços (Fig. 2.2)

definindo em seis grupos a Formação Serra Geral. Os tipos químicos alto titânio (fácies Urubici, Pitanga e Paranapanema) e baixo titânio (fácies Ribeira, Gramado e Esmeralda).

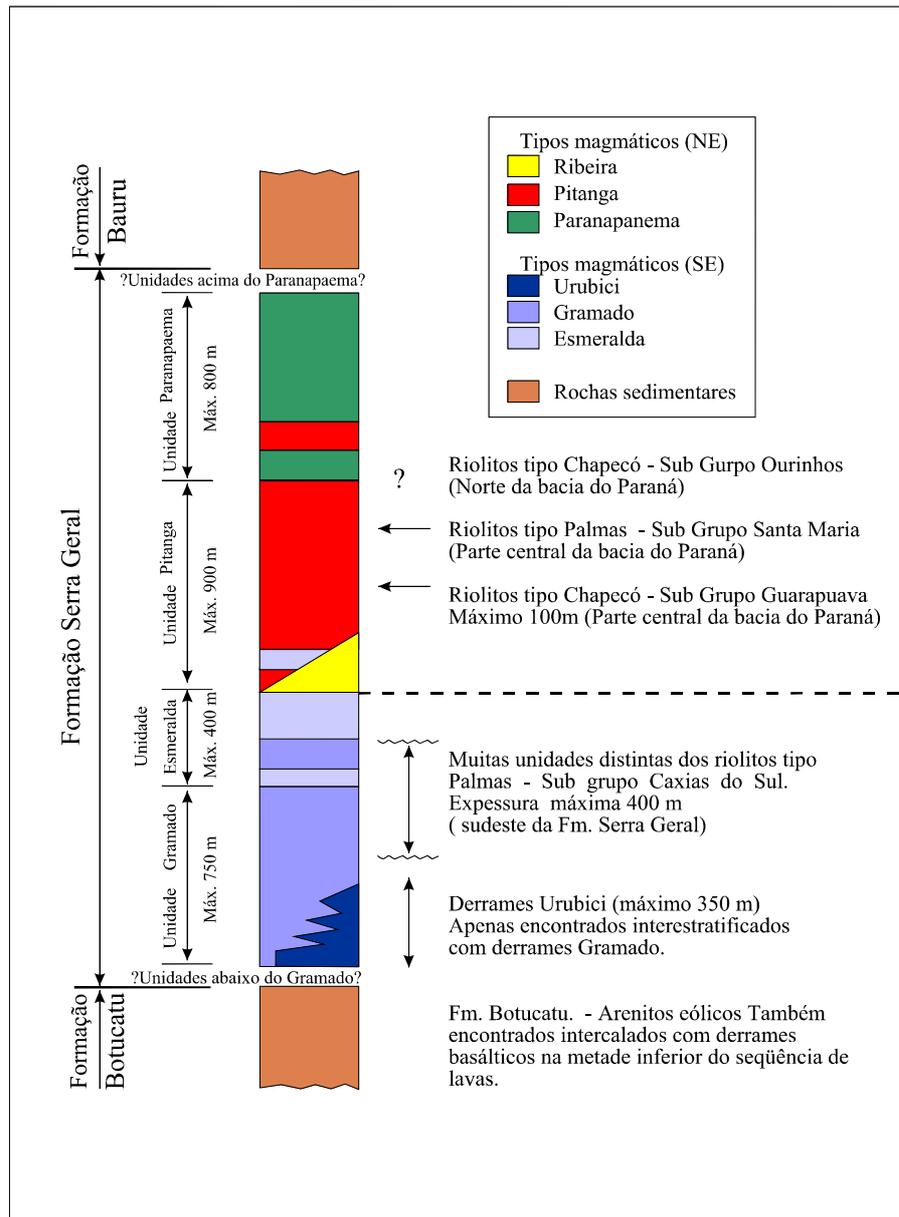


Figura 2.2 – Coluna estratigráfica das diferentes fácies nas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral (Peate *et al.*, 1992).

2.3 GEOCRONOLOGIA

As datações radiométricas obtidas pelo método K-Ar para as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral indicam que os processos vulcânicos foram ativos desde o final do Jurrásico (cerca de 150 Ma) até o início do Cretáceo Inferior (120 Ma), existindo um pico característico de concentração de idades entre 130-120 Ma. Segundo Roisenberg (1989), o vulcanismo teria sido ativo por um período não menor que 20 Ma com variações de idade, que não se relacionam com a distância da zona de ruptura, com o sentido da deriva continental ou com o tipo litológico.

As datações Rb-Sr nas rochas vulcânicas ácidas tipo Chapecó indicam idades de $135,4 \pm 3,5$ Ma (Mantovani *et al.*, 1985) e nas vulcânicas ácidas do tipo Palmas indicam 120 Ma (Cordani *et al.*, 1980). Os dados Ar^{40} - Ar^{39} reduzem o erro para amostras individuais para 1-2 Ma (Renne *et al.*, 1992) e revelam uma idade para os basaltos de 138-127 Ma (Garland *et al.*, 1996).

CAPÍTULO 3

Geologia do Distrito Mineiro de Ametista do Sul: estruturação das seqüências e dos derrames vulcânicos

A estratigrafia regional do Distrito Mineiro de Ametista do Sul (**DMAS**) está baseada no número de derrames de lava. Corrêa (1995), Gomes (1996), Scopel (1997), Juchem (1999) e Fischer (2004) consideram que a região de Ametista do Sul possui 12 derrames basálticos, sendo 7 derrames do tipo I (derrames 2, 3, 6, 7, 8, 9 e 10) e 5 derrames do tipo II (derrames 1, 4, 5, 11 e 12). Essa tipologia é baseada principalmente na espessura e nas características estruturais dos derrames (Gomes, 1996).

Segundo Gomes (1996), as ocorrências de geodos de ametista estão presentes nos derrames 2, 6, 8 e 9 que pertencem aos derrames do tipo I. Todos esses trabalhos tomam como referência a estrutura interna de derrames (Figura 3.1) desenvolvida pela cristalização e desgaseificação das lavas durante o seu fluxo (Leinz, 1949).

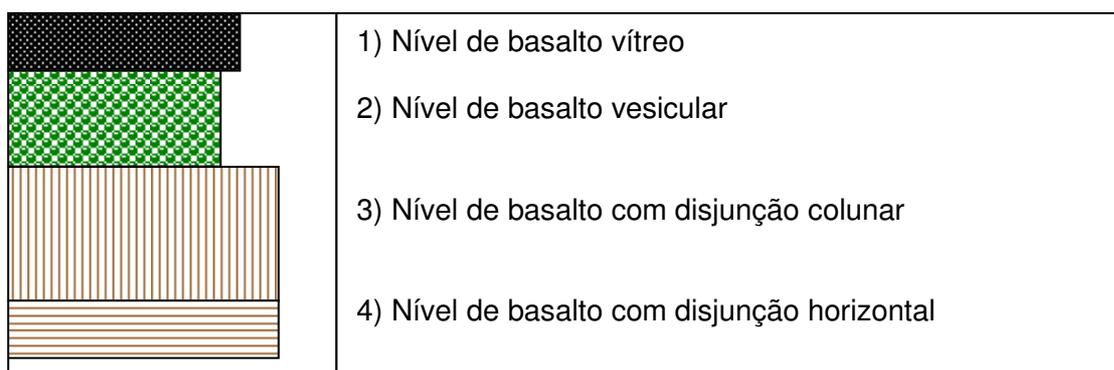


Figura 3.1 – Diferenciação estrutural dos derrames basálticos na Fm. Serra Geral, (modificado de Leinz, 1949).

As pesquisas geológicas já executadas - Distrito Mineiro de Salto do Jacuí, (Heemann, 1997 e 2005); Caxias do Sul e Veranópolis, (Reginato, 2003) e em andamento no Distrito Mineiro de Ametista do Sul (Amorim, essa dissertação) e na

região de Santana do Livramento e Quaraí (Acauan, 2007) sugerem que o elemento principal usado em relação aos processos de mineralização, foi dado pela identificação das mudanças nas seqüências de derrames ou de ciclos vulcânicos. Estas mudanças de ciclos vulcânicos marcam importantes descontinuidades estruturais para a formação de depósitos minerais (Cas & Wright, 1987). A delimitação dos diferentes ciclos vulcânicos na Fm. Serra Geral é dada por grossas camadas de arenitos da Fm. Botucatu. Essas camadas têm continuidade regional e indicam o seguimento da sedimentação eólica durante os episódios de extravasamento vulcânico (Scherer, 1998).

Todas essas observações levaram ao mapeamento geológico e estrutural de detalhe no Distrito Mineiro de Ametista do Sul, com o intuito de caracterizar o controle geológico e estrutural dos depósitos de geodos.

Para o melhor entendimento dos resultados, é necessário apresentar algumas características da metodologia de trabalho a ser utilizada, sendo estas a definição dos critérios utilizados em estratigrafia de seqüências e a discussão das feições ligadas ao vulcanismo.

3.1 ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS: princípios e critérios

A Estratigrafia de Seqüências é um ramo da estratigrafia que surgiu para auxiliar no estudo da geologia sedimentar e na análise de bacias, bem como, juntar em apenas um arcabouço informações dos diferentes campos da geologia sedimentar, tais como a sedimentologia, a bioestratigrafia, etc. Além disso, ela permite agregar neste mesmo arcabouço diferentes fontes de dados geológicos: descrição litológica, perfis geofísicos de poços, informações paleontológicas, seções sísmicas, etc.; ou seja, as diferentes visões de cada uma das especialidades da geologia sedimentar vistas no seu todo e de forma integrada (Severiano Ribeiro, 2001).

O conceito de discordância nasceu quando Hutton, em 1788, distinguiu estratos de diferentes idades separados por lacunas no registro estratigráfico, constituindo um dos principais elementos de avaliação do arcabouço das seqüências. No início, as primeiras divisões do registro estratigráfico foram baseadas na identificação de superfícies de mudanças litológicas e/ou estruturais

marcantes. Apesar de reconhecidas desde o Século XVIII como unidades naturais na subdivisão do registro sedimentar, as sucessões de estratos limitadas por discordâncias passaram a serem consideradas unidades estratigráficas somente no final da primeira metade do Século XX. O termo seqüência, usado nesta acepção, foi proposto pela primeira vez por Sloss *et al.* (1949).

A palavra seqüência significa uma sucessão ordenada de eventos, de procedimentos ou de quaisquer tipos de rochas ou estruturas. Várias seqüências podem estar encadeadas numa seqüência lógica maior, como as seqüências de um filme. As sucessivas seqüências são definidas por quebras ou por interrupções no registro geológico, de forma que a sua caracterização pressupõe a identificação do seu início e do seu fim. Desta forma, foi bastante apropriada à proposição do termo seqüência para designar uma sucessão de estratos limitada por discordâncias no topo e na base, estabelecendo as bases do que posteriormente passou a ser referido como Estratigrafia de Seqüências (Assine, 2001).

Vail *et al.* (1977), definiram Seqüência Depositional como uma unidade estratigráfica composta de uma sucessão relativamente concordante de estratos geneticamente relacionados e limitada, no topo e na base, por discordâncias ou por suas conformidades correlatas.

A Estratigrafia de Seqüências tem por objetivos a predição de fácies e a correlação entre os eventos globais. Além disso, a teoria originalmente assumia que os padrões de empilhamento de parasseqüências, os tratos de sistemas e os limites de seqüências têm suas origens sempre relacionadas a trechos específicos da curva eustática (Payton, 1977; Wilgus *et al.*, 1988).

Amplamente desenvolvida para sistemas deposicionais marinho raso e costeiro, a aplicação dos conceitos e terminologia da Estratigrafia de Seqüências a depósitos não-marinhos tem se desenvolvido grandemente nos últimos anos e permanece em progresso (Faccini & Paim, 2001). Para sucessões continentais, os limites de seqüência são influenciados por fatores locais, tais como mudanças climáticas e/ou eventos tectônicos que exercem alguma influência nas áreas-fonte ou no interior da bacia. Estes limites são reconhecidos pela quebra no registro estratigráfico (lacunas deposicionais) e as seqüências são formadas em diferentes intervalos de tempo.

A arquitetura deposicional, ou disposição geométrica dos estratos, pode ser estudada em várias escalas. A evolução da arquitetura deposicional, na escala de seqüências deposicionais, é governada pelas taxas de geração e destruição de espaço de acomodação e pelos processos atuantes nos sistemas deposicionais (Faccini & Paim, 2001). O espaço de acomodação é o espaço disponível para o potencial acúmulo de sedimentos (Jervy, 1988).

A disposição dos estratos, então, é controlada pelas taxas de geração e de consumo deste espaço de acomodação. As taxas de geração de espaço serão positivas quando os padrões de empilhamento (progradação, agradação e retrogradação) forem influenciados pela taxa de suprimento sedimentar e negativa quando os processos erosivos derem origem aos limites de seqüências.

3.2 VULCANISMO DE PLATÔ (HAWAIANO): estruturação e características gerais

O estudo da vulcanologia até 1960 era dedicado só para as áreas da geoquímica, mineralogia e gênese magmática. A partir desse ano, as pesquisas cresceram com relação à necessidade de um melhor entendimento sobre a formação das rochas e a sua significância em termos de ambiente deposicional. Cas & Wright (1987) propuseram um conceito de fácies como meio para esta documentação e interpretação das unidades de rocha. Este conceito é aplicado em sedimentologia, mas também pode ser aplicável na descrição das sucessões vulcânicas.

O intervalo de sedimentos e/ou rochas que apresentam uma característica que se distingue de outro intervalo chama-se fácies. A união de fácies é um meio de descrever, reconhecer e explicar os intervalos de rochas que se repetem na sucessão estratigráfica.

A característica para diferenciar a fácies pode ser composicional ou textural, sendo a fácies um produto de várias condições do ambiente deposicional. As condições podem ser as mais variadas desde físicas, químicas ou biológicas e incluem alguns fatores como o clima, as condições químicas, a topografia, as taxas de deposição, a fonte dos materiais liberados e a fauna.

Selley (1978) apresenta uma descrição e análise de fácies. Cinco tipos de descrições são indicadas: geometria, estruturas sedimentares, padrões de movimento, fósseis e litologia. Para a descrição de todas as fácies separadamente, é importante também observar a associação de fácies e as relações entre eles, pois diferentes fácies podem fazer parte de um mesmo evento. As relações espaciais e temporais entre fácies são importantes, e sua interpretação depende das associações genéticas de fácies. Estas relações devem ser avaliadas antes de serem formulados os modelos de depósitos e a seqüência de depósitos de eventos específicos.

O objetivo para a formação de um modelo geral de fácies é reproduzir as associações de fácies e suas relações espaciais e genéticas.

Os basaltos da Bacia do Paraná são semelhantes aos basaltos de Columbia River (USA) que cobrem uma área de 220.000 km², sendo gerados em um intervalo de tempo pequeno, de 2 ou 3 Ma (Swanson *et al.*, 1975; Williams & McBirney, 1979; Swanson & Wright, 1981).

Piccirillo & Melfi (1988) dividiram os derrames da Fm. Serra Geral em três grupos de rochas: basaltos toleíticos, andesitos toleíticos e riolitos-riolitos. Já Bellieni *et al.* (1986) dividiram as rochas ácidas em dois grupos: rochas ácidas tipo Palmas e rochas ácidas tipo Chapecó. Partindo de análises geoquímicas, as rochas da Bacia do Paraná foram divididas em dois grupos por Ruegg (1975): i) basaltos com alto teor de titânio (HTiB) e ii) basaltos com baixo teor de titânio (LTiB). Esta classificação também foi adotada por Comin-Chiaramonti *et al.* (1983), Bellieni *et al.* (1984), Piccirillo *et al.* (1987, 1988). Com relação a esta divisão e à associação as rochas ácidas, Piccirillo *et al.* (1988) dividiram as rochas vulcânicas da Bacia do Paraná em três subprovíncias: i) Província Setentrional, ii) Província Meridional e iii) Província Central.

Mais tarde, Peate (1989) e Peate *et al.* (1990), com novos dados geoquímicos, propuseram uma nova classificação, não levando em conta somente o TiO₂, mas também o conteúdo de Sr e as razões Ti/Y e Zr/Y. Disso resultou a distinção de seis tipos magmáticos diferentes (Urubici, Pitanga, Paranapanema, Ribeira, Gramado e Esmeralda). Wildner *et al.* (2003) apresentaram uma nova nomenclatura estratigráfica dividindo o magmatismo Serra Geral em nove fácies, sendo seis relacionadas ao magmatismo máfico (fácies Gramado, Paranapanema-

Ribeira, Pitanga, Esmeralda, Campo Erê e Lomba Grande) e três ao magmatismo intermediário a félsico (fácies Palmas, Chapecó e Alegrete).

Todas estas distinções de fácies foram elaboradas para os derrames da Fm. Serra Geral com base em características geoquímicas e petrográficas de escala regional (Bacia do Paraná), sem entrar no detalhamento dos derrames e de suas estruturas específicas em nível de Distrito Mineiro, como está sendo proposto neste trabalho.

As descrições de fácies estão sujeitas a algumas variações que podem ser causadas por mudanças contemporâneas e/ou posteriores à deposição. Estas mudanças iniciam pelo processo de erosão e alteração hidrotermal, finalizando pelo processo de diagênese, metamorfismo e deformação. Todos estes processos devem ser analisados antes da construção de um modelo geral de fácies.

A alteração hidrotermal ocorre de muitas maneiras. Alguns dos minerais produzidos incluem sílica amorfa, quartzo, K-feldspato, albita, calcita, montmorilonita, illita, caolinita, alunita, clorita, zeolitas e alguns minerais característicos de metamorfismo de baixo grau. A silicificação pode ser produzida pela circulação de fluidos meteóricos passando através de uma “pilha de vidro”. Isto pode dificultar a distinção dos efeitos da desvitrificação da verdadeira silicificação hidrotermal. Alguns vidros são termodinamicamente instáveis e podem submeter-se à desvitrificação pós-erupção, a qual envolve a nucleação e o crescimento de cristalitos fibrosos principalmente de quartzo e feldspato alcalino (Lofgren, 1970, 1971a, b).

A brechação nas paredes de rocha acontece pela abertura de algumas fraturas hidráulicas. Já, em seqüências vulcânicas, quem gera esta brechação e o fraturamento hidráulico são os sistemas de fluidos hidrotermais. Os fragmentos de brecha são geralmente angulares e a espessura de zonas de fraturas hidráulicas pode variar de alguns centímetros a vários metros.

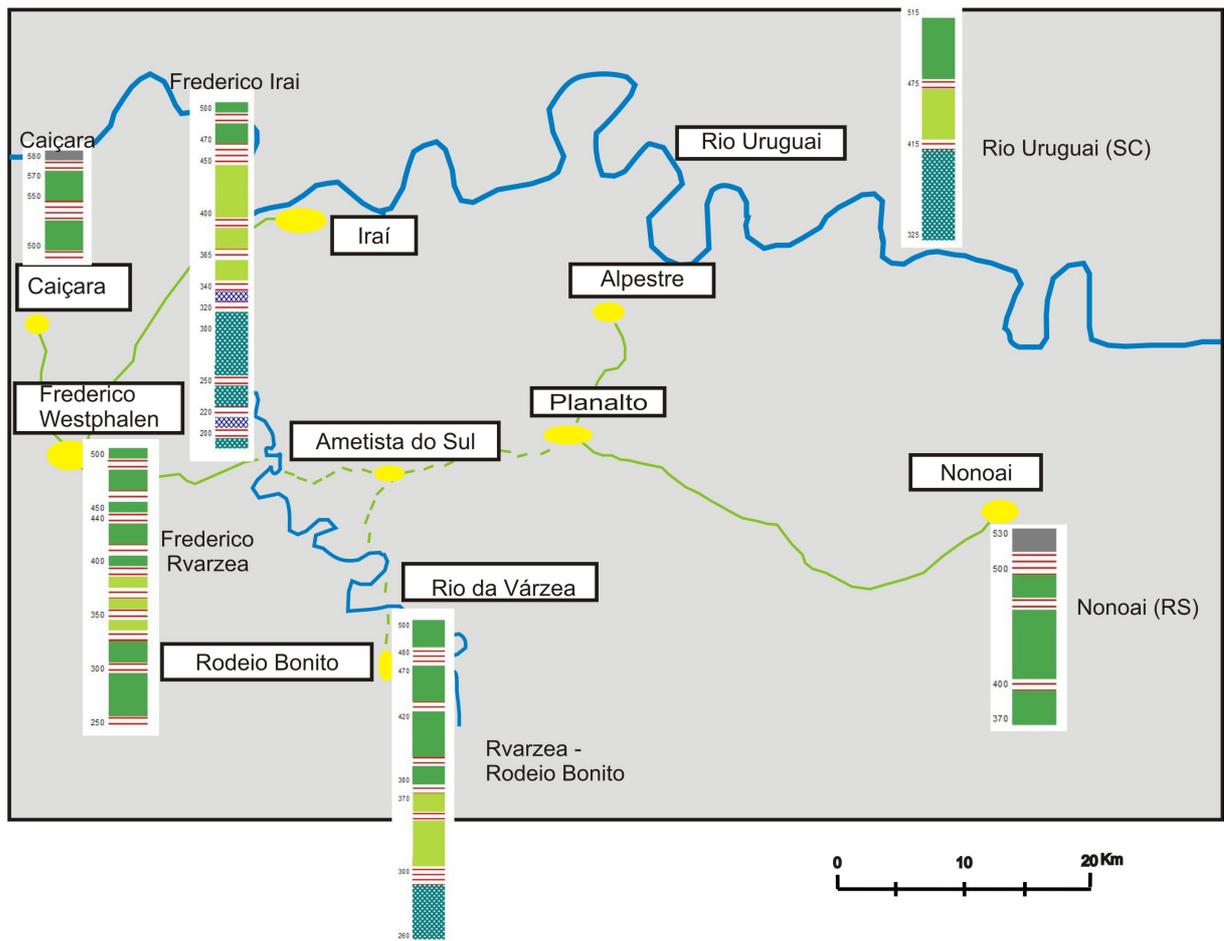
Para o desenvolvimento de um modelo de fácies em terrenos vulcânicos é necessário um elemento comum para referência. Estes modelos envolvem grandes ambientes e, muitas vezes, as seqüências podem não ser bem definidas.

3.3 ESTRATIGRAFIA E PETROGRAFIA DE CICLOS VULCÂNICOS NO DMAS

As investigações de escala regional mostram que é possível reconhecer 5 (cinco) diferentes seqüências de derrames basálticos (ciclos vulcânicos), com base em critérios petrográficos macroscópicos adequados ao trabalho de campo e com base na presença de espessas e contínuas camadas de arenito Botucatu intertrape. Essa investigação de caráter mais regional no DMAS foi executada por meio de perfis de levantamento geológico-estrutural ao longo das principais rodovias da região (Fig. 3.2):

- i) rodovia RST-406, em ambas as margens do Rio Uruguai até o trevo da cidade de Nonoai (RS);
- ii) rodovia BR-386, desde a sede do Município de Frederico Westphalen até o Rio Uruguai (divisa com o Estado de Santa Catarina);
- iii) rodovia RST-591, desde a sede do Município de Frederico Westphalen até a sede do Município de Ametista do Sul (RS);
- iv) rodovia da sede do Município de Ametista do Sul (RS) até a sede do Município de Rodeio Bonito, e de Rodeio Bonito até a rodovia BR-386 (RST-587).

Os ciclos vulcânicos identificados nessa investigação apresentam uma diferenciação regional, como poderá ser visto na tabela 3.1. As características petrográficas distintivas desses ciclos vulcânicos são descritas abaixo. A designação dos ciclos vulcânicos é dada a partir da cota altimétrica mais baixa da região (nas proximidades da confluência do Rio Uruguai com o Rio da Várzea); como nesse nível de exposição a Fm. Botucatu não aflora, o primeiro ciclo identificado é designado C_n , onde n representa o número de ciclos vulcânicos desde o contato superior da Fm. Botucatu até o primeiro ciclo exposto na área. As descrições microscópicas de alguns ciclos ainda não foram concluídas, de modo que o seu detalhamento petrográfico será feito posteriormente.



LEGENDA

-  Basalto vesicular, brechas e/ou arenito intertrape
-  Cn+4 Basalto cinza escuro a preto, afanítico a fanerítico muito fino
-  Cn+3 Basalto cinza esverdeado a avermelhado porfirítico
-  Cn+2 Basalto esverdeado afanítico, raros e pequenos pórfiros de plagioclásio e piroxênio
-  Cn+1 Basalto cinza claro de matriz fanerítica média a grossa, com pórfiros de piroxênio na forma de ripas
-  Cn+0 Basalto esverdeado fanerítico com algumas vesículas alinhadas e pontuações pretas de piroxênio

Figura 3.2 – Mapa de localização dos principais perfis de levantamento geológico-estrutural regional para investigação dos ciclos vulcânicos no Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS).

Tabela 3.1 – Estratigrafia de ciclos vulcânicos no domínio imediato do Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS). Dados de localização dos afloramentos investigados.

Perfil Frede-Iraí	Utm	Utm	Ciclo	GPS	Caiçara	Utm	Utm	Ciclo	GPS
106	263266	6970819	Cn+3	570m	126	258062	6980888	Cn+3	479m
107	263824	6971266	Cn+3	521m	127	257383	6981167	Cn+3	570m
108	264357	6974166	Cn+3	522m	128	256361	6981452	Cn+4	569m
109	266542	6978583	Cn+3	490m	129	284778	6970150	Cn+3	370m
110	267419	6979276	Cn+3	432m	Perfil Ame-Frede				
111	267366	6979665	Cn+3	450m	130	276968	6971214	Cn+3	238m
112	267513	6980881	Brecha	323m	131	276904	6971244	Rio	231m
113	267684	6981420	Cn+2	329m	132	272362	6970350	Cn+2	336m
114	267933	6982198	Cn+2	294m	133	270898	6970360	Cn+3	421m
115	267410	6982822	Cn+2	281m	134	266864	6969584	Cn+3	506m
116	269442	6985426	Cn+1	264m	135	267735	6970272	Cn+3	500m
117	269330	6985875	Cn+1	200m	136	270144	6970632	Cn+3	475m
118	277590	6991393	Cn+1	228m	Perfil Ame-Rodeio				
119	277083	6991332	Cn+1	233m	137	285104	6964520	Cn+1	272m
120	273705	6989681	Cn+1	228m	138	285285	6964025	Cn+3	321m
120			Arenito	230m	139	285269	6963981	Cn+3	333m
121	272511	6988193	Cn	220m	140	282858	6959239	Cn+2	322m
122	271745	6987093	Cn	279m	141	279559	6960624	Cn+3	378m
123	271047	6986801	Cn	207m	142	272539	6961562	Cn+3	424m
124	269606	6986630	Ponte	271m	143	272011	6961210	Cn+3	468m
125	269229	6986428	Cn+1	192m					

3.3.1 Ciclo Cn: basalto esverdeado fanerítico

O ciclo vulcânico Cn aflora em cortes da Rodovia BR-386, entre a cidade de Frederico Westphalen e Iraí, mais próximo dessa última. Macroscopicamente, esta rocha possui cor esverdeada e é maciça, podendo ter raras partes vesiculares. As vesículas, na sua grande maioria, são esféricas e estão alinhadas horizontalmente, lembrando um bandamento (Fig. 3.3). Algumas vesículas estão preenchidas por calcita e zeólita e não ultrapassam os 10% do total da rocha. Este basalto, com matriz fanerítica, apresenta grande quantidade de pórfiros máficos. Estes pórfiros já estão transformados em celadonita devido à alteração hidrotermal; no entanto, em locais não submetidos à alteração hidrotermal, pode-se verificar que se trata de piroxênios.

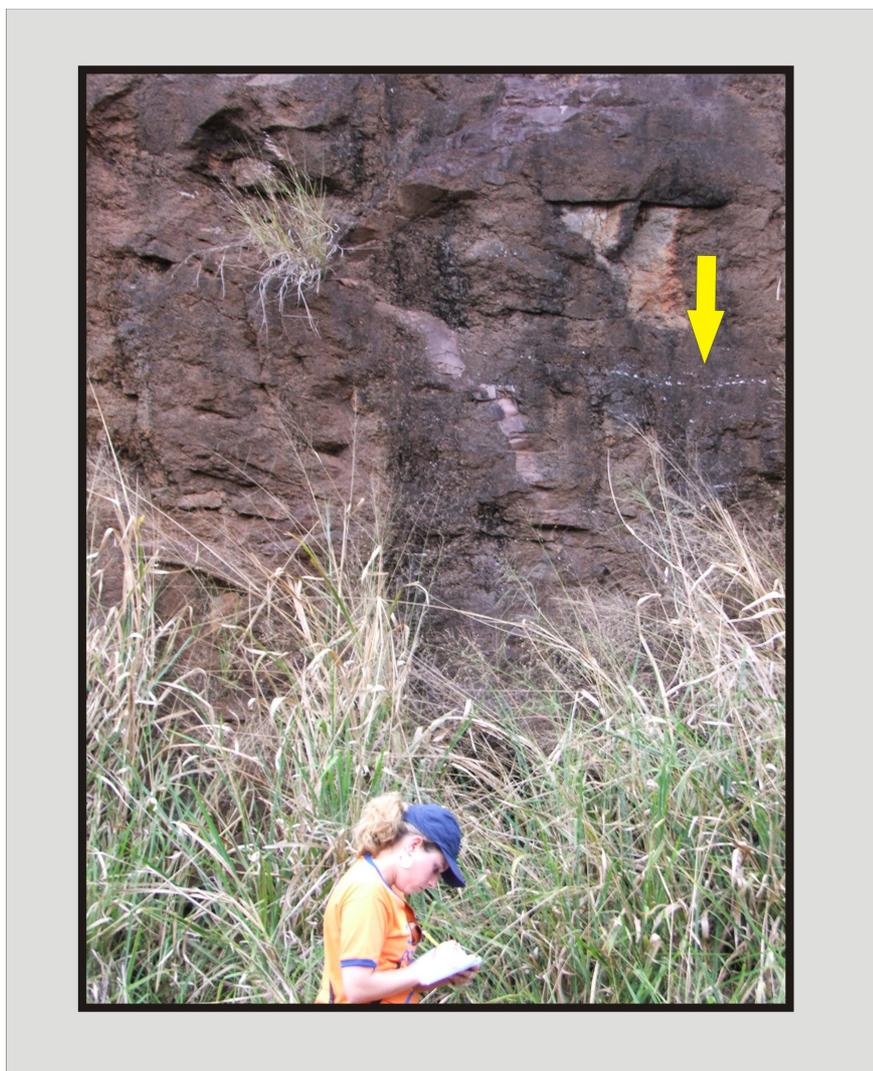


Figura 3.3 – Fotografia do basalto do ciclo Cn encontrado em corte de estrada na BR-386. A seta indica as vesículas alinhadas e preenchidas por calcita.

3.3.2 Ciclo Cn+1: basalto cinza claro de matriz fanerítica média a grossa

A principal característica macroscópica das rochas deste ciclo é a granulação grossa e a forma de entablamento do basalto (Fig. 3.4a). Macroscopicamente, as rochas do ciclo Cn+1 são maciças, com matriz fanerítica média a grossa e de coloração cinza claro. É comum registrar a presença de glomeropórfiros de plagioclásio que medem até 2 mm e de pórfiros de piroxênio com até 3 mm na forma de ripas alongadas (Fig. 3.4b). Apresenta vários graus de alteração hidrotermal, que mudam as características petrográficas da rocha.

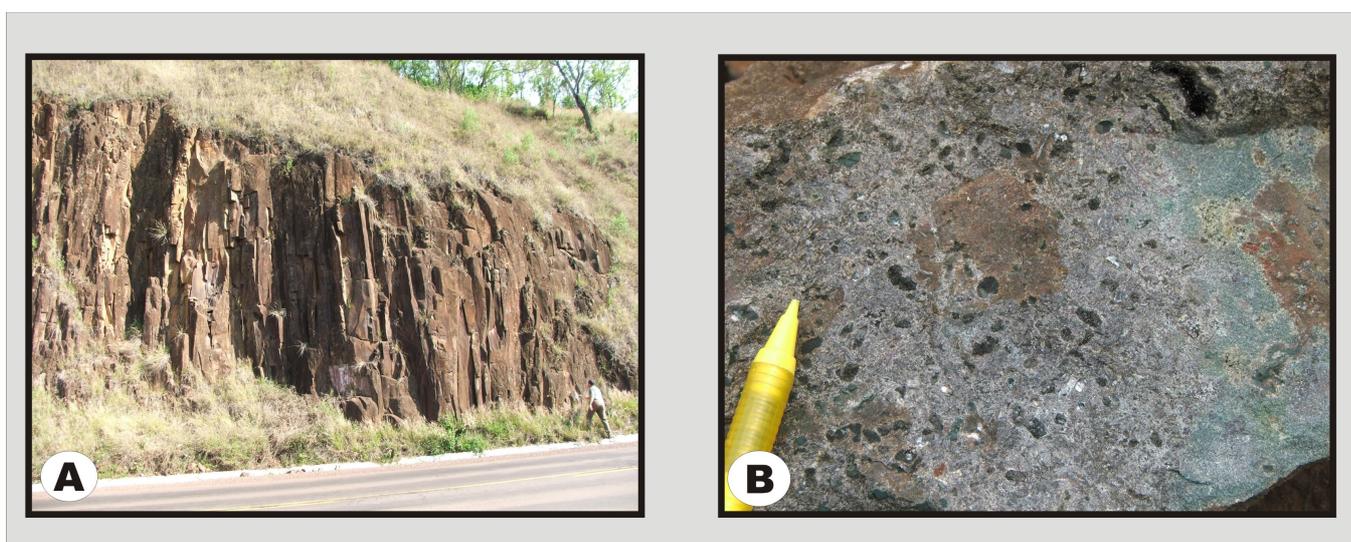


Figura 3.4 – Fotografias do basalto do ciclo Cn+1. A) Entablamento deste basalto encontrado na BR-386. B) Amostra macroscópica do basalto com plagioclásio e ripas de piroxênio.

3.3.3 Ciclo Cn+2: basalto esverdeado afanítico

O ciclo Cn+2 constitui um basalto maciço, esverdeado de textura afanítica, com raros e pequenos pórfiros de plagioclásio e piroxênio. As rochas deste ciclo vulcânico podem aflorar como lajeados e raros blocos. Esta rocha pode apresentar raros geodos e vesículas de diferentes tamanhos preenchidas por celadonita e quartzo (Fig. 3.5).

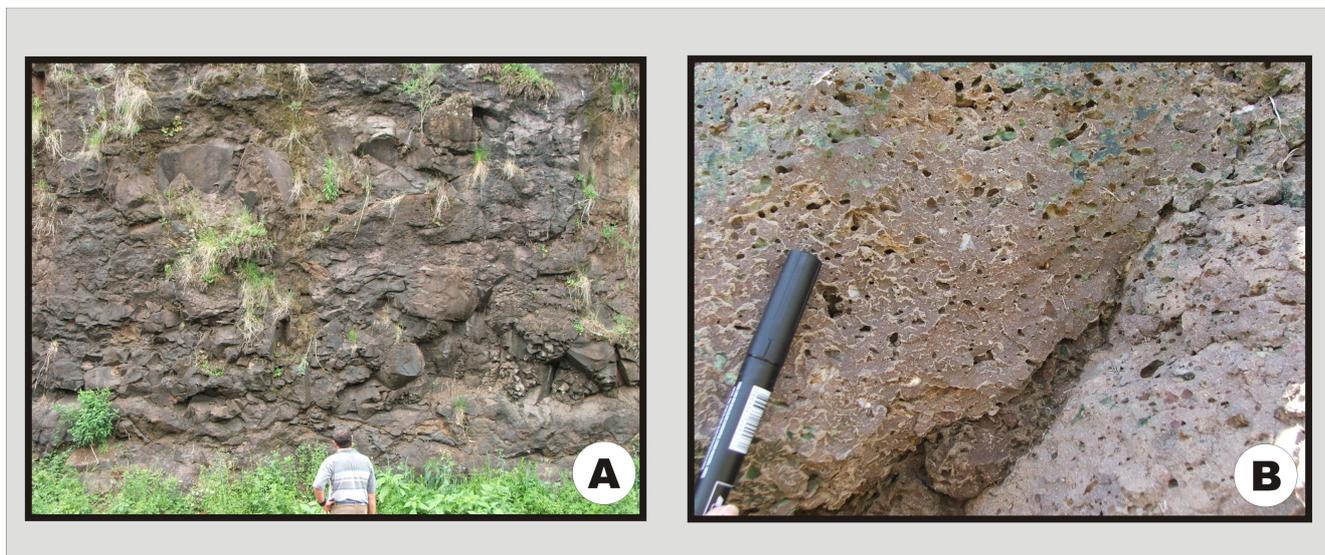


Figura 3.5 – Fotografias do basalto referente ao ciclo vulcânico Cn+2 encontrado na BR-386. A) Afloramento em corte em estrada; B) Amostra macroscópica das vesículas de diversos tamanhos parcialmente preenchidos por celadonita e quartzo.

Em microscópio petrográfico, as rochas do ciclo vulcânico Cn+2 possuem estrutura maciça e textura subafírica. São holocristalinas e hipidiomórficas. São composta por 60% de plagioclásio, 25% de piroxênio, 10% de minerais máficos e 5% de hidróxido de ferro.

O plagioclásio é predominantemente subédrico. Ele ocorre como grãos ripiforme na matriz (entre 0,1 a 0,5 mm) e como fenocristais (entre 0,9 a 2,0 mm). Os fenocristais são límpidos, tabulares alongados a irregulares e podem mostrar textura glomeroporfírica. Localmente, os fenocristais possuem inclusões globulares de piroxênio (Fig. 3.6a). Os contatos são irregulares com o piroxênio e com os máficos, mostrando feição de corrosão.

O piroxênio ocorre na matriz, ou como fenocristais (Fig. 3.6b). Na matriz, o piroxênio é subédrico e possui tamanho de 0,05 a 0,2 mm, formando massas disseminadas e formas globulares que estão bastante alteradas. Os fenocristais são globulares, medem de 0,3 a 1,0 mm e fazem contatos irregulares com os outros minerais constituintes da rocha.

Os minerais opacos são subédricos a anédricos, com tamanho de 0,02 a 1,0 mm. Ocorrem isolados e mostram forma amebóide. Raros grãos ainda preservam a textura *sieve* (Fig. 3.6c), com inclusões de plagioclásio e piroxênio. Eles fazem contatos retos com o plagioclásio e contatos irregulares com o piroxênio.

Como produto de alteração, observa-se o hidróxido de ferro nos cristais de plagioclásio e piroxênio (Fig. 3.6d).

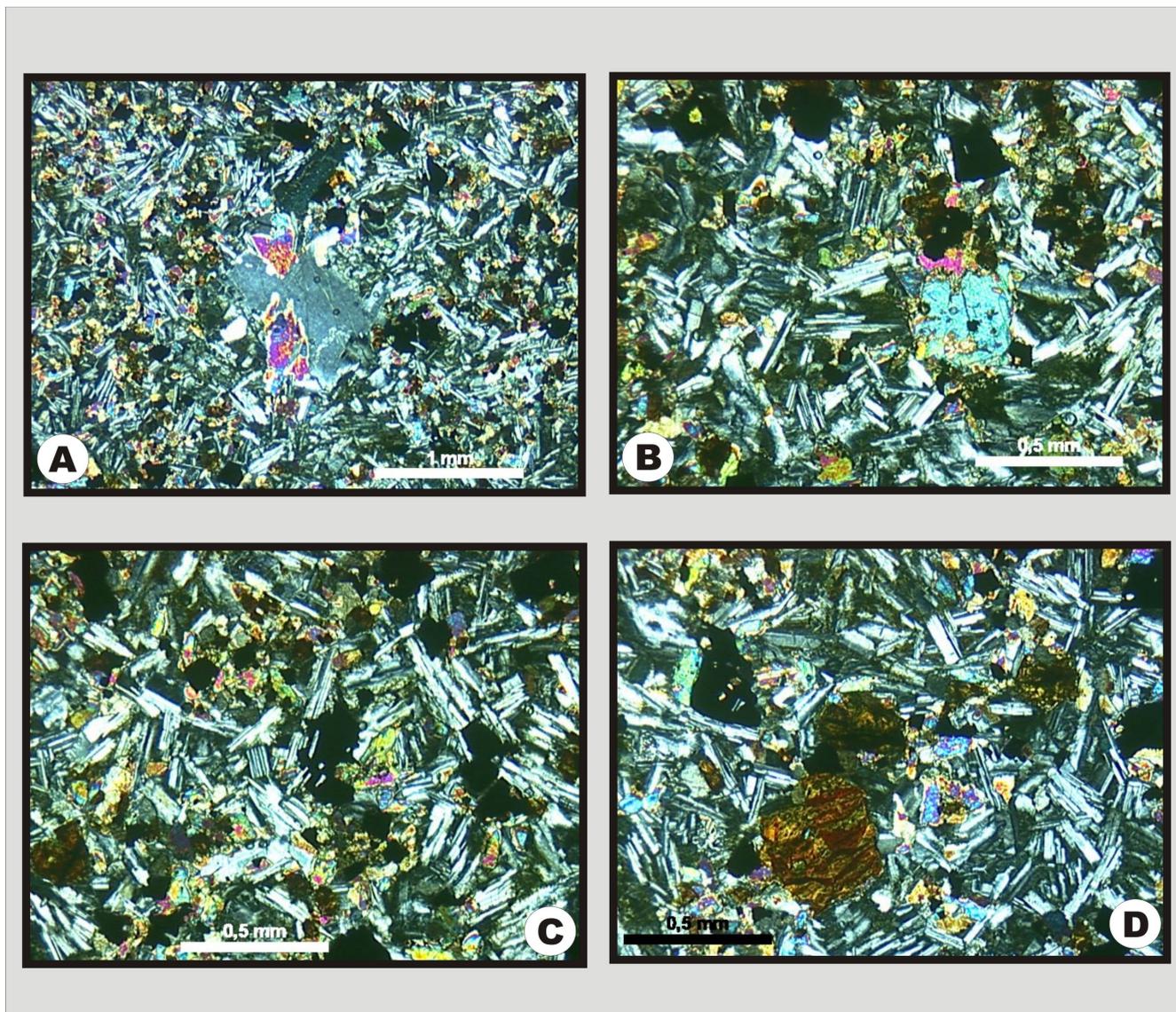


Figura 3.6 – Fotomicrografias da unidade vulcânica Cn+2. A) Fenocristal de plagioclásio na forma amebóide com inclusão de piroxênio. B) Fenocristal de piroxênio na forma globular. C) Minerais opacos com forma irregular e ao centro grão com textura *sieve* preservada. D) Hidróxido de ferro na tonalidade castanho alterando os grãos de piroxênio.

3.3.4 Ciclo Cn+3: basalto cinza esverdeado a avermelhado porfirítico

A rocha desse ciclo representa o basalto portador de geodos (Fig. 3.7c e d), principalmente no horizonte mineralizado superior (cota altimétrica de aproximadamente 430 m). Constitui um basalto maciço que possui pórfiros de máficos (piroxênio) e ripas orientadas de plagioclásio. Nos afloramentos em pedreira, este basalto apresenta forma de entablamento e possui uma cor cinza avermelhada (Fig. 3.7a e b), podendo também aflorar em corte de estrada (Fig. 3.7e), lajeados e raros blocos. Os pórfiros de piroxênio estão alterados pela celadonita. Uma característica das rochas deste ciclo é a disjunção horizontal

preservada. Esta rocha é comumente maciça, excepcionalmente pode ser vesicular. As vesículas estão distribuídas aleatoriamente com diferentes tamanhos, preenchidas ou não por quartzo, ágata e celadonita. Apresentam à forma arredondada a irregular e raramente alongadas. Este ciclo será melhor detalhado em relação às análises petrográficas, pois é o principal ciclo de estudo nesta dissertação, por fazer parte do nível mineralizado.

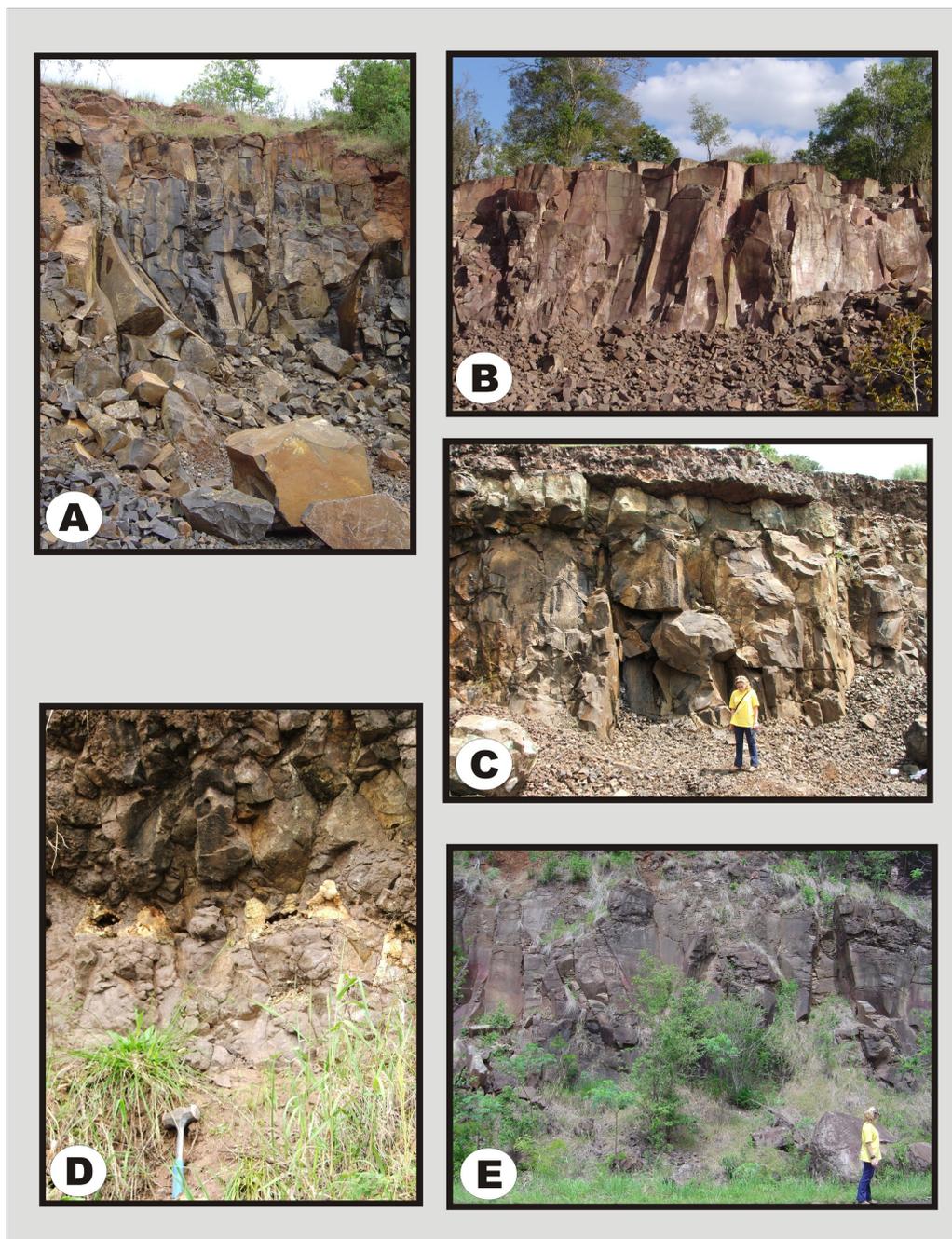


Figura 3.7 – Fotografias da unidade vulcânica Cn+3. A) e B) Basalto maciço encontrado na forma de entablamento em pedreiras de Salinho e Frederico Westphalen. C) e D) Contato irregular entre o basalto maciço e a brecha, entre este contato aparece uma pequena camada de geodos. E) Basalto em corte de estrada na BR-386.

Ao microscópio petrográfico, os basaltos deste ciclo constituem rochas holocristalinas e apresentam, em geral, texturas subafíricas, intersticial e porfiríticas. As rochas são compostas basicamente por fenocristais e microfenocristais de plagioclásio, piroxênios e opacos dispostos em uma matriz de mesma composição, junto com argilo-minerais, hidróxido de ferro, vesículas e vidro vulcânico.

Os cristais de plagioclásios são euédricos ou ripas subédricos, de tamanho entre 0,08 a 1,0 mm, mas podem alcançar mais de 2,0 mm (fenocristais) como na figura 3.9a. Determinam textura intergranular a intersertal e possuem forma prismática a tabular. Os grãos estão bastante fraturados e o grau de corrosão destes minerais é alto. Ocorrem sem orientação preferencial e os contatos com outros minerais pode ser reto ou irregular.

Raros fenocristais apresentam textura poiquilítica (Fig. 3.9b) e, localmente, textura glomeroporfirítica.

O piroxênio está presente tanto como micro ou fenocristais, como na matriz (Fig. 3.9c). Os cristais da matriz são anédricos e com formas globulares, apresentando normalmente tamanhos entre 0,05 a 0,2 mm; por outro lado, os raros fenocristais formam prismas subédricos a anédricos de 0,2 a 1,00 mm. Maclas são freqüentes, assim com alterações sobre os cristais. Essas alterações formam aglomerados de argilo-minerais esverdeados e manchas de hidróxido de ferro na tonalidade vermelho acastanhado. Principalmente os piroxênios da matriz fazem parte da textura intergranular a glomeroporfirítica.

Os principais minerais acessórios são os minerais opacos. Possuem formas variadas desde finas agulhas (Fig. 3.9d) e ripas de 0,08 a 1,5 mm, até formas amebóides a arredondadas de 0,2 a 0,8 mm. Uma característica marcante desses opacos é a textura em peneira (*sieve*) com inclusões de plagioclásio e de piroxênio (Fig. 3.9e, 3.9f).

Os argilo-minerais estão associados à matriz como produto de alteração dos grãos de plagioclásio e de piroxênio, como também do processo de desvitrificação de vidro vulcânico. Aparecem nas bordas dos cristais e, por vezes, englobam cristais de plagioclásio e, em menor proporção, de piroxênio. Também podem ocorrer preenchendo algumas vesículas com formato circular e amebóide. Em luz natural, os argilo-minerais variam entre tons de verde, marrom e amarelo.

As vesículas ou vacúolos são normalmente arredondados e com tamanhos de 0,1 a 1,00 mm. Estão preenchidas pela associação de argilo-minerais de coloração esverdeada (celadonita), muito semelhantes aquelas que formam as superfícies externas dos geodos. Nos limites das vesículas, bordejando-as tangencialmente, aparecem microcristais de plagioclásio e fina camada de calcedônia (Fig. 3.8). Também há vesículas na forma irregular

(amebóide) preenchidas por argilo-minerais. Estas vesículas truncam os minerais da matriz e os pórfiros do basalto, não apresentando plagioclásios em suas bordas.

O vidro vulcânico ocorre tanto nos interstícios do plagioclásio, quanto junto da matriz em tons esverdeados como avermelhados (Fig. 3.9d). Apresenta variações alterando para argilo-minerais (verde e marrom) em maior e menor proporções. Em luz natural, o vidro vulcânico varia entre tons amarronzados e pretos, dependendo da intensidade do processo de alteração atuante.

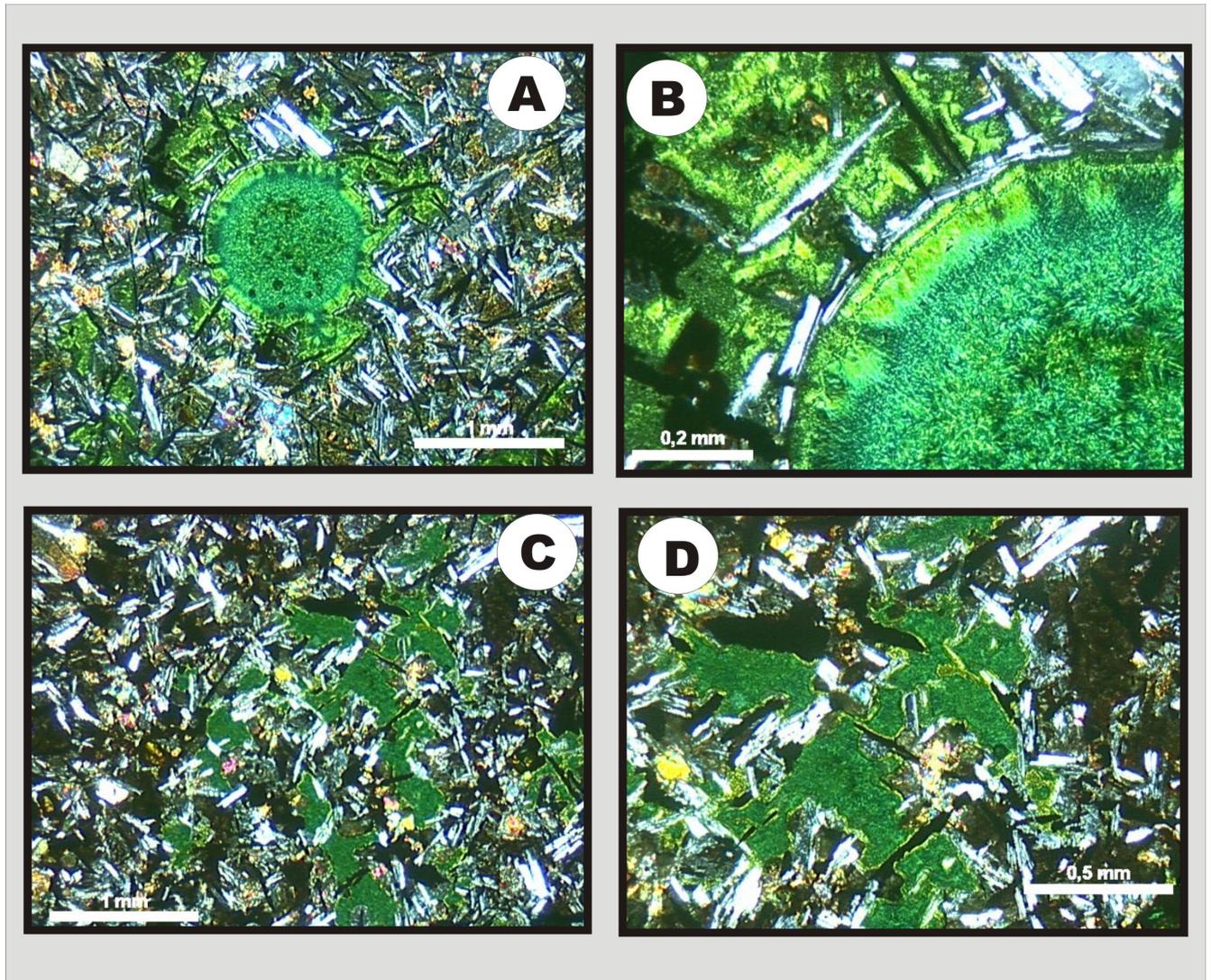


Figura 3.8 – Fotomicrografias das vesículas presentes na unidade vulcânica Cn+3, preenchidas por argilo-minerais e calcedônia; B) e D) Nos limites das vesículas aparecem microcristais de plagioclásio e fina camada de calcedônia.

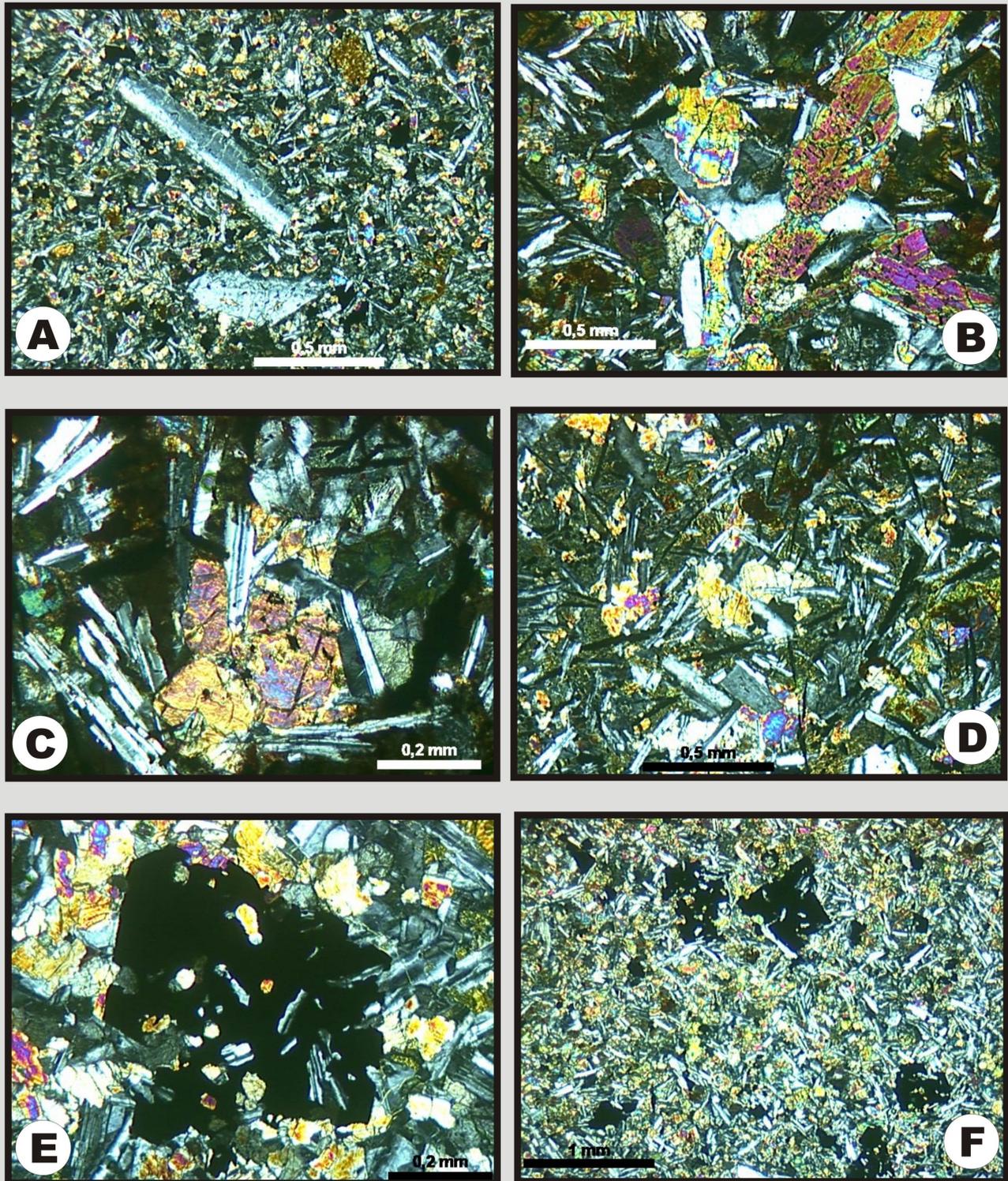


Figura 3.9 – Fotomicrografias da unidade vulcânica Cn+3. A) Fenocristais de plagioclásio numa matriz intergranular. B) Plagioclásio com textura poiquilítica. C) Fenocristal de piroxênio com inclusão de plagioclásio. D) Vidro nos interstícios dos grãos de plagioclásio e piroxênio e opacos na forma de agulhas. E) e F) Opacos com textura *sieve* com inclusões de plagioclásio e piroxênio.

3.3.5 Ciclo Cn+4: basalto cinza escuro a preto afanítico

Este ciclo vulcânico é representado por uma rocha macroscopicamente maciça, afanítica a fanerítica muito fina, de cor cinza escuro a preto com algumas brechas (Fig. 3.10). Em algumas porções, a presença de minerais máficos como pórfiros. Nos perfis realizados nesta dissertação, este ciclo vulcânico ocorre nos locais de maior elevação altimétrica (acima de 530 a 570 m), preservado da erosão.



Figura 3.10 – Basalto maciço do ciclo Cn+4 encontrado em corte de estrada na RST 406. Esta foto registra a base da seqüência Cn+4, onde a intrusão do basalto vesicular fragmenta o basalto maciço Cn+4, dando lugar a uma brecha vulcânica com fragmentos de basalto maciço e de arenito.

3.3.6 Ciclo intrusivo: basalto vesicular

O basalto vesicular possui cores que variam de cinza avermelhado a vermelho e uma quantidade variável de vesículas. O tamanho das vesículas varia desde 2-3 mm até 30-40 mm. Estas vesículas estão total ou parcialmente preenchidas por quartzo, calcedônia, calcita

e zeólita, e apresentam forma que varia desde esféricas a alongadas, e raramente na forma de gota.

O basalto vesicular ocorre em “camadas” de espessura variando entre 3 a 10 m. O topo deste nível vesicular é marcado pelo contato irregular com uma brecha vulcânica e apresenta cores que variam de avermelhado a acinzentado. Este nível também é heterogêneo em relação à quantidade e tamanho das vesículas. Em alguns afloramentos, foi possível verificar a natureza intrusiva do basalto vesicular sobre o basalto maciço das seqüências vulcânicas. Esta relação intrusiva está expressa por meio de diques e de *sills* do basalto vesicular alojados no basalto maciço em diferentes níveis da coluna estratigráfica (Fig. 3.14).

Os diques de basalto vesicular tem cor acinzentada a avermelhada, espessura de 3 cm a 5 m e comprimento que pode chegar a mais de 2 m. São constituídos por vesículas centimétricas a métricas circulares e em forma de gota, parcialmente preenchidas ou não por quartzo, ágata, celadonita, zeólita e calcita.

Os *sills* de basalto vesicular apresentam contato irregular com a camada de basalto maciço. Podem medir de 2 a 3 m de espessura aflorante e extensão regional. Nos *sills*, as vesículas possuem forma alongada na sua grande maioria tanto verticalmente como horizontalmente.

Os arenitos estão localizados nas porções superiores dos *sills* intrusivos. Estes arenitos marcam o limite entre as seqüências vulcânicas e foram os locais preferenciais para alojamento das intrusões por constituírem uma descontinuidade estrutural muito marcante. Os arenitos aparecem, em geral, constituindo camadas irregulares, freqüentemente lenticulares. Esta camada de arenito pode atingir mais 3 metros de espessura, quando a estratificação acanalada de grande porte é bem definida. O arenito apresenta uma granulação fina e proporções variáveis de quartzo e feldspato, com predominância do primeiro.

As brechas possuem aproximadamente 2 metros de espessura e fazem contato irregular com o basalto vesicular, gerando alguns bolsões de basalto maciço fraturado (Fig. 3.11). São compostas por fragmentos angulosos de arenito, de basalto vesicular e/ou maciço; a matriz da brecha é o basalto vesicular inferior, ou, no topo junto à camada de arenito intertrape (Fig. 3.12). Este horizonte também possui diques irregulares de arenito e fragmentos angulosos de arenito silicificado com tamanho entre 5 a 10 centímetros cimentados pelo material ígneo.

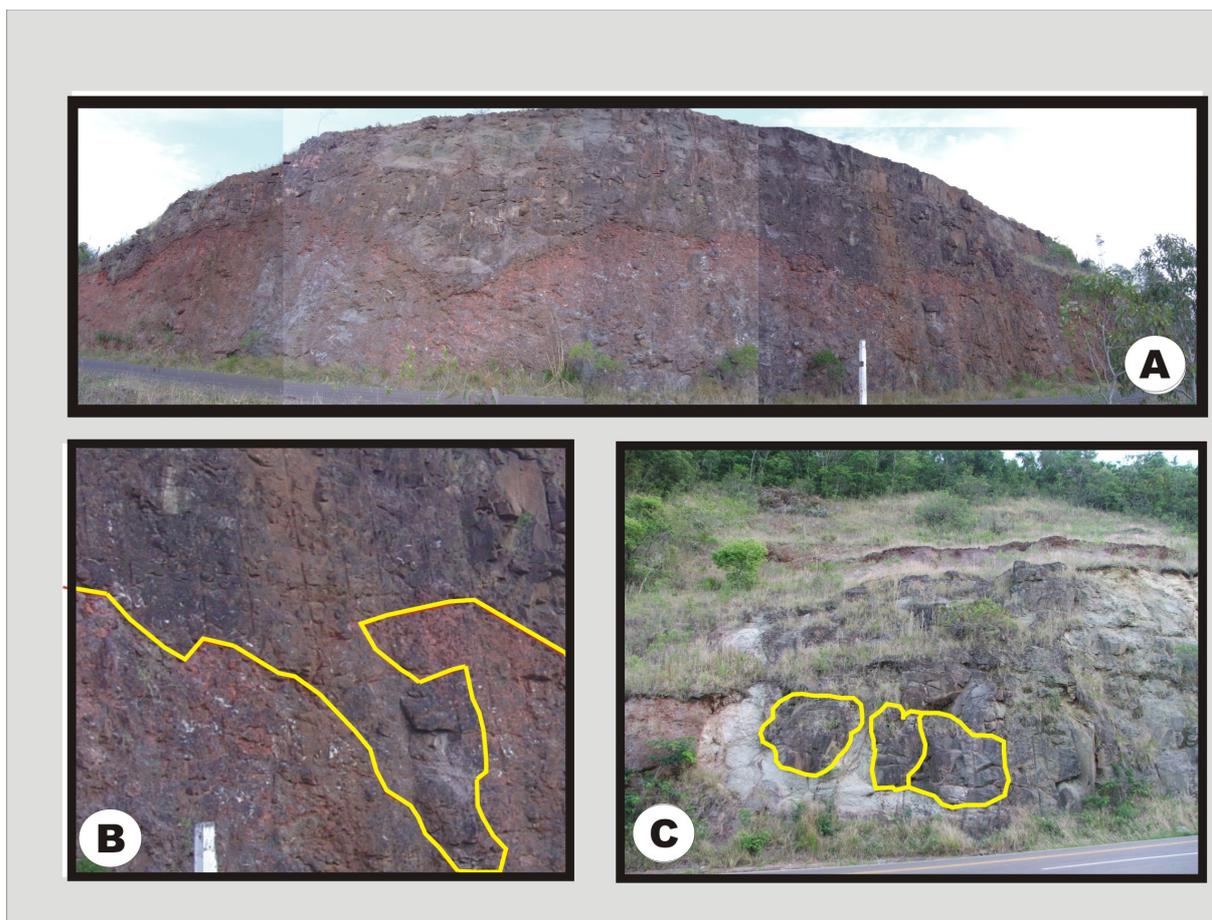


Figura 3.11 – Contato intrusivo irregular entre o basalto maciço superior e o basalto vesicular. A) Vista geral do afloramento. B) Detalhe dos bolsões de basalto maciço entre apófises de basalto vesicular. C) Blocos (*boulders*) de basalto maciço destacado pela intrusão. O detalhe das relações próximas de contato entre o basalto maciço e o basalto vesicular podem ser vistas na figura 3.10 anterior.

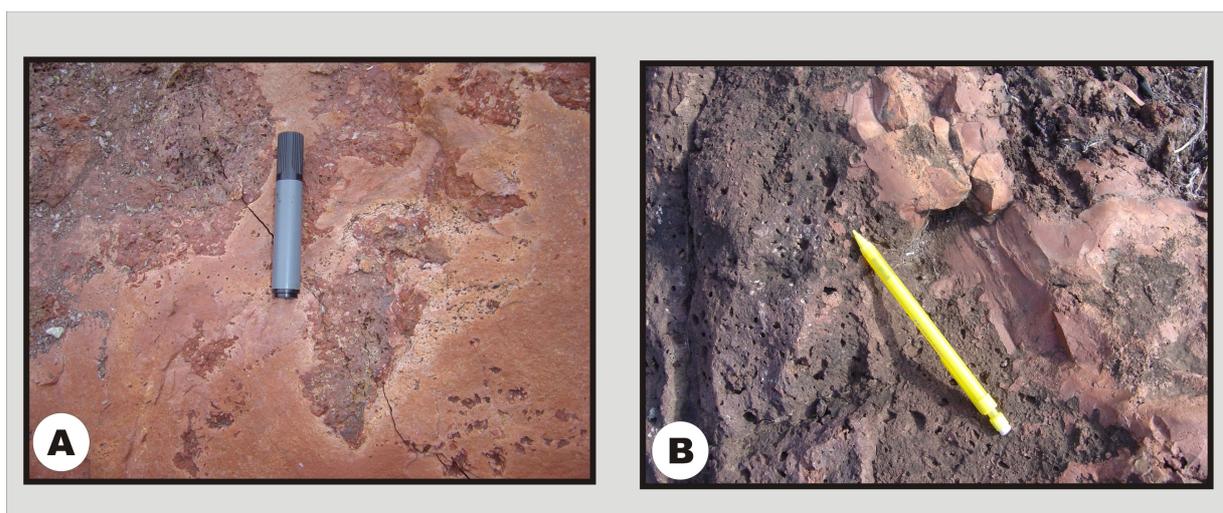


Figura 3.12 – Tipos de brechas vulcânicas identificadas no Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS). A) Brecha composta por fragmentos de basalto vesicular numa matriz de arenito. B) Brecha composta por fragmentos de arenito numa matriz vesicular.

3.3.7 Relação entre Ciclos Vulcânicos e derrames: evolução espacial e temporal do vulcanismo no DMAS

Cada um dos ciclos vulcânicos pode ser formado por mais de um derrame individual. Isso aparece perfeitamente bem no processamento das imagens de satélite e na sua superposição sobre o modelo digital de elevação do Distrito Mineiro de Ametista do Sul (Hammes, 2006). Hammes (2006) individualizou um conjunto de 21 derrames aliando critérios geomorfológicos, geológicos e de sensoriamento remoto (Figura 3.13).

A análise do trabalho realizado por Hammes (2006) juntamente com os critérios discutidos nessa dissertação permite propor preliminarmente uma distribuição de derrames em cada ciclo vulcânico. Essa distribuição restringe-se mais ao entorno do Município de Ametista do Sul, em função das investigações terem sido aí mais detalhadas. No entanto, foi possível observar que, regionalmente, parecem ocorrer algumas intercalações de derrames de diferentes ciclos vulcânicos (Tab. 3.1 anterior). Essa situação sugere que os diferentes ciclos vulcânicos podem ter sido alimentados por condutos distintos, posicionados em diferentes locais da Bacia do Paraná, e que esses condutos vulcânicos atuaram de maneira diacrônica ao longo do tempo. A avaliação destas condições vai ser efetuada em um próximo trabalho de pesquisa que está sendo iniciado.

A distribuição de derrames em cada ciclo vulcânico introduziu grandes descontinuidades estruturais na Formação Serra Geral, sendo estas representadas por espessos pacotes de arenito Botucatu intertrape. Os limites entre cada ciclo vulcânico representam intervalos significativos de tempo, o que chamamos de períodos de quiescência. Num mesmo ciclo vulcânico, o tempo de deposição entre um derrame e o subsequente é pequeno, produzindo camadas regionalmente descontínuas de sedimento eólico.

Além das descontinuidades de caráter estratigráfico estruturante, também ocorrem as descontinuidades de caráter deformacional, como as zonas de fratura. Estas descontinuidades são responsáveis pelo alojamento dos diques de basalto vesicular (Fig. 3.14 a seguir) e serão analisadas no Capítulo 4 adiante.

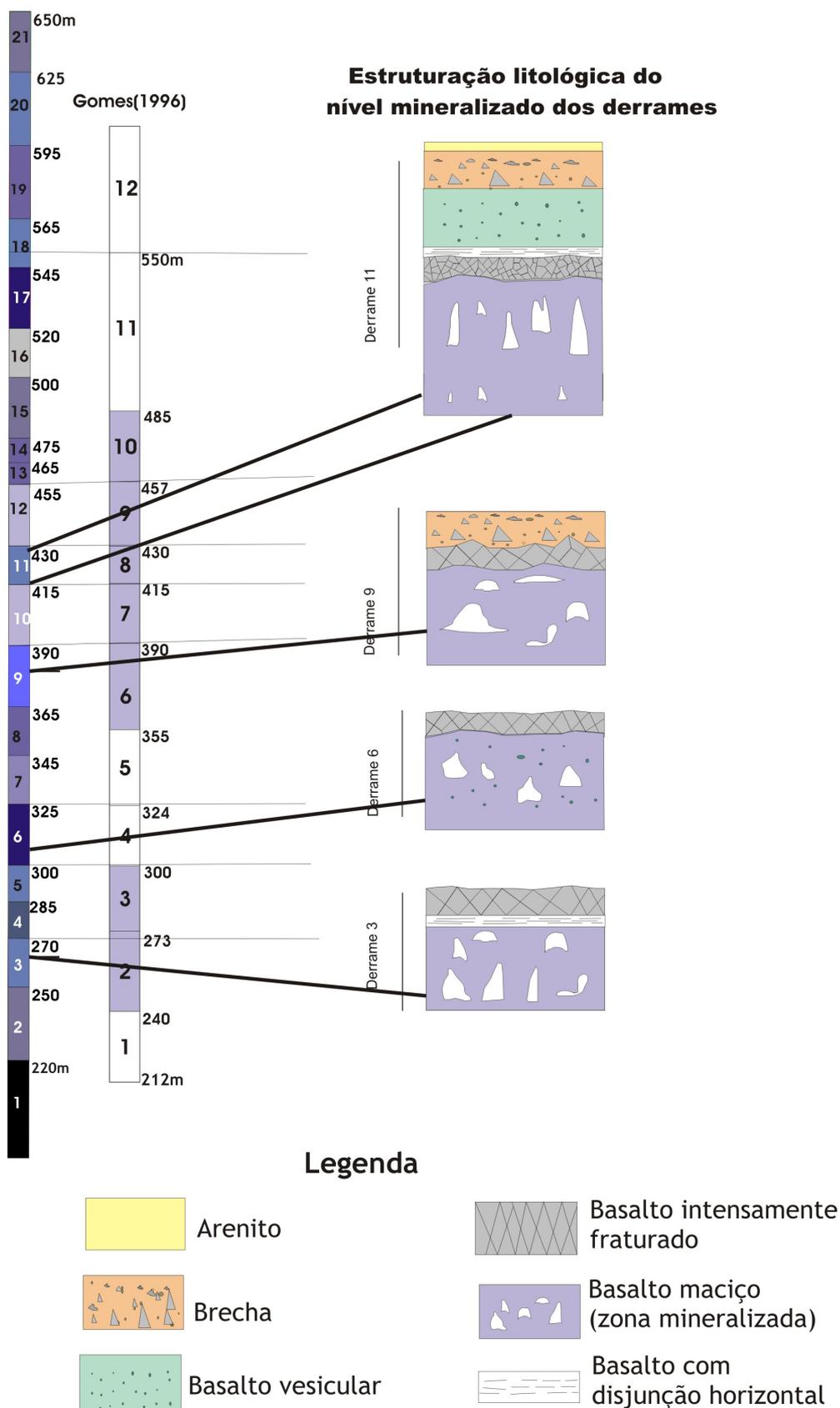


Figura 3.13 – Comparação entre o conjunto de derrames proposto por Hammes (2006) e Gomes (1996) no domínio do Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS), (modificado de Hammes,2006).

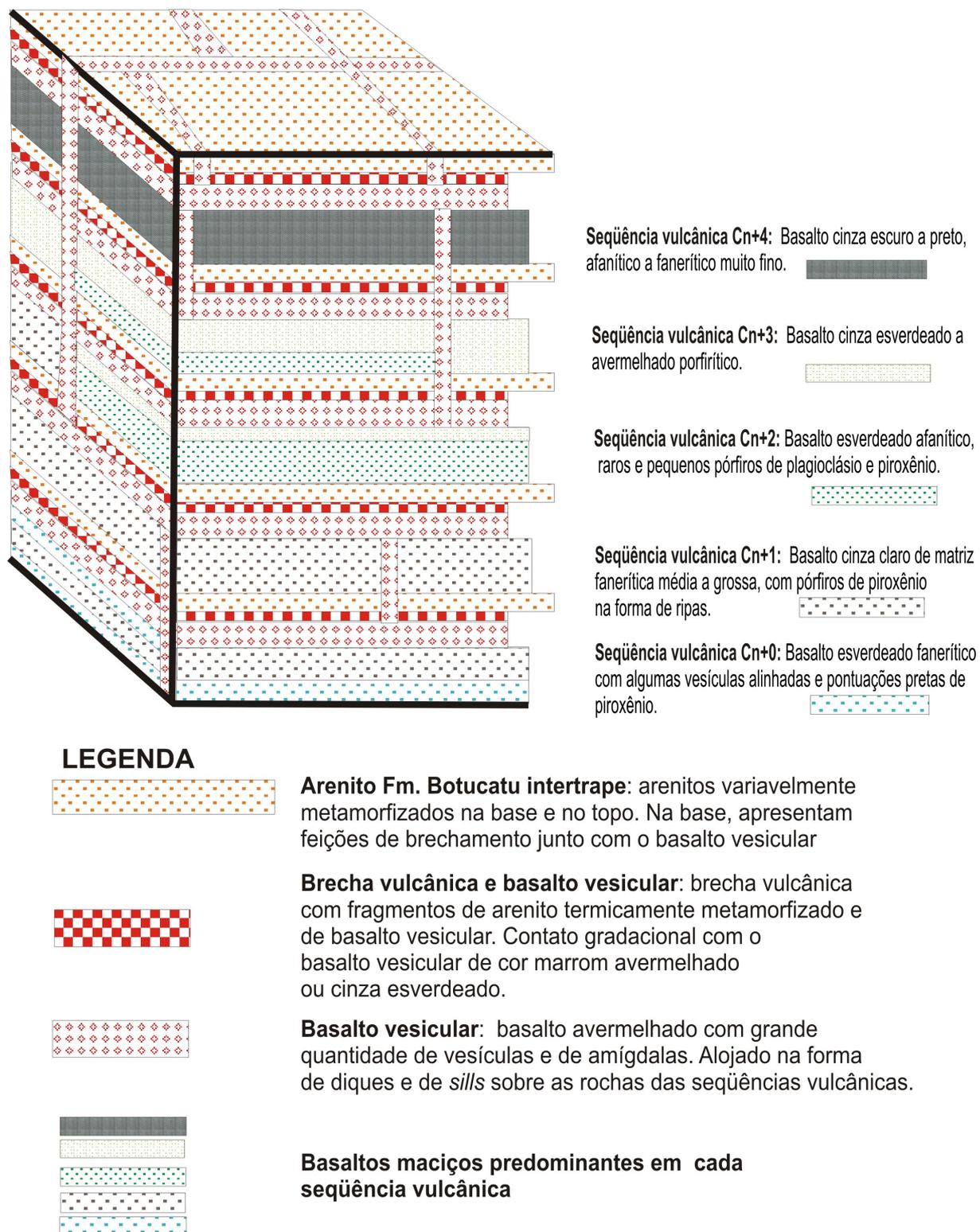


Figura 3.14 – Ilustração 3D da estruturação dos ciclos vulcânicos e das intrusões de basalto vesicular no Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS).

As grandes descontinuidades estruturais foram os locais preferenciais para a injeção de diques e de *sills* de um basalto vesicular altamente vesicular (Fig. 3.15). A identificação de diques, apófises e *sills* de basalto vesicular, em muitos locais contendo fragmentos do basalto maciço encaixante (Fig. 3.15b), mostra a existência de 2 (dois) episódios vulcânicos distintos, semelhante ao que ocorre no Distrito Mineiro de Salto do Jacuí (Strieder & Heemann, 2006):

- i) basaltos maciços de caráter toleítico continental;
- ii) basaltos altamente vesiculares.

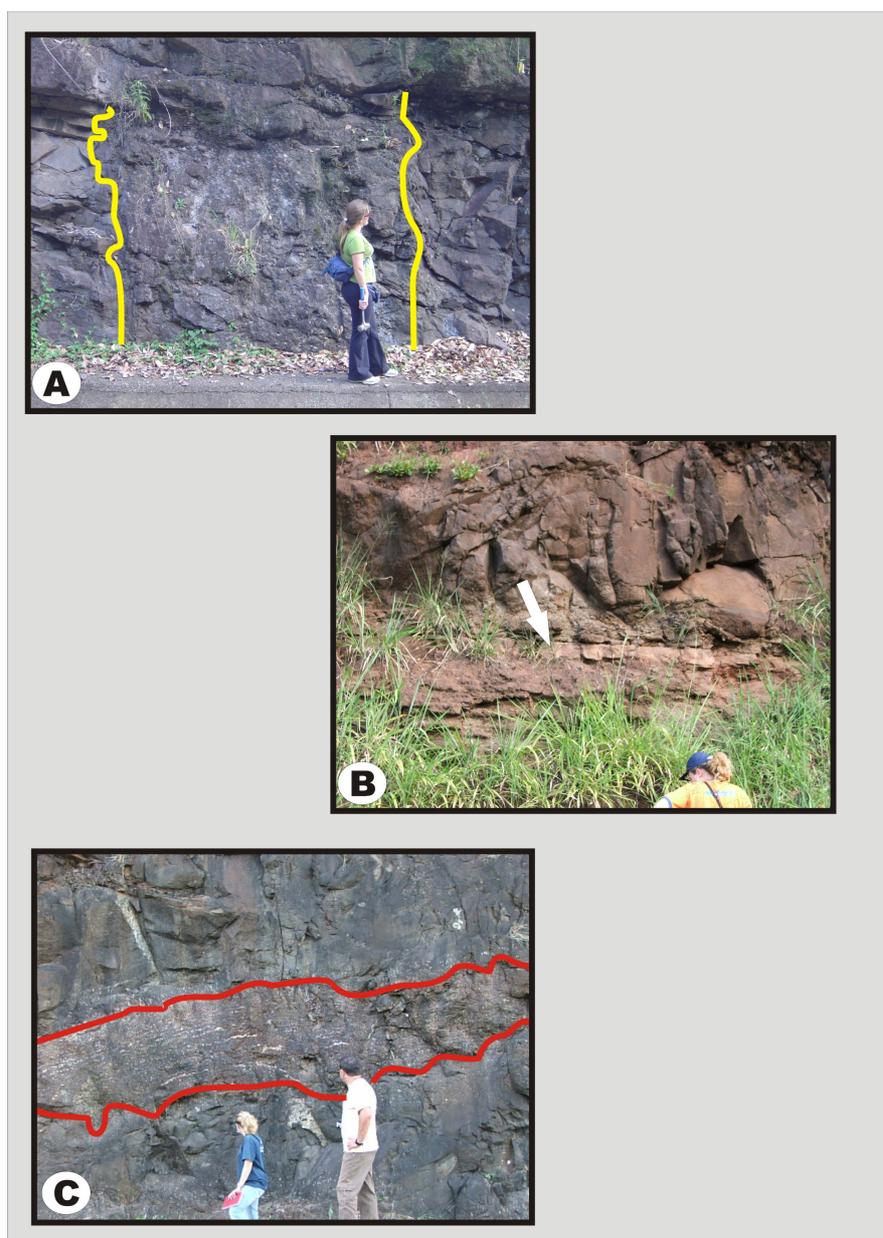


Figura 3.15 – Estruturas intrusivas relacionadas com o alojamento dos basaltos vesiculares sobre os basaltos toleíticos continentais maciços no Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS). A) Dique de basalto vesicular cortando o basalto maciço do Cn+3 (RST-406 Nonoai). B) Apófise do basalto vesicular penetrando em descontinuidade (disjunção horizontal) do basalto maciço (BR-386 Iraí). C) *Sill* ondulado de basalto vesicular penetrando no basalto maciço (BR-386).

A identificação dessas estruturas geológicas coloca a questão do controle dos depósitos de geodos de ametista diante de novos problemas e desafios científicos e tecnológicos. Os modelos de estruturação e diferenciação dos derrames baseados na proposição inicial de Leinz (1949) requerem uma revisão profunda. Alguns desses aspectos foram discutidos por Heemann (2005) e por Strieder & Heemann (2006). Diante das feições geológicas que estão atualmente sendo reveladas pelos trabalhos de detalhe nos diferentes distritos mineiros e regiões de abrangência dos derrames da Fm. Serra Geral, está-se definindo 2 (dois) grandes episódios magmáticos como elementos determinantes na estruturação atual da Fm. Serra Geral. Os elementos geológicos e estruturais de campo são indicadores contundentes dessa relação temporal entre rochas basálticas de diferente natureza. Outro aspecto importante está relacionado com fato dessas feições e relações intrusivas também ocorrerem em outros locais na Fm. Serra Geral: *i)* Distrito Mineiro de Salto do Jacuí (Heemann, 1997, 2005; Strieder & Heemann, 2006) e *ii)* região de Santana do Livramento e Quaraí (Acauan, 2007).

As feições e relações entre os 2 episódios magmáticos conforme se está aqui definindo encontra similar nos derrames de platô da Sibéria (Fedoceev, 2004). Este autor propõe a designação de *sillgenesis* para o processo de intrusão de *sills* e diques de basalto vesicular entre unidades de basalto maciço de caráter continental. Esse processo intrusivo obliterou um grande número de estruturas de base e topo de derrame, que foram formadas durante os eventos de derrame e recobrimentos dos sedimentos eólicos do deserto Botucatu. A mistura de feições iniciais com as feições intrusivas, principalmente o processo de formação de diferentes tipos de brechas vulcânicas, resulta em dificuldades de interpretação mais adequada dos eventos vulcânicos, como pode ser visto na figura 3.14 anterior.

As implicações desses 2 (dois) episódios magmáticos no processo de mineralização dos geodos de ametista no Distrito Mineiro de Ametista do Sul ainda devem ser avaliadas. Strieder & Heemann (2006) discutem as várias proposições existentes em relação às feições da mineralização de geodos de ágata no Distrito Mineiro de Salto do Jacuí (RS). No entanto, as diferenças das estruturas mineralizadas em ambos os distritos mineiros são marcantes. Esses aspectos serão discutidos mais detalhadamente no Capítulo 5 desta dissertação.

3.4 GEOQUÍMICA DOS DERRAMES RELACIONADOS COM A MINERALIZAÇÃO

As rochas vulcânicas da Formação Serra Geral foram caracterizadas segundo Bellieni *et al.* (1984b) pelas várias associações de rochas básicas e ácidas com diferentes texturas e características geoquímicas. Amostras dos ciclos mineralizados (Cn+2 e Cn+3) foram analisadas com o objetivo de determinar as suas características químicas com relação aos elementos maiores, traços e terras raras.

Para a análise geoquímica das amostras deste trabalho, foi utilizado o método ICP (*Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry*). Neste método, a amostra passa por um processo de ionização com ácidos, para liberar os elementos químicos da estrutura cristalina.

Cada elemento químico presente na solução produz um espectro característico, onde a intensidade das linhas espectrais é proporcional à quantidade de cada elemento presente. Essa técnica permite a determinação dos elementos químicos dos minerais constituintes de rochas e de vários elementos traços importantes (Juchem, 1999).

Foram coletadas 12 amostras representativas nas zonas mineralizadas do DMAS pertencendo aos ciclos vulcânicos Cn+2 (triângulo verde) e Cn+3 (bola vermelha). Estas amostras foram processadas no ACME Analítical Laboratories LTD, em Vancouver (Canadá). Segundo o critério da empresa foram analisados os elementos químicos dos grupos 4A, 4B e 1DX. O grupo 4A corresponde aos elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , MnO , Cr_2O_3), Ni e Sc. Já o grupo 4B corresponde aos elementos (Ba, Be, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Zr, Y) e aos elementos terras raras e o grupo 1DX corresponde aos seguintes elementos (Mo, Cu, Pb, Zn, Ni, As, Cd, Sb, Bi, Ag, Au, Hg, Tl, Se). As amostras do grupo 4A e 4B foram preparadas em uma fusão em solução de $\text{LiBO}_2/\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ e as suas análises foram feitas por ICP-ES e ICP/MS respectivamente. E o grupo 1DX foi preparado por lixiviação com 3 ml 2-2-2 HCL-HNO₃-H₂O e analisado por ICP-MS.

Para o tratamento destes dados e geração dos diagramas foi utilizado o software MINPET 2.02 (1997). Os resultados obtidos serão plotados no diagrama TAS (total de elementos alcalinos *versus* sílica) para a classificação química segundo Cox *et al.* (1979), e sílica *versus* $\text{Zr}/\text{TiO}_2 \times 0.0001$ (Winchester & Floyd, 1977) (Figs. 3.16 e 3.17).

Os resultados dos elementos maiores nestas amostras permitem caracterizar os litotipos como rochas basálticas (SiO_2 abaixo de 53 % e alto Ti ($\text{TiO}_2 > 2\%$)).

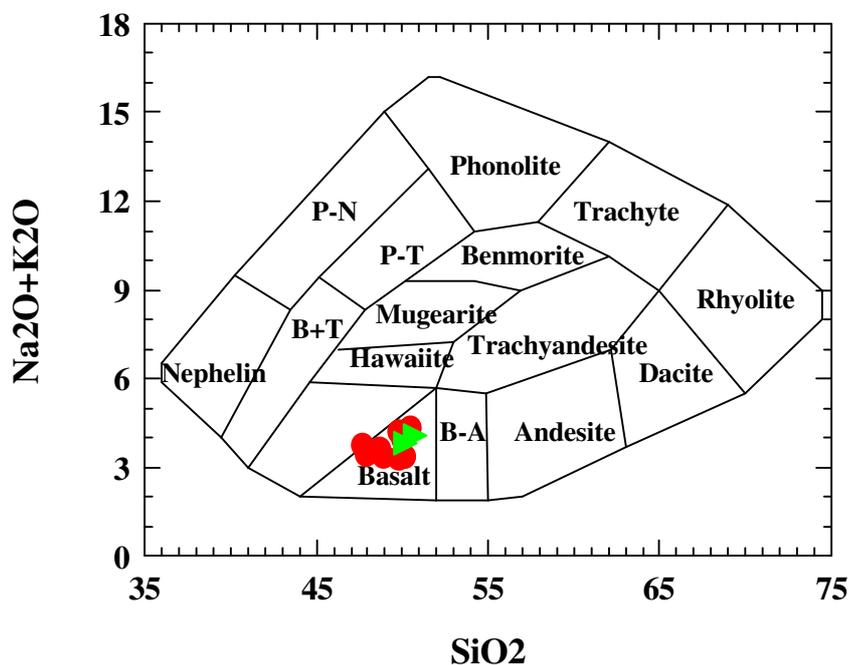


Figura 3.16 – Diagrama álcalis versus sílica de Cox *et al.* (1979) mostrando a classificação das rochas vulcânicas do DMAS (RS). Amostras Cn+2 (triângulo verde) e Cn+3 (bolas vermelhas).

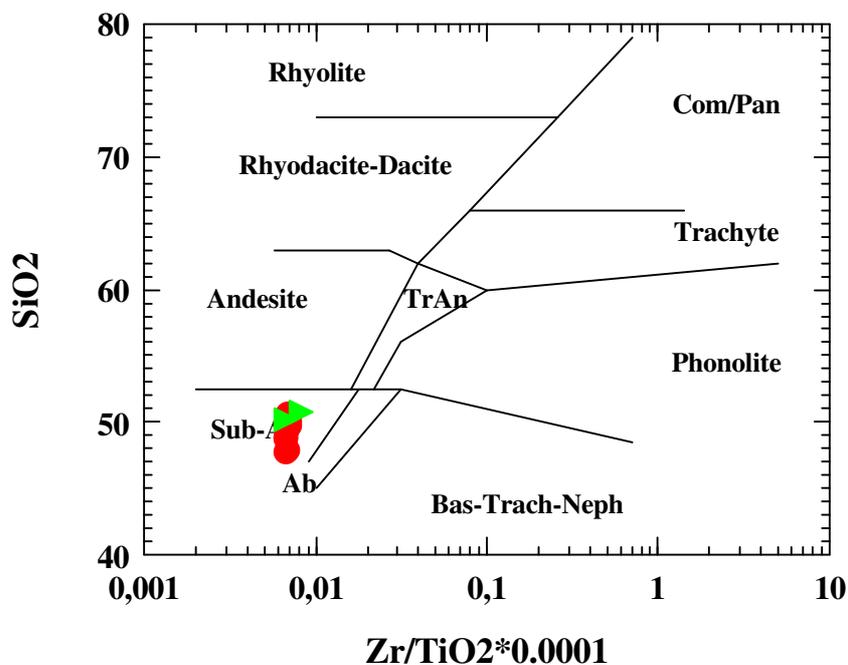


Figura 3.17 – Diagrama sílica versus $\text{Zr}/\text{TiO}_2 \times 0.0001$ (Winchester & Floyd, 1977) para a classificação das rochas vulcânicas do DMAS (RS). Amostras Cn+2 (triângulo verde) e Cn+3 (bolas vermelhas).

Os derrames analisados na região são, de acordo com o diagrama álcalis *versus* sílica (Irvine & Baragar, 1971), subalcalinos (baixo potássio, Fig. 3.18). A figura 3.19 do diagrama AFM (álcalis, ferro e magnésio) de Irvine & Baragar (1971), confirma que estes basaltos têm afinidade química toleítica. Na figura 3.19 as amostras apresentam um relativo enriquecimento em Fe aproximando dos termos ferro basaltos (Wilson, 1989)

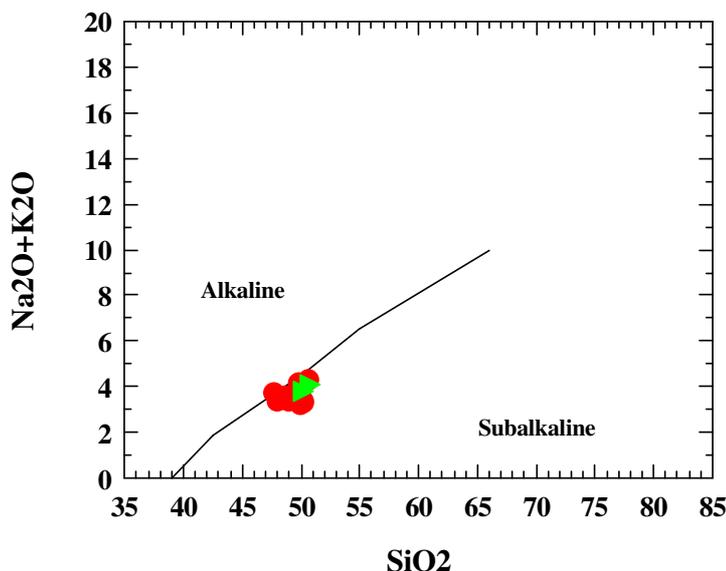


Figura 3.18 – Diagrama álcalis *versus* sílica (Irvine & Baragar, 1971) definindo os limites alcalino e subalcalino. Amostras Cn+2 (triângulo verde) e Cn+3 (bolas vermelhas).

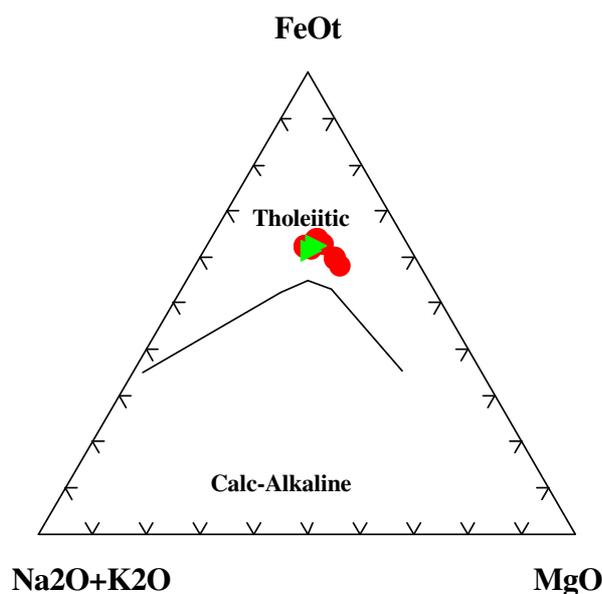


Figura 3.19 – Diagrama ternário AFM ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ -FeOt-MgO) de Irvine & Baragar (1971) para as amostras do DMAS. Amostras Cn+2 (triângulo verde) e Cn+3 (bolas vermelhas).

O ciclo vulcânico Cn+2 aflora nas cotas entre 300-330 m, constituindo um basalto maciço de textura afanítica esverdeado, apresentando raros geodos e vesículas de diferentes tamanhos. Já o ciclo Cn+3 representa o basalto portador de geodos, principalmente no horizonte mineralizado superior entre as cotas de 410-440 m. É um basalto maciço porfirítico cinza esverdeado com disjunção horizontal bastante preservada.

Segundo Bellieni *et al.* (1984b) e Mantovani *et al.* (1985), as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, podem ser subdivididas em dois grupos, baseado em teores de TiO_2 e P_2O_5 :

- suíte baixo fósforo e titânio (**LPT**), onde $TiO_2 < 2wt\%$ e $P_2O_5 < 0.35wt\%$;
- suíte alto fósforo e titânio (**HPT**), onde $TiO_2 > 3wt\%$ e $P_2O_5 > 0.40wt\%$.

Baseado não somente nos teores de TiO_2 , mas também no conteúdo de Sr e de razões Ti/Y e Zr/Y, Peate (1989) e Peate *et al.* (1990, 1992), classificaram as rochas vulcânicas em seis tipos magmáticos diferentes (Urubici, Pitanga, Paranapanema, Ribeira, Gramado e Esmeralda), conforme tabela 3.2.

Os basaltos da região de Ametista do Sul são do tipo alto titânio e fósforo, com teores percentuais em peso de TiO_2 entre 0,6 e 3,64 % e de P_2O_5 entre 0,09 e 0,62 %. De acordo com a classificação de Peate (1992), os ciclos vulcânicos da área de estudo são semelhantes ao tipo químico Paranapanema. Gomes (1996) mostra que nesta região não há rochas com baixo Ti, sendo os derrames classificados como do tipo Pitanga e Paranapanema. Segundo Scopel (1997), dos derrames mineralizados que Gomes (1996) dividiu, o derrame de estudo (aproximadamente 430m) é do tipo Paranapanema.

Tabela 3.2 – Parâmetros químicos das rochas básicas da Formação Serra Geral, (modificado de Peate *et al.*, 1992).

Tipo Magma	SiO ₂ %	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %	Ti/Y(ppm)	Zr/Y(ppm)	Sr (ppm)
Urubici (HTi)	>49	>3,3	>0,45	>500	>6,5	>550
Pitanga	>47	>2,8	>0,35	>350	>5,5	>350
Paranapanema	48-53	1,7-3,2	0,2-0,8	>350	4,0-7,0	200-450
Ribeira (LTi)	49-52	1,5-2,3	0,15-0,50	>300	3,5-7,0	200-375
Esmeralda	48-55	1,1-2,3	0,1-0,35	<330	2,0-5,0	<250
Gramado	49-60	0,7-2,0	0,05-0,40	<330	3,5-6,5	140-400

O diagrama binário de MgO *versus* SiO₂ (Fig. 3.20), K₂O *versus* SiO₂ (Fig. 3.21) apresentam uma distribuição independente destes elementos nas amostras analisadas. O diagrama binário CaO *versus* MgO (Fig. 3.22) mostra uma correlação positiva destes elementos, sugerindo a cristalização de clinopiroxênio e de plagioclásio durante a cristalização fracionada ou fusão parcial.

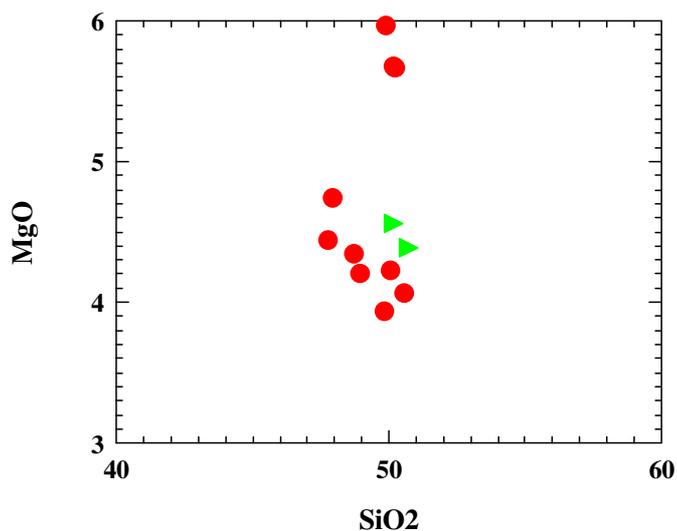


Figura 3.20 – Diagrama binário de MgO *versus* SiO₂ nas rochas vulcânicas do DMAS (RS). Amostras Cn+2 (triângulo verde) e Cn+3 (bolinhas vermelhas).

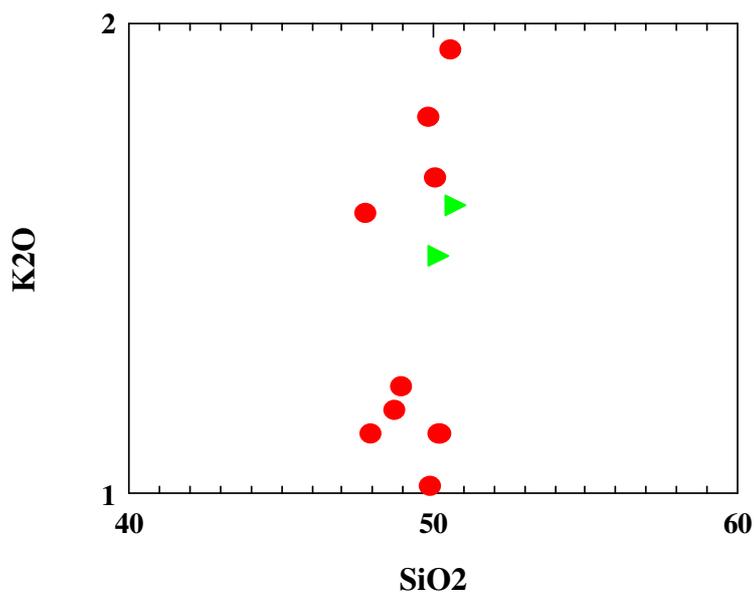


Figura 3.21 – Diagrama binário K₂O *versus* SiO₂ nas rochas vulcânicas do DMAS (RS). Amostras Cn+2 (triângulo verde) e Cn+3 (bolinhas vermelhas).

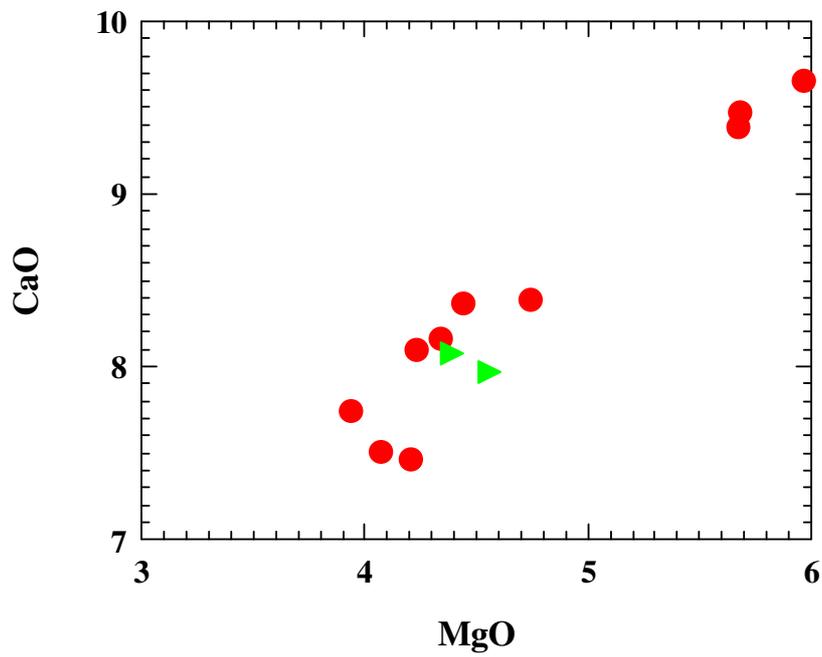


Figura 3.22 – Diagrama binário CaO *versus* MgO mostrando uma correlação positiva entre os valores desses elementos no DMAS (RS). Amostras Cn+2 (triângulo verde) e Cn+3 (bolas vermelhas).

CAPÍTULO 4

Análise Estrutural do Distrito Mineiro de Ametista do Sul

A Formação Serra Geral é caracterizada por derrames de rochas vulcânicas que apresentam diferentes estruturas deformacionais (juntas, falhas e zonas de fraturas) e estruturas primárias geradas pelo escoamento e resfriamento da lava. Todas estas estruturas constituem locais preferenciais para a erosão e geram um relevo distinto e característico para a região (Hemmann, 2005).

O mapeamento estrutural de detalhe foi realizado nos garimpos de Ametista do Sul, em pedreiras das cidades de Frederico Westphalen, Caiçara e Planalto e em perfis realizados ao longo de rodovias nas regiões de Nonoai, Ametista do Sul, Frederico Westphalen, Iraí e Rodeio Bonito. O principal objetivo deste mapeamento é analisar e modelar os principais condicionantes geológicos que estão relacionados aos sistemas de falhas e fraturas da região, bem como as suas relações com os depósitos de ametista e outros minerais gemológicos presentes no Distrito Mineiro de Ametista do Sul. As bases e os resultados preliminares desse mapeamento foram apresentados por Amorim & Strieder (2005).

4.1 CARACTERÍSTICAS GERAIS E METODOLOGIA UTILIZADA NA ANÁLISE ESTRUTURAL

Um maciço rochoso pode ser submetido a diferentes tipos de tensões (compressivas e/ou distensivas), em diferentes direções. O tipo de tensão atuante sobre o maciço determinará a orientação das estruturas deformacionais, enquanto a diferença de magnitude entre as direções de tensões e as taxas de aplicação das tensões implicará no padrão geométrico dessas estruturas. Um maciço rochoso, quando submetido a um campo tensional, pode apresentar comportamentos

diferenciados, que estarão relacionados com a composição e estruturação litológica do maciço, pressão litostática, temperatura, entre outros fatores. Em geral, um maciço pode passar por um, ou por mais de um dos três estágios de deformação: frágil, frágil-dúctil e dúctil (Fig. 4.1).

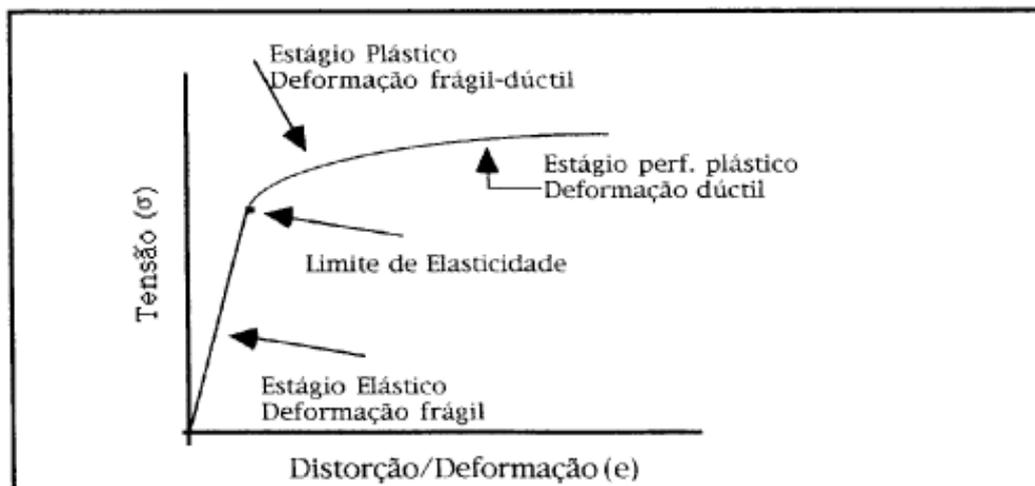


Figura 4.1 – Estágios de deformação que um maciço rochoso pode desenvolver (modificado de Hobbs *et al.*, 1976).

No estágio frágil, as rochas submetidas a um campo tensional desenvolvem rupturas por quebra da coesão, o que resulta na formação de estruturas deformacionais como as fraturas. Além disso, se a rocha for submetida a uma pequena magnitude de tensão e uma baixa pressão confinante, haverá a formação de fraturas denominadas de trativas, que são paralelas à direção de compressão. À medida que se aumenta a magnitude da tensão aplicada, a pressão confinante e/ou a temperatura, essas rochas podem desenvolver um par conjugado de fraturas denominado de fraturas de cisalhamento (Fig. 4.2).

Costa (1980) comenta que o comportamento de um maciço rochoso, quando submetido a um campo de tensões no estágio frágil, é idêntico ao comportamento de um bloco de rocha submetido a ensaios de compressão uniaxial e triaxial. Nesses ensaios, as estruturas geradas nos blocos são de dois tipos: estruturas trativas e de cisalhamento.

Dune & Hancock (1994) descrevem a formação de diferentes estruturas frágeis geradas num maciço rochoso submetido a diferentes campos tensionais. Esses autores descrevem a formação de três conjuntos de fraturas principais

denominadas de: extensão, cisalhamento e híbridas (Fig. 4.3). Segundo Costa (1980, 1982), as melhores estruturas são as fraturas de tração, que tendem a serem abertas, enquanto as fraturas de cisalhamento, em geral, são estruturas planares fechadas.

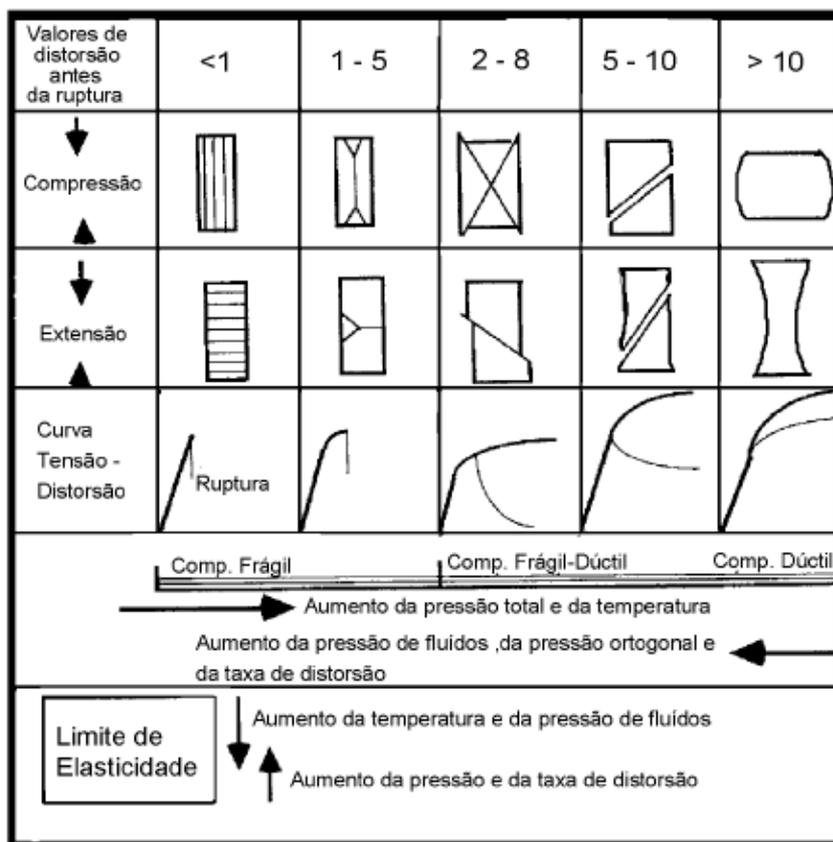


Figura 4.2 – Mudança de comportamento dos materiais geológicos de acordo com as diferentes condições a que são submetidos os maciços rochosos (modificado de Hobbs *et al.*, 1976).

As estruturas deformacionais identificadas no Distrito Mineiro de Ametista do Sul são essencialmente de natureza frágil. Nessas condições, a análise estrutural das zonas de fratura foi dividida em três etapas: 1) análise geométrica, 2) análise dinâmica e 3) análise cinemática.

O objetivo da análise geométrica no Distrito Mineiro de Ametista do Sul é definir a geometria das estruturas, possíveis diferenciações das zonas de fratura ao longo da região ou dos ciclos vulcânicos relacionados com o basalto mineralizado e em que grau essas estruturas afetam a distribuição dos geodos. O controle estrutural dos depósitos é baseado na relação geométrica entre elementos lineares (amígdalas

cilíndricas ou "alongadas" e vesículas; estrias de deslizamento), elementos planares (diques de arenito, zonas de fratura, veios de ágata-quartzo-ametista), entre outros elementos estruturais.

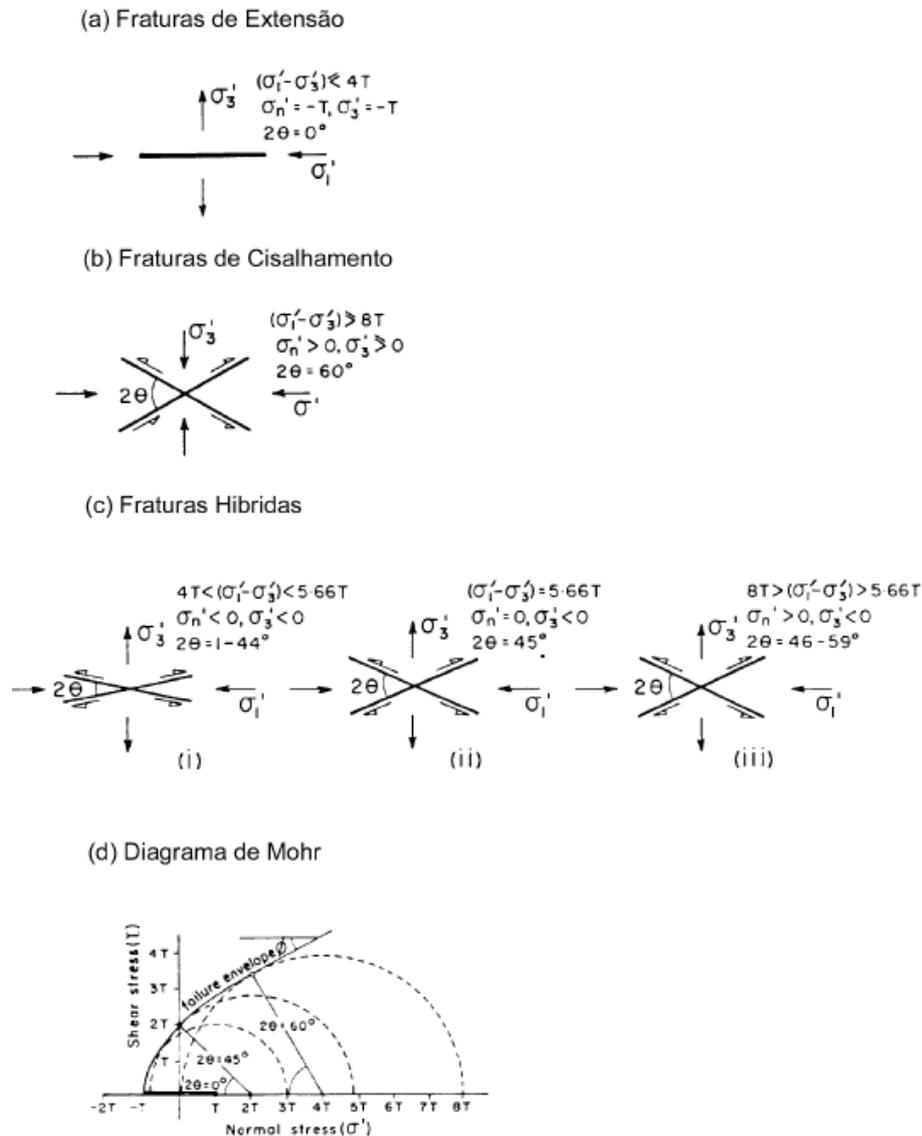


Figura 4.3 – Condições de tensão durante a formação de fraturas: (a) fraturas de extensão, (b) fraturas de cisalhamento, (c) três classes de juntas híbridas. Os círculos sequenciais de Mohr em (d) representam o processo de formação das fraturas (modificado de Dune & Hancock, 1994).

A análise cinemática é realizada a partir da orientação espacial das estrias de deslizamento e dos planos de fratura correspondentes (Figura 4.4). As estrias de deslizamento foram medidas em alguns garimpos e na grande maioria em pedreiras, por estarem mais bem preservadas. Esta análise foi baseada na metodologia proposta por Angelier & Mechler (1977) para as atitudes das estrias e dos planos de

fratura. As estrias de deslizamento das falhas são definidas como estruturas lineares, geralmente feições não penetrativas, isto é, não é um elemento de fabrica da rocha (Hobbs *et al.*, 1976).



Figura 4.4 – Fotos mostrando as estrias (setas amarelas) e os degraus (setas brancas) contidos no plano de falha, no Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS). As estrias indicam a direção do deslocamento e os degraus indicam o sentido, que neste exemplo é dextral.

O método definido por Angelier & Mechler (1977) é um método gráfico baseado nos diedros retângulos que definem os possíveis campos de compressão e de tração que atuaram para movimentar o maciço rochoso (Figura 4.5). É necessária a utilização das medidas da atitude do plano de falha, atitude da estria de deslizamento contida no plano de falha, sentido de deslocamento do plano de falha e arranjo geométrico dos planos de falha, conforme as etapas descritas abaixo:

- ❖ primeiramente plota-se a atitude do plano de falha e das estrias contendo direção, mergulho e sentido de deslocamento em *overlays* sobre a rede estereográfica de Schmidt. Cada uma destas medidas deve ser plotada em um *overlay* diferente;

- ❖ a atitude da estria deve estar contida no plano de falha. O pólo desta estria é designado Ponto A e o pólo do plano de falha como Ponto C;
- ❖ ortogonalmente ao Ponto A, ao longo do plano de falha, localiza-se o Ponto B. Unindo-se os pontos B e C, temos um plano chamado de plano auxiliar (PA), que, junto com o plano de fratura, divide o estereograma em quatro setores. Com o sentido de movimento do plano de falha (dextrógiro ou levógiro), são definidos os setores onde estão localizados os tensores de compressão (σ_1) e de tração (σ_3);
- ❖ a partir dos diversos *overlays* produzidos para cada plano de falha com seus respectivos setores, é realizada uma superposição dois a dois dos diagramas, visando uma redução dos campos de compressão e de tração. Assim, é determinada a melhor localização dos tensores σ_1 , σ_2 e σ_3 ;
- ❖ o eixo intermediário de tensão σ_2 é o pólo do meridiano formado pela união dos eixos σ_1 e σ_3 ;
- ❖ com as áreas reduzidas, materializa-se o eixo principal de tensão σ_1 . Por exemplo: no centro do campo de compressão restante. Repete-se esta operação para o eixo de tensão σ_3 no campo de tração restante;
- ❖ gira-se o *overlay* para definir um meridiano que contenha os dois eixos de tensão (σ_1 e σ_3), mas estes devem estar a 90° um do outro, medido sobre o meridiano que os une.

A análise dinâmica, por sua vez, correlaciona os dados obtidos entre as análises geométricas e cinemáticas. Essa correlação permite avaliar a distribuição regional das tensões que formaram as zonas de fratura e permite interpretar as relações entre a deformação frágil imposta ao Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS) e os processos de mineralização que aí ocorreram.

4.2 ANÁLISE GEOMÉTRICA

O objetivo da análise geométrica é identificar e caracterizar as superfícies deformacionais que se apresentam sobre os basaltos da região de estudo e definir os *trends* estruturais relacionados ao basalto mineralizado com os geodos de ametista.

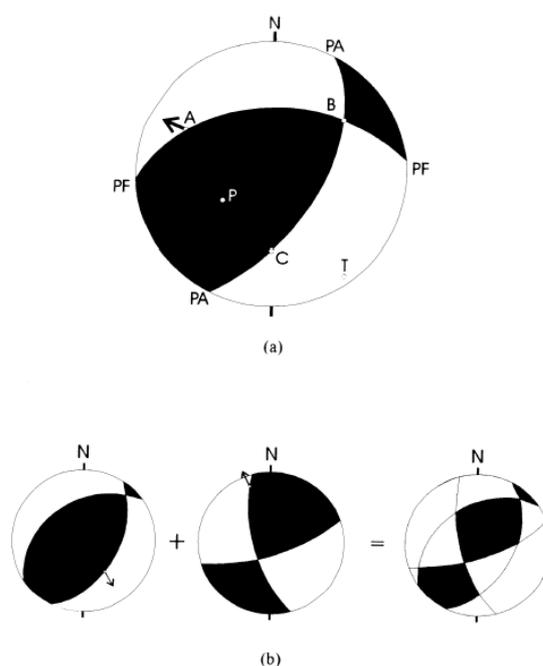


Figura 4.5 – Representação do método dos diedros retângulos de Angelier & Mechler (1977). Em (a) está representado o traçado do plano de fratura, do indicador cinemático e sentido de movimento, o plano auxiliar e os quatro setores equivalentes (as regiões de compressão são pintadas de preto e as de extensão de branco). Em (b) a superposição dos diagramas de várias medidas possibilita uma determinação estatística das localizações dos eixos de tensão.

O mapeamento estrutural de detalhe inclui a orientação de diques areníticos (Fig. 4.6), tipos de fraturas, geodos alongados (Fig. 4.7) e vesículas esféricas, em forma de gota e alongadas (Fig. 4.8), que foram medidos nos garimpos em Ametista do Sul e ao longo de perfis realizados na região. Esta análise foi executada em três etapas: caracterização, aquisição e interpretação de dados.

Para essa caracterização estrutural, foram realizados 4 perfis geológicos e mapeamento em detalhe de 15 garimpos com suas diversas frentes de lavra. Os garimpos mapeados localizam-se próximo à sede do Município de Ametista do Sul. Os perfis geológico-estruturais foram realizados entre as localidades de Nonoai - Planalto, Frederico Westphalen - Iraí, Frederico Westphalen - Ametista do Sul e Ametista do Sul - Rodeio Bonito, dentro da abrangência do Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS).

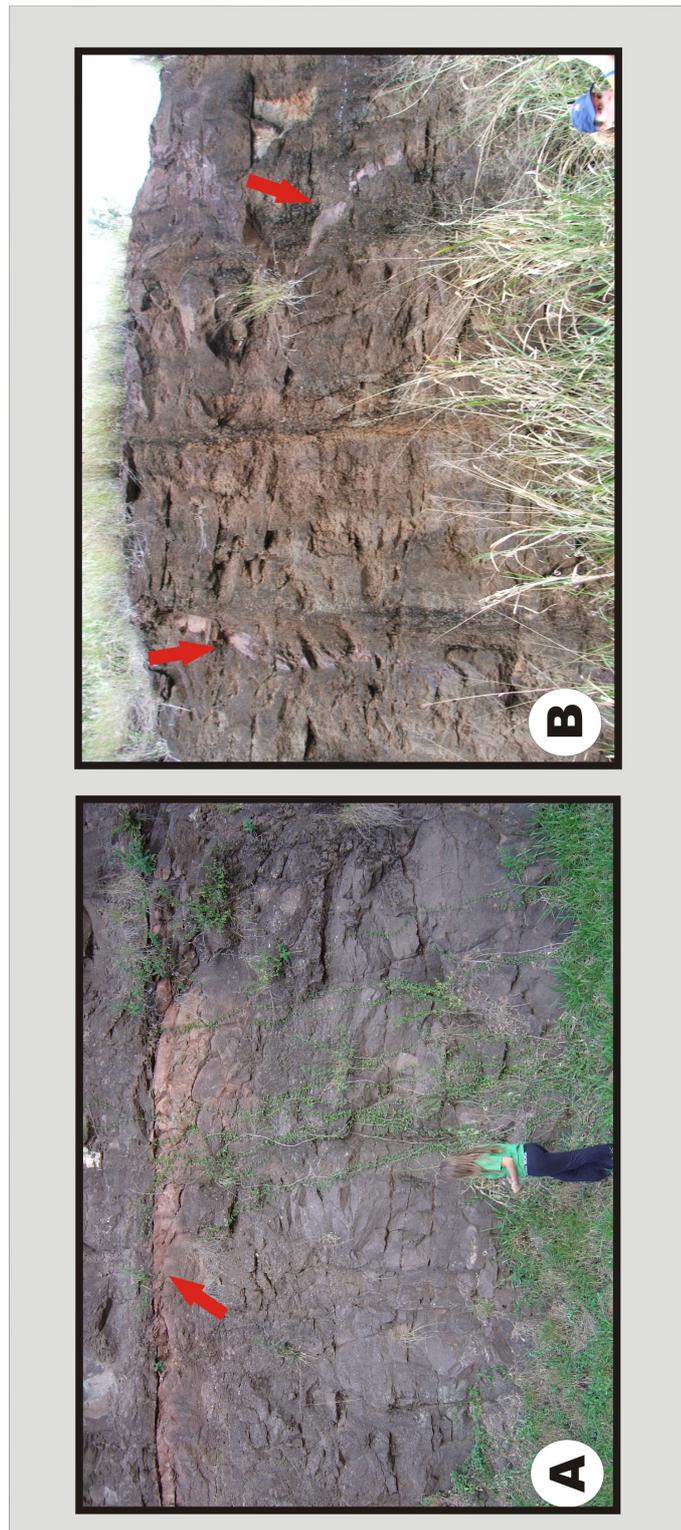


Figura 4.6 – A) *Sill* de arenito no basalto vesicular e B) Diques de arenito que cortam o basalto maciço no Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS).

Os diques são constituídos por arenito fino com dimensões de 2 a 3 cm, podendo chegar a 10 cm (Fig. 4.6); raramente alcançam espessuras acima de 50 cm. Os diques de arenito penetram tanto no basalto vesicular, quanto no basalto maciço, e podem apresentar fragmentos de rochas encaixantes.



Figura 4.7 – Geodos alongados de ametista que ocorrem no Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS).

Nos garimpos, as vesículas estão presentes no basalto vesicular, localizado imediatamente acima e abaixo do basalto maciço mineralizado. As vesículas possuem forma esférica na sua grande maioria e, em menor quantidade, na forma de gota. Elas apresentam espessuras variadas, desde milimétricas até centimétricas e estão preenchidas por ágata, quartzo, celadonita e arenito. Essas vesículas representam bolhas de gás aprisionadas durante o processo de resfriamento do

magma. Em raros afloramentos, foram encontradas vesículas alongadas verticalmente denominadas de vesículas do tipo *pipe* (Gomes, 1996): são vesículas paralelas umas às outras e apresentam tamanho desde 0,5 cm até 12 cm (Fig. 4.8). As vesículas do tipo *pipe* são interpretadas como traços deixados pela ascensão de bolhas de gás, que resultam da interação da lava com água superficial na base do derrame, indicando que a lava incorporou quantidades limitadas de água na forma de vapor (McMillan *et al.*, 1989). Tanto as vesículas em gota como as alongadas podem indicar o sentido aparente do fluxo magmático.

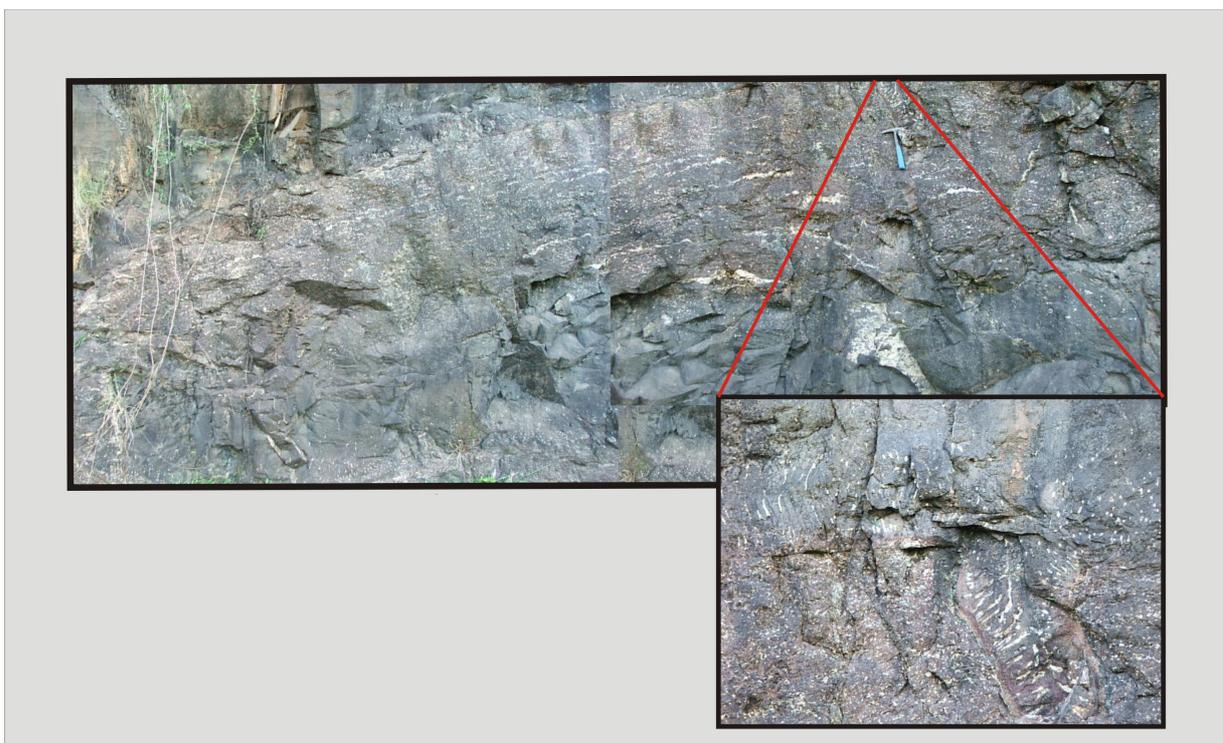
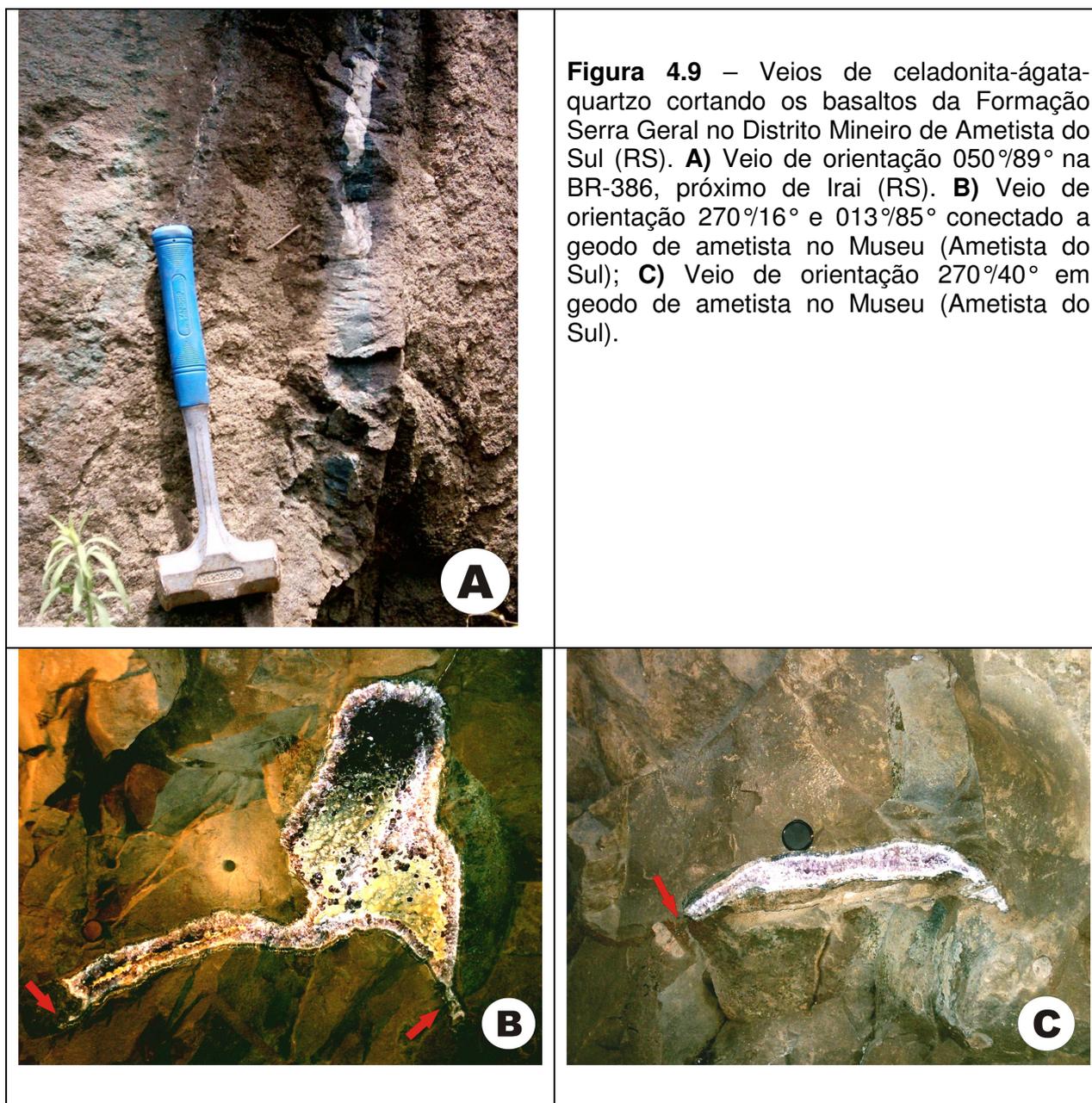


Figura 4.8 – Vesículas alongadas e no detalhe vesículas tipo *pipe* presentes no basalto vesicular do Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS). Afloramento na BR 386.

As fraturas, de um modo geral no Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS), estão relacionadas com a mineralização nos geodos de ametista, pois muitas delas estão preenchidas pelos mesmos minerais que compõem os geodos: celadonita, calcita, ágata e quartzo (Fig. 4.9). Essas fraturas preenchidas ocorrem mais freqüentemente no basalto mineralizado do principal nível atualmente em extração (nível superior); porém, podem ser encontradas em qualquer um dos derrames que compõem o Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS). Nos garimpos de geodos de ametista, finas fraturas preenchidas por materiais argilosos, óxidos de ferro e,

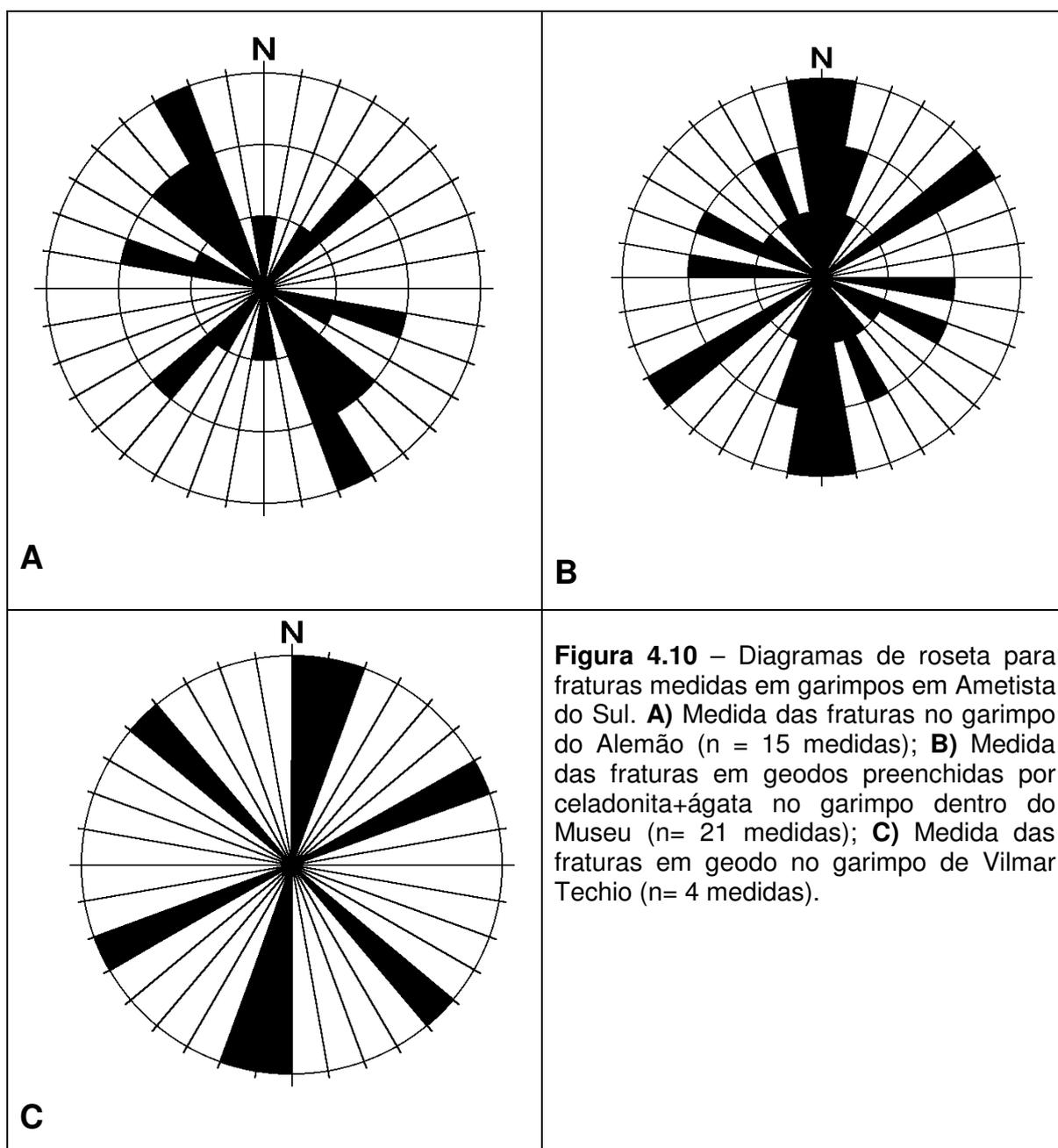
principalmente, ágata, celadonita e calcita são usadas como guias de prospecção pelos garimpeiros.

A figura 4.10 apresenta os diagramas de roseta, evidenciando a orientação espacial desse tipo de fratura preenchida pelos minerais da paragênese componente dos geodos de ametista. O tratamento destes dados foi realizado no programa StereoNet.



As fraturas observadas na região do Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS) podem estar presentes como conjuntos formados por poucos planos de fratura (Fig. 4.11a), ou como largas zonas de fratura formadas por muitos planos (Fig. 4.11b). Em

raros casos, a intensidade de fraturamento desenvolveu uma estrutura que se aproxima à clivagem de fratura (Fig. 4.11c e 4.11d). Essas situações definem a intensidade do processo de formação das diferentes zonas de fratura que cortam o Distrito Mineiro de Ametista do Sul.



Além disso, as zonas de fratura mostram padrões geométricos característicos, que inter-relacionam os diversos tipos de fratura formados durante o processo de ruptura frágil. Os padrões mais característicos observados no Distrito Mineiro de Ametista do Sul são: a) ortogonal (Fig. 4.12a) e b) ramificado (Fig. 4.12b).

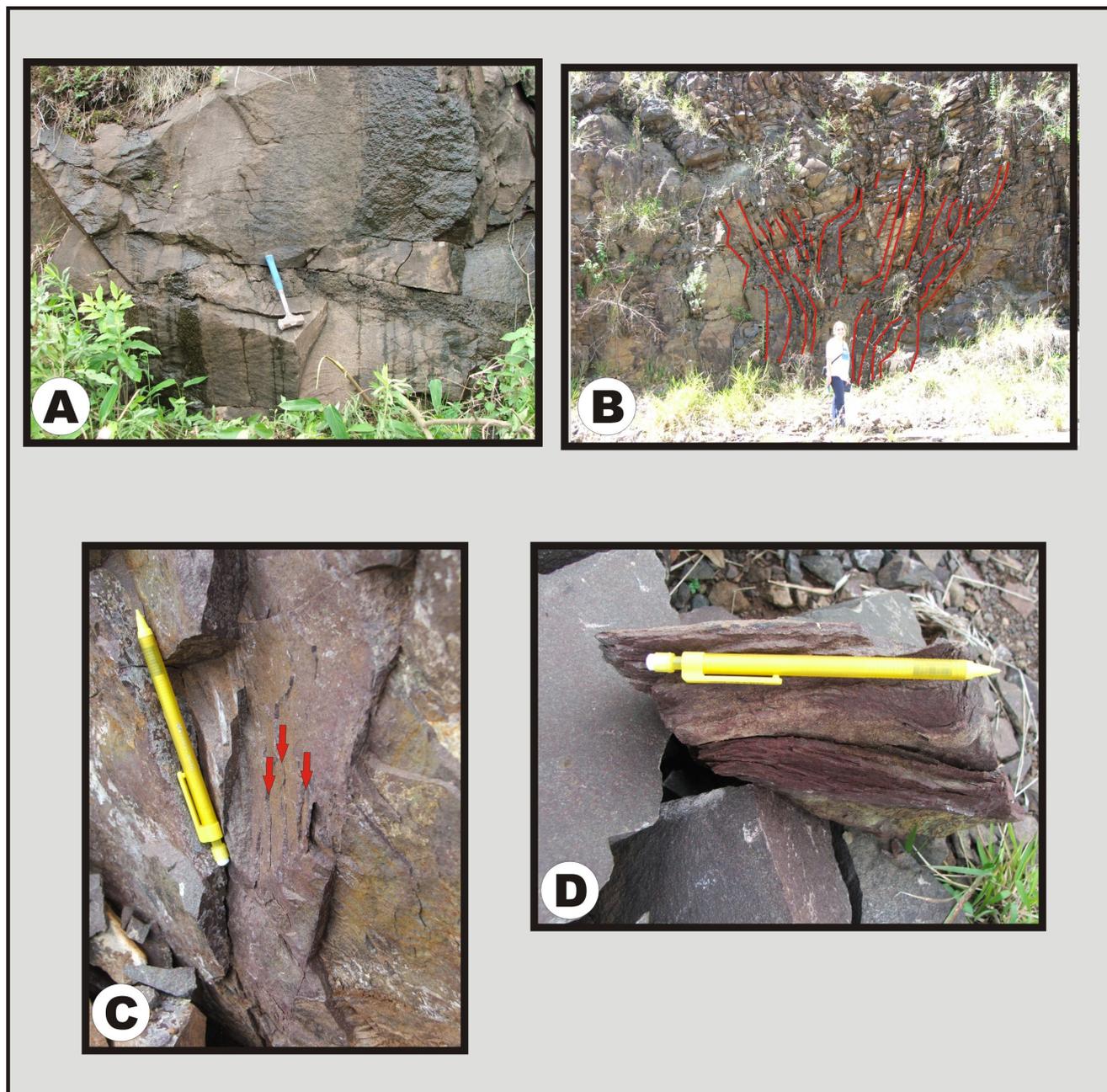


Figura 4.11 – Características das zonas de fratura no Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS). A) Zonas de fratura com poucos planos; B) Zonas de fratura formadas por muitos planos; C) e D) Clivagem de fratura desenvolvida em zona de alta intensidade de fraturamento.

4.3 ANÁLISE CINEMÁTICA

A análise cinemática foi realizada a partir das medidas de atitudes de indicadores de movimento identificados nos garimpos, pedreiras e em alguns afloramentos no Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS). Os indicadores de

movimento aqui analisados são as estrias de deslizamento (*slicken-lines*), que indicam o sentido de movimento dos blocos de falha.

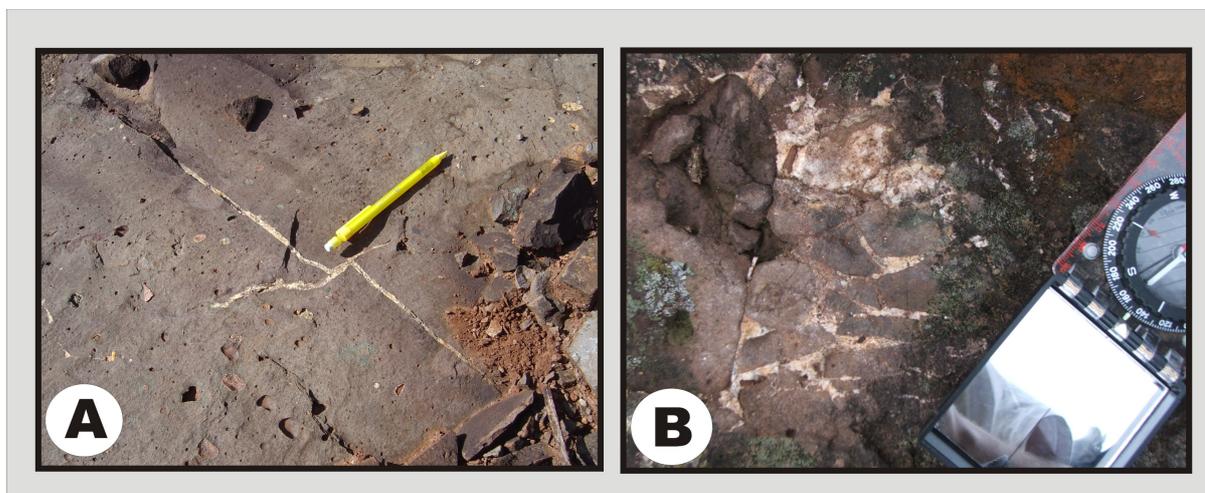


Figura 4.12 – Padrões geométricos de zonas de fratura mais característicos observados no Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS). A) Padrão ortogonal. B) Padrão ortogonal e ramificado.

A determinação dos campos paleotensionais foi efetuada através do método dos Diedros Retângulos proposto por Angelier & Mechler (1977). A maior parte do processamento dos dados estruturais foi realizada com o auxílio do *software* StereoNet; porém, a parte principal da determinação dos campos paleotensionais foi realizada manualmente.

As medidas estruturais (plano de falha e correspondente estria de deslizamento) foram coletadas em garimpos e pedreiras no Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS), conforme mostra a figura 4.13 a seguir. Os conjuntos de dados estruturais foram agrupados em seções geológicas situadas nas porções sul, leste e oeste do Distrito Mineiro de Ametista do Sul (Tab. 4.1). Esses dados estruturais foram posteriormente reagrupados em conjuntos distintos conforme a análise cinemática era procedida.

As medidas estruturais foram dispostas em histogramas circulares de frequência de fraturas para análise e determinação dos agrupamentos de falhas segundo áreas que apresentam os mesmos sentidos de movimento (dextrógiro e levógiro). A existência de fraturas com distintos movimentos dentro de uma mesma família/grupo é evidencia da ocorrência de dois grupos distintos de medidas e, possivelmente, de dois campos paleotensionais superpostos. Dependendo dos sentidos de movimentação das falhas, as medidas foram separadas em dois

conjuntos (conjunto 1 e 2). A partir disso, foram elaborados os histogramas circulares de frequência para cada conjunto separadamente e, nestes histogramas, definidas as fraturas classificadas segundo Riedel (1929); esses histogramas, então, permitem definir uma orientação aproximada para σ_1 e σ_3 (os vetores compressivos e trativos, respectivamente). Os diferentes conjuntos de fratura em cada área de mapeamento permitiram a determinação dos campos de paleotensão.

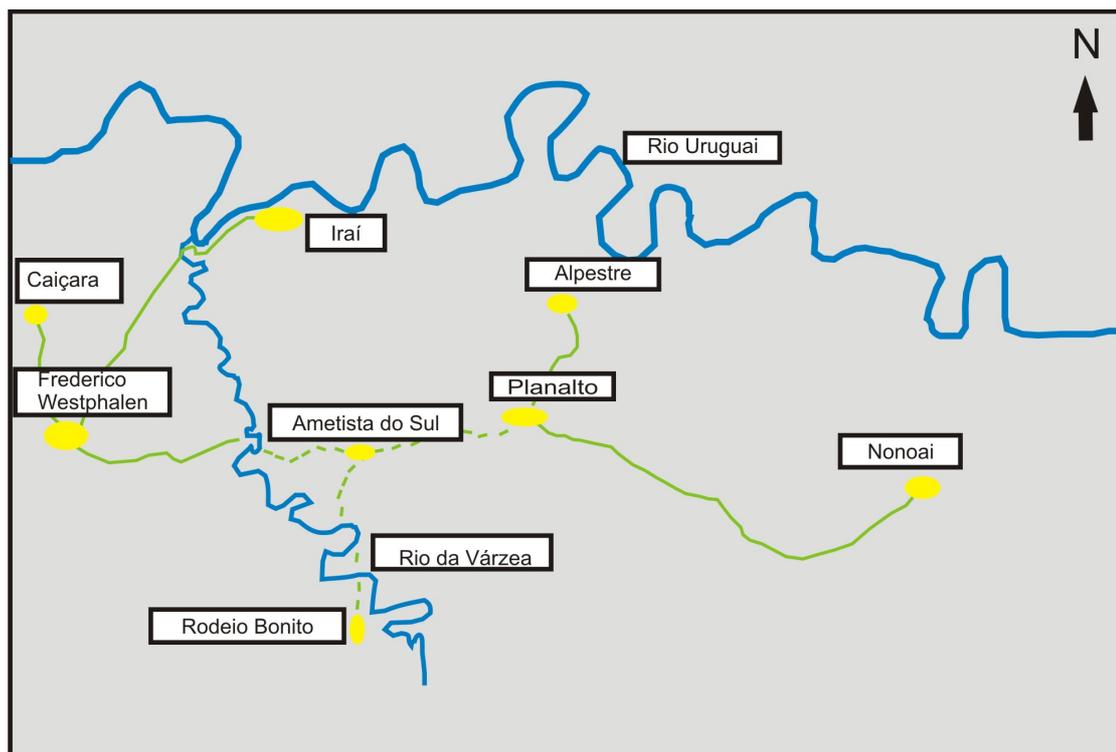


Figura 4.13 – Mapa de localização das áreas de coleta dos planos de falha e suas correspondentes estrias de deslizamento no Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS).

Tabela 4.1 – Relação dos perfis geológico-estruturais, afloramentos, garimpos e pedreiras mapeados no Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS), com localização e número de estruturas identificadas e utilizadas na análise cinemática.

Afloramento, garimpo ou pedra	Localização	n° de estruturas	Conjunto 1	Conjunto 2
Garimpo Arceli	Ametista do Sul	10	0	10
Garimpo Piovesan	Ametista do Sul	11	0	11
Pedreira de F. Westphalen	Frederico Westphalen	5	2	3
Afloramento estrada	Frederico-Caiçara	4	1	3
Pedreira Caiçara	Caiçara	2	2	0
Pedreira Planalto	Planalto - Alpestre	8	7	1
Pedreira Ametista	Ametista - Rodeio	4	2	2
Pedreira Rodeio	Rodeio Bonito	6	5	1

4.3.1 Garimpos em Ametista do Sul

O conjunto de planos de falha utilizado para determinar o elipsóide de paleotensão nesse setor é composto por 21 planos de fraturas sub-verticais a verticais (70° a 90° de mergulho) (Tab. 4.2). Nesse setor, o conjunto de medidas estruturais representa apenas um conjunto de medidas (Conjunto 2). Isso indica que a região no entorno do Município de Ametista do Sul constitui um domínio estrutural homogêneo, onde as estruturas frágeis foram formadas por um único campo tensional e não ocorreu, aparentemente, superposição de campos de tensão. A figura 4.14 mostra o histograma circular de frequência das zonas de fratura com indicadores cinemáticos do setor dos garimpos do Município de Ametista do Sul, o qual inclui a classificação das fraturas segundo Riedel (1929). A partir desse conjunto de estruturas, foi definido um campo tensional cujo eixo máximo e mínimo apresentam a seguinte orientação (Fig. 4.15):

$$\sigma_1 = 25^\circ/028^\circ$$

$$\sigma_2 = 54^\circ/330^\circ$$

$$\sigma_3 = 23^\circ/115^\circ$$

Tabela 4.2 – Fraturas e indicadores cinemáticos utilizados para a análise cinemática nos garimpos (Arceli e Piovesan) no Município de Ametista do Sul (RS).

Plano de Fratura	Indicador Cinemático	Sentido de Movimento
237°/71°	Estria - 13°/053°	Levógiro
127°/68°	Estria - 18°/135°	Dextrógiro
064°/87°	Estria - 07°/064°	Levógiro
084°/73°	Estria - 26°/091°	Levógiro
070°/83°	Estria - 08°/070°	Levógiro
179°/65°	Estria - 20°/187°	Dextrógiro
056°/83°	Estria - 04°/236°	Levógiro
229°/84°	Estria - 04°/230°	Levógiro
171°/83°	Estria - 21°/174°	Dextrógiro
188°/79°	Estria - 24°/193°	Dextrógiro
181°/83°	Estria - 13°/184°	Dextrógiro
024°/86°	Estria - 11°/204°	Levógiro
065°/87°	Estria - 16°/244°	Levógiro
215°/79°	Estria - 06°/033°	Levógiro
145°/89°	Estria - 29°/145°	Dextrógiro
140°/80°	Estria - 06°/142°	Dextrógiro
056°/71°	Estria - 02°/056°	Levógiro
225°/86°	Estria - 04°/044°	Levógiro
184°/87°	Estria - 05°/185°	Dextrógiro
238°/73°	Estria - 13°/242°	Levógiro
073°/72°	Estria - 09°/076°	Levógiro

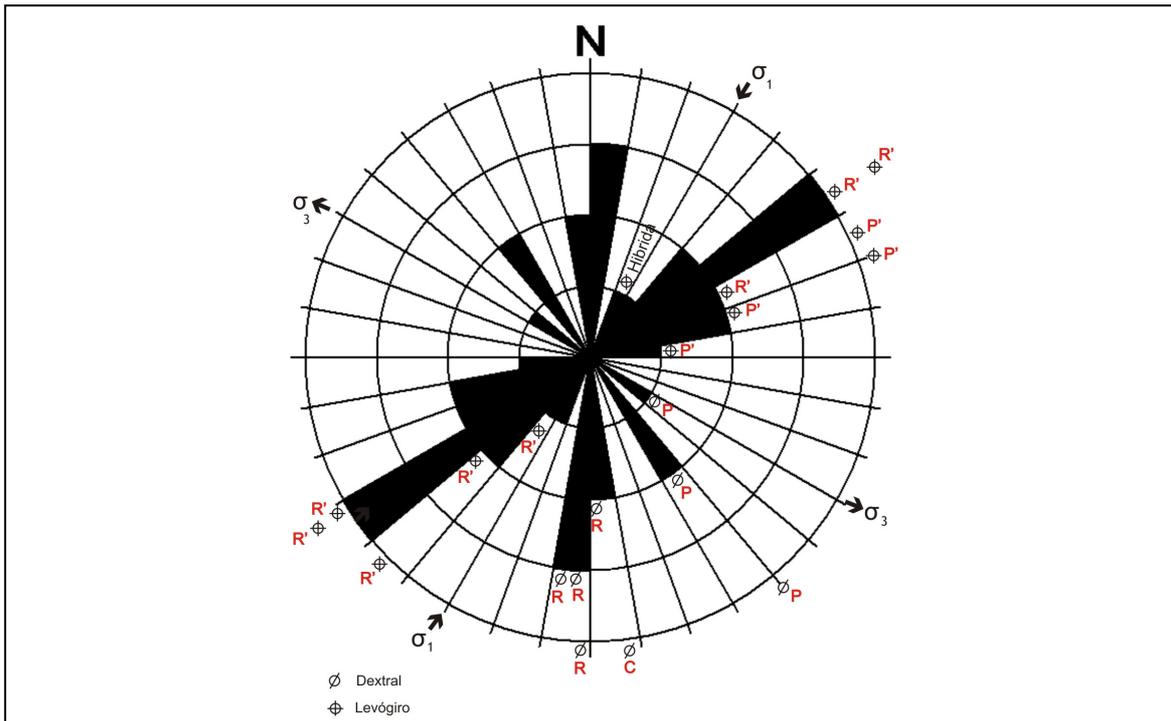


Figura 4.14 – Histograma circular de freqüência das zonas de fratura com indicador cinemático para os garimpos (Arceli e Piovesan) no Município de Ametista do Sul (RS).

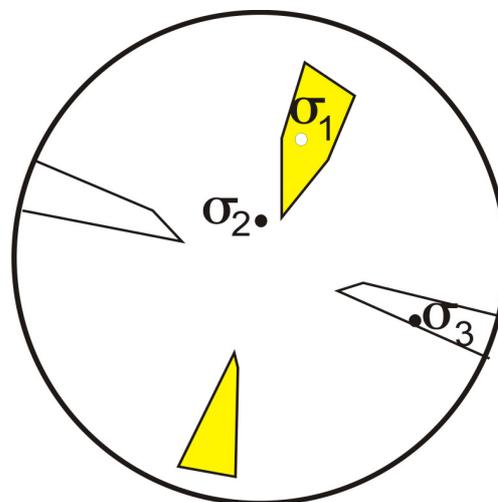


Figura 4.15 – Diagrama com os campos de paleotensão e o posicionamento dos principais eixos de tensão que atuaram na formação das estruturas frágeis no setor dos garimpos (Arceli e Piovesan) no Município de Ametista do Sul (RS).

4.3.2 Pedreiras em Frederico Westphalen e Caiçara (conjunto 1)

As medidas estruturais que correspondem a pedra de Frederico Westphalen foram analisadas junto com as medidas encontradas em um afloramento na estrada que liga Frederico a Caiçara e na pedra do município de

Caiçara. Estas medidas foram separadas em dois conjuntos distintos (conjunto 1 e 2) conforme os sentidos de movimentação das falhas. Neste item será analisado o conjunto de estruturas 1 que contém 5 medidas de fraturas verticais (80° a 90° de mergulho) (Tab. 4.3). O outro grupo de estruturas desse setor (conjunto 2) também analisado conjuntamente com as zonas de fratura do setor correspondente ao município de Caiçara será discutido no próximo item. (ver item 4.3.3 abaixo). O histograma circular de freqüência destas zonas de fratura (Fig. 4.16) mostra a classificação das fraturas segundo Riedel (1929) e permitiu a definição do campo tensional que as formou. Os eixos de paleotensão apresentam as seguintes orientações (Fig. 4.17):

$$\sigma_1 = 13^\circ/110^\circ$$

$$\sigma_2 = 68^\circ/327^\circ$$

$$\sigma_3 = 17^\circ/204^\circ$$

Tabela 4.3 – Fraturas e indicadores cinemáticos do conjunto 1 utilizados para a determinação do campo de paleotensão em Frederico Westphalen-Caiçara (RS).

Plano de Fratura	Indicador Cinemático	Sentido de Movimento
212°/09°	Estria - 04°/240°	Dextrógiro
309°/88°	Estria - 18°/308°	Levógiro
160°/68°	Estria - 18°/333°	Levógiro
357°/71°	Estria - 18°/175°	Levógiro
350°/58°	Estria - 23°/006°	Levógiro

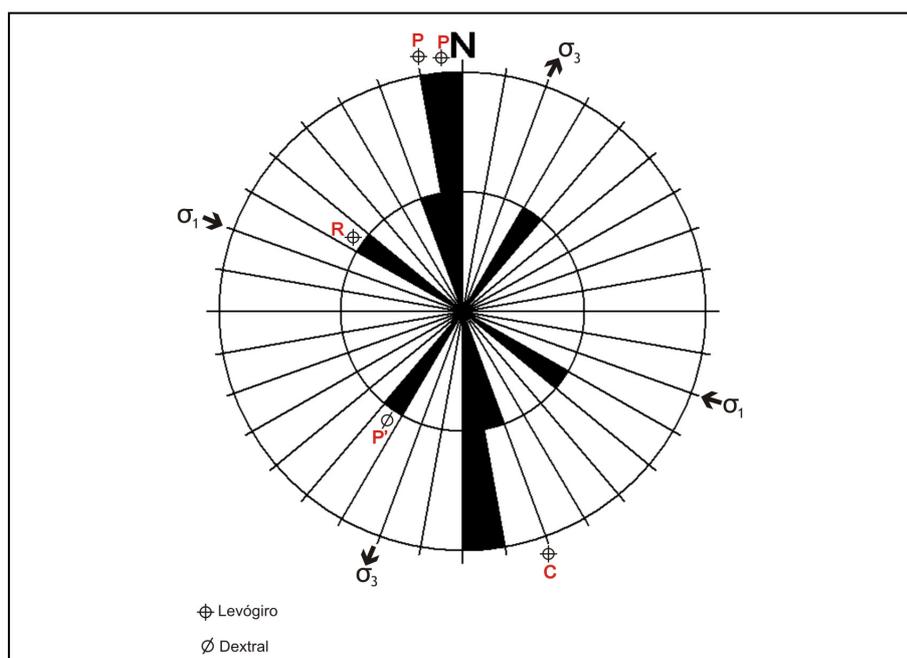


Figura 4.16 – Histograma circular de freqüência das zonas de fratura com indicador cinemático para o conjunto 1 dos municípios de Frederico Westphalen e Caiçara (RS).

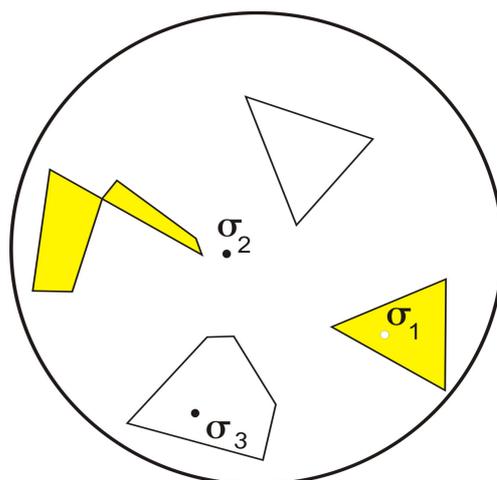


Figura 4.17 – Diagrama do conjunto 1 com os campos de paleotensão e o posicionamento dos principais eixos de tensão que atuaram na formação das estruturas frágeis nos municípios de Frederico Westphalen e Caiçara (RS).

4.3.3 Pedreiras em Frederico Westphalen e Caiçara (conjunto 2)

Esse conjunto 2 de medidas de estruturas frágeis contém 6 planos de fraturas sub-verticais (50° a 80° de mergulho) (Tab. 4.4) coletados na pedreira de Frederico Westphalen e em um afloramento na estrada que liga Frederico à Caiçara, distantes 7 km entre si. O conjunto 2 de dados estruturais para as pedreiras de Frederico Westphalen e Caiçara estão mostrados os histogramas (Fig. 4.18) e diagramas (Fig. 4.19) de cada área separadamente, pois apresentaram uma pequena diferença entre si com relação ao campo de paleotensão.

Frederico	Caiçara
$\sigma_1 = 09^\circ/170^\circ$	$\sigma_1 = 20^\circ/205^\circ$
$\sigma_2 = 72^\circ/328^\circ$	$\sigma_2 = 60^\circ/334^\circ$
$\sigma_3 = 17^\circ/083^\circ$	$\sigma_3 = 21^\circ/114^\circ$

Tabela 4.4 – Fraturas e indicadores cinemáticos do conjunto 2 utilizados para a determinação do campo de paleotensão em Frederico Westphalen-Caiçara (RS).

Plano de Fratura	Indicador Cinemático	Sentido de Movimento
$347^\circ/80^\circ$	Estria - $08^\circ/349^\circ$	Dextrógiro
$273^\circ/80^\circ$	Estria - $14^\circ/275^\circ$	Dextrógiro
$010^\circ/50^\circ$	Estria - $05^\circ/015^\circ$	Levógiro
$110^\circ/76^\circ$	Estria - $08^\circ/116^\circ$	Dextrógiro
$087^\circ/76^\circ$	Estria - $20^\circ/092^\circ$	Levógiro
$280^\circ/82^\circ$	Estria - $12^\circ/282^\circ$	Levógiro

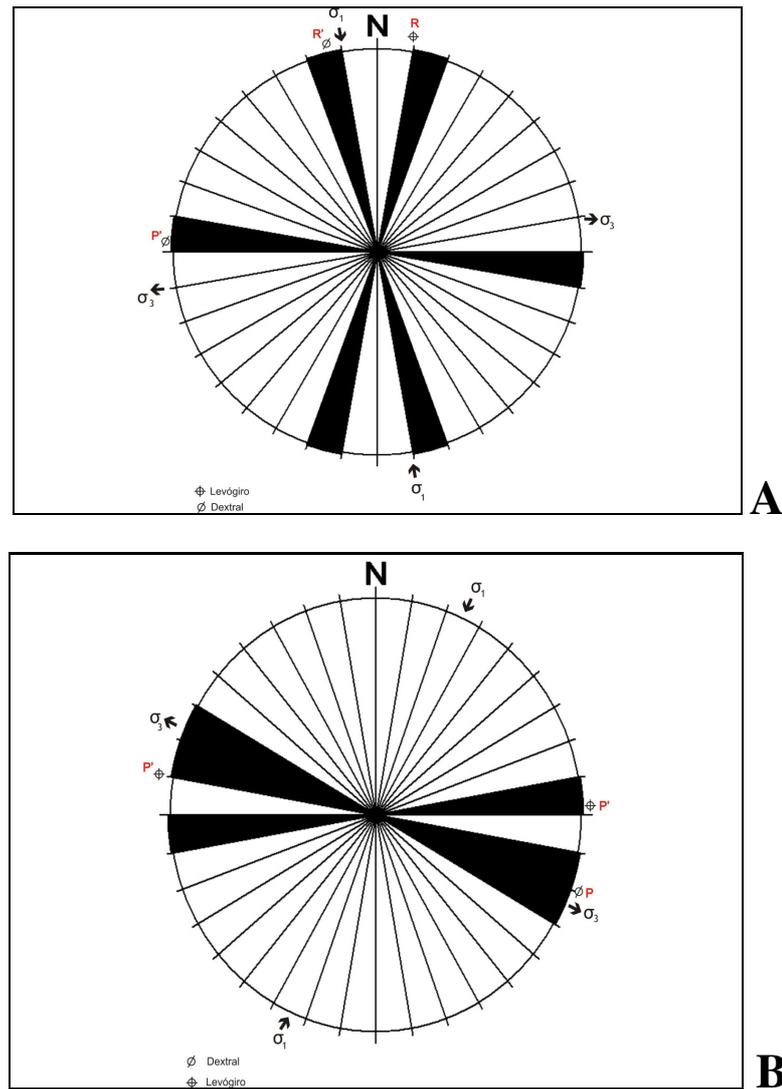


Figura 4.18 – Histogramas circulares de freqüência das zonas de fratura com indicador cinemático para o conjunto 2 dos municípios de (A) Frederico Westphalen e de (B) Caiçara (RS).

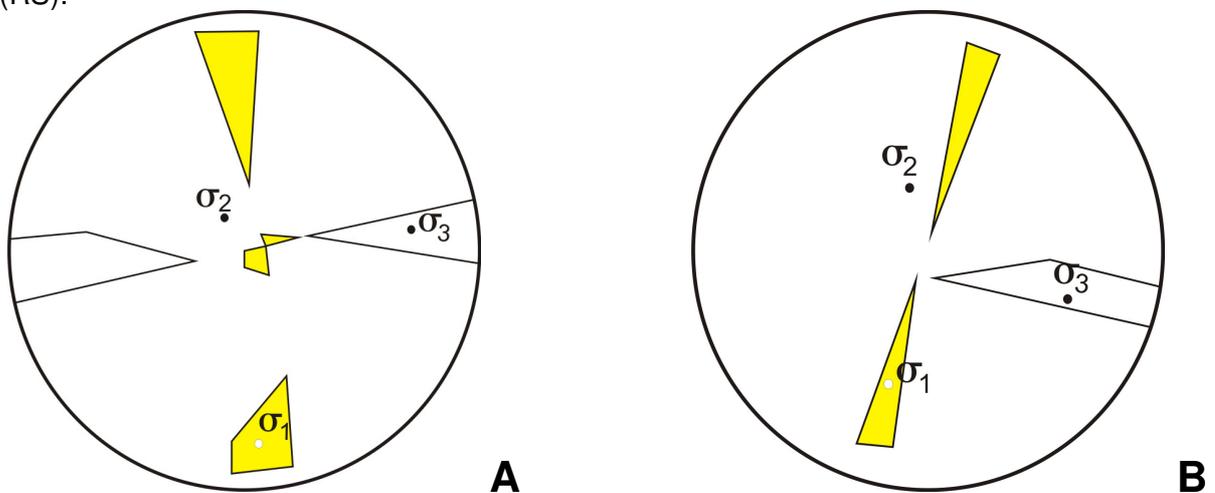


Figura 4.19 – Diagramas do conjunto 2 com os campos de paleotensão e o posicionamento dos principais eixos de tensão que atuaram na formação das estruturas frágeis nos municípios de (A) Frederico Westphalen e de (B) Caiçara (RS).

4.3.4 Pedreira em Rodeio Bonito (conjunto 1)

As estruturas medidas na estrada que liga Ametista do Sul a Rodeio Bonito foram reunidas com as medidas da pedreira de Rodeio, e depois separadas em dois grupos distintos conforme o sentido de movimentação das falhas. Neste item será analisado o conjunto de estruturas 1 que contém 7 medidas de fraturas verticais (80° a 90° de mergulho) (Tab. 4.5). O outro grupo de estruturas desse setor (conjunto 2) também analisado conjuntamente com as zonas de fratura do setor correspondente a estes municípios será discutido no próximo item (ver item 4.3.5 abaixo). O histograma circular de freqüência destas zonas de fratura (Fig. 4.20) mostra a classificação das fraturas segundo Riedel (1929) e permitiu a definição do campo tensional que as formou. Os eixos de paleotensão apresentam as seguintes orientações (Fig. 4.21):

$$\sigma_1 = 09^\circ/147^\circ$$

$$\sigma_2 = 70^\circ/355^\circ$$

$$\sigma_3 = 18^\circ/241^\circ$$

Tabela 4.5 – Fraturas e indicadores cinemáticos do conjunto 1 utilizados para a determinação do campo de paleotensão em Ametista do Sul e Rodeio Bonito (RS).

Plano de Fratura	Indicador Cinemático	Sentido de Movimento
183°/88°	Estria - 15°/181°	Levógiro
265°/85°	Estria - 08°/084°	Dextrógiro
353°/87°	Estria - 05°/355°	Levógiro
268°/80°	Estria - 14°/085°	Dextrógiro
302°/72°	Estria - 30°/112°	Dextrógiro
020°/74°	Estria - 18°/025°	Levógiro
190°/90°	Estria - 04°/192°	Levógiro

4.3.5 Pedreira em Rodeio Bonito (conjunto 2)

Esse conjunto 2 de medidas de estruturas frágeis contém 4 planos de fraturas verticais (80° a 90° de mergulho) (Tab. 4.6) e representa o agrupamento de dados obtidos na pedreira de Rodeio Bonito com a pedreira na estrada que liga Ametista à Rodeio e uma medida da Pedreira de Planalto-Alpestre. O histograma circular de freqüência, em análise prévia, revelou que essas estruturas constituem um grupo homogêneo de feições formado num mesmo campo de paleotensão. Assim, estas

zonas de fratura (Fig. 4.22) podem ser tratadas conjuntamente e classificadas segundo os critérios de Riedel (1929).

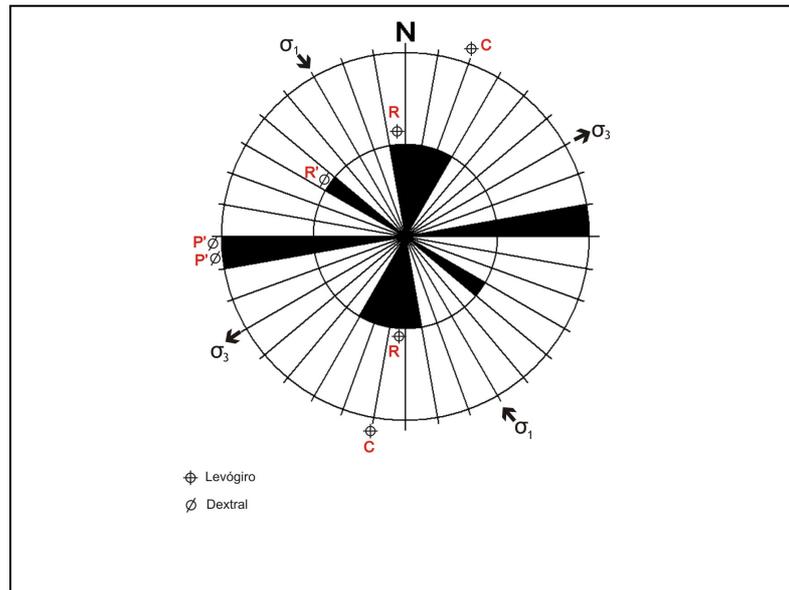


Figura 4.20 – Histograma circular de freqüência das zonas de fratura com indicador cinemático para o conjunto 1 dos municípios de Ametista do Sul e Rodeio Bonito (RS).

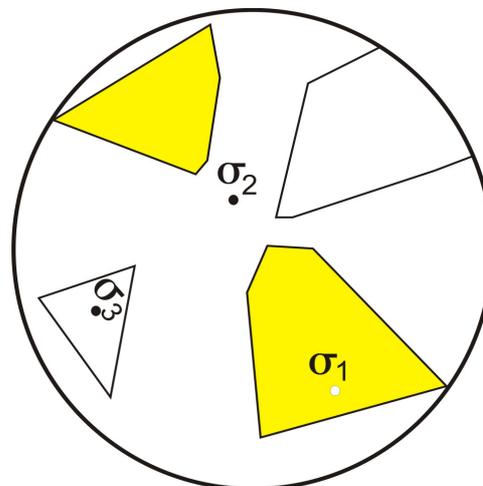


Figura 4.21 – Diagrama do conjunto 1 com os campos de paleotensão e o posicionamento dos principais eixos de tensão que atuaram na formação das estruturas frágeis nos municípios de Ametista do Sul e Rodeio Bonito (RS).

O campo tensional para o conjunto 2 de dados da pedra de Rodeio Bonito (RS) mostra eixos de paleotensão com as seguintes orientações (Fig. 4.23):

$$\sigma_1 = 29^\circ/232^\circ$$

$$\sigma_2 = 54^\circ/355^\circ$$

$$\sigma_3 = 21^\circ/139^\circ$$

Tabela 4.6 – Fraturas e indicadores cinemáticos do conjunto 2 utilizados para a determinação do campo de paleotensão em Ametista do Sul e Rodeio Bonito (RS).

Plano de Fratura	Indicador Cinemático	Sentido de Movimento
082°/78°	Estria - 20°/086°	Levógiro
126°/88°	Estria - 13°/128°	Levógiro
095°/80°	Estria - 05°/098°	Levógiro
250°/84°	Estria - 13°/068°	Levógiro

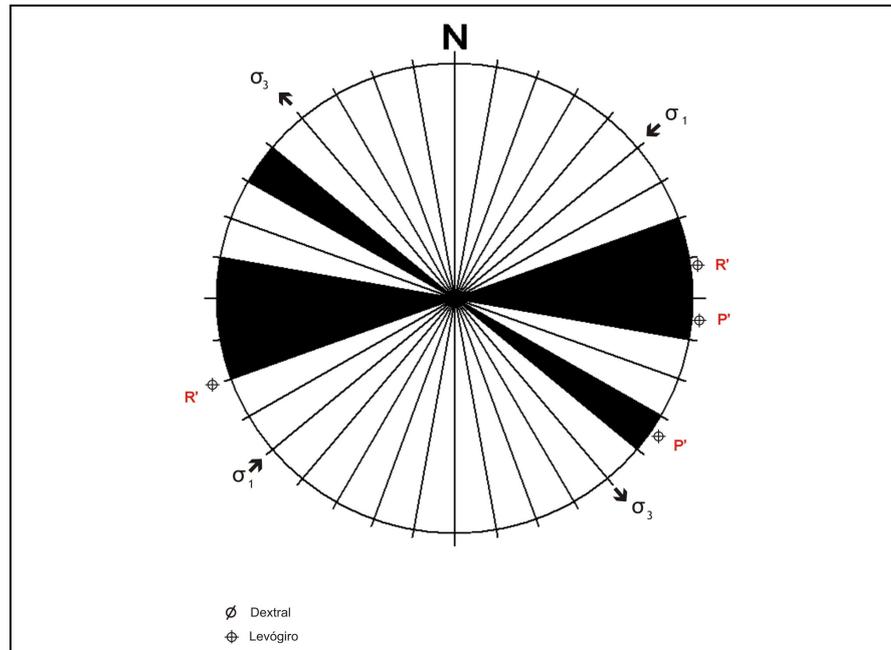


Figura 4.22 – Histograma circular de freqüência das zonas de fratura com indicador cinemático para o conjunto 2 dos municípios de Ametista do Sul e Rodeio Bonito (RS).

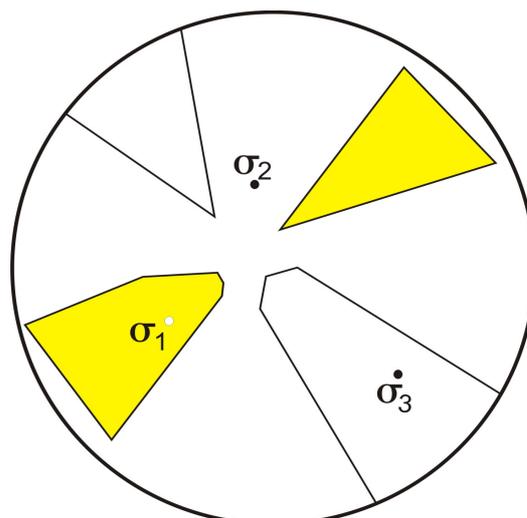


Figura 4.23 – Diagrama do conjunto 2 com os campos de paleotensão e o posicionamento dos principais eixos de tensão que atuaram na formação das estruturas frágeis nos municípios de Ametista do Sul e Rodeio Bonito (RS).

4.3.6 Pedreira Planalto – Alpestre

O conjunto de planos de falha utilizado para determinar o elipsóide de paleotensão nesse setor é composto por 7 planos de fraturas verticais (80° a 90° de mergulho) (Tab. 4.7). Nesse setor, o conjunto de medidas estruturais representa apenas um conjunto de medidas (Conjunto 1). Isso indica que a região no entorno do Município de Planalto constitui um domínio estrutural homogêneo, onde as estruturas frágeis foram formadas por um único campo tensional e não ocorreu, aparentemente, superposição de campos de tensão. A figura 4.24 mostra o histograma circular de frequência das zonas de fratura com indicadores cinemáticos na pedreira no Município de Planalto, o qual inclui a classificação das fraturas segundo Riedel (1929). A partir desse conjunto de estruturas, foi definido um campo tensional cujo eixo máximo e mínimo apresentam a seguinte orientação (Fig. 4.25):

$$\sigma_1 = 11^\circ/119^\circ$$

$$\sigma_2 = 74^\circ/345^\circ$$

$$\sigma_3 = 10^\circ/209^\circ$$

Tabela 4.7 – Fraturas e indicadores cinemáticos coletados na pedreira do Município de Planalto (RS) para a análise cinemática.

Plano de Fratura	Indicador Cinemático	Sentido de Movimento
170°/88°	Estria - 04°/172°	Levógiro
198°/88°	Estria - 85°/215°	Levógiro
140°/76°	Estria - 10°/145°	Levógiro
046°/80°	Estria - 04°/048°	Dextrógiro
087°/49°	Estria - 26°/242°	Dextrógiro
185°/87°	Estria - 10°/005°	Levógiro
170°/80°	Estria - 08°/172°	Levógiro

A deformação frágil é normalmente desenvolvida nas rochas sob pequenas pressões confinantes e em baixas temperaturas. Pequenas taxas de aplicação da tensão e baixa pressão confinante normalmente dão origem a fraturas trativas (**T**, paralelas à direção de compressão). O aumento da taxa de aplicação da tensão, da pressão confinante ou da temperatura faz aparecer um par de fraturas inclinadas em relação à direção de compressão, os quais mostram movimentos relativos opostos (dextrógiro e levógiro) e são descritos como um par conjugado de fraturas de cisalhamento (fraturas híbridas; Hancock, 1985).

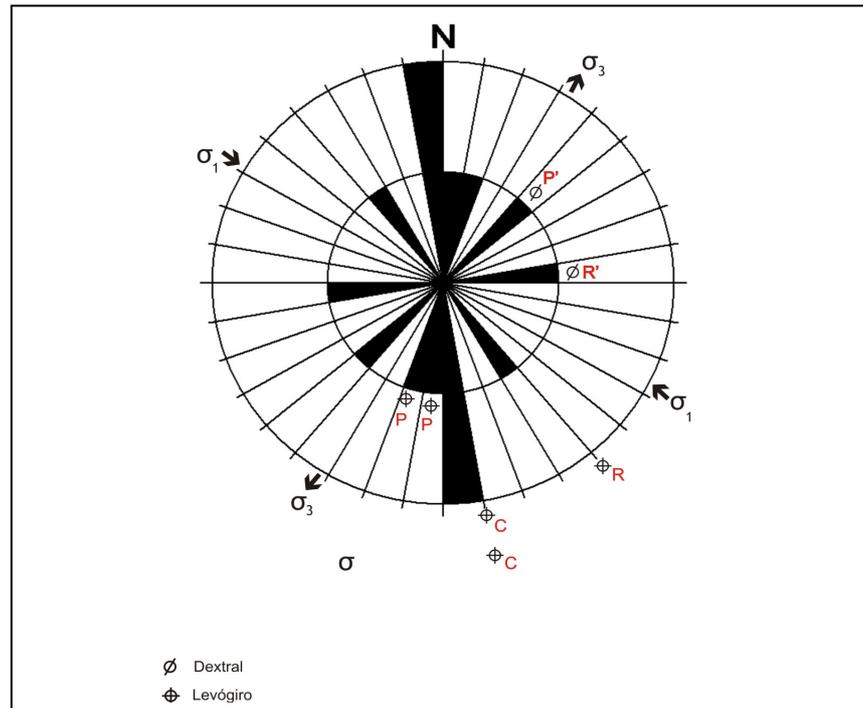


Figura 4.24 – Histograma circular de freqüência das zonas de fratura com indicador cinemático para a pedreira no Município de Planalto (RS).

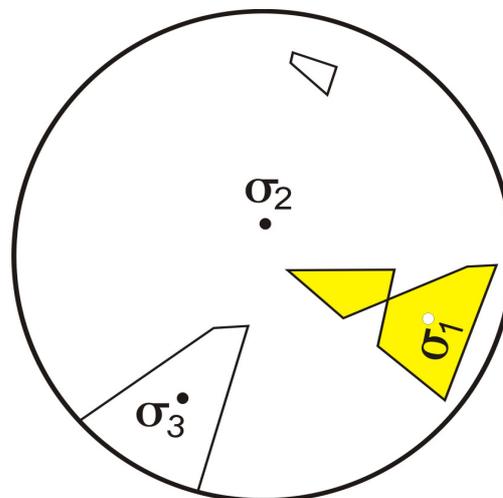


Figura 4.25 – Diagrama com os campos de paleotensão e o posicionamento dos principais eixos de tensão que atuaram na formação das estruturas frágeis na pedreira no Município de Planalto (RS).

As fraturas de cisalhamento são inclinadas em $(\Phi/2)^1$ e $(90^\circ - \Phi/2)$ em relação à direção geral do movimento (**C**). Os planos que se localizam a aproximadamente $(\Phi/2)$ da direção do movimento e têm um ângulo agudo que aponta de encontro ao movimento relativo correspondem às fraturas de cisalhamento de Riedel, (Fig. 4.26).

O plano conjugado de cisalhamento de Riedel está inclinado a $(90^\circ - \Phi/2)$ e é representado pela letra **R'** (Tschalenco *et al.*, 1970).

Os planos de fratura formados pela deformação frágil são, ainda, compostos por estruturas de movimento formadas em direções aproximadamente opostas às fraturas de Riedel. Esses planos estão localizados aproximadamente a $(180^\circ - \Phi/2)$ da direção do movimento, mas possuem um ângulo agudo que aponta no sentido contrário ao movimento relativo dos blocos (fraturas **P**; Tschalenco *et al.*, 1970). Hasui & Miotto (1992) descrevem uma fratura de cisalhamento denominada **X**, ou **P'**, que, por analogia, forma um conjugado com as fraturas do tipo **P**.

As fraturas do tipo **R** e **P** são sintéticas em relação ao movimento da fratura principal (**C**). As fraturas do tipo **R'** e **P'**, ao contrário, são antitéticas em relação ao movimento principal da zona de cisalhamento.

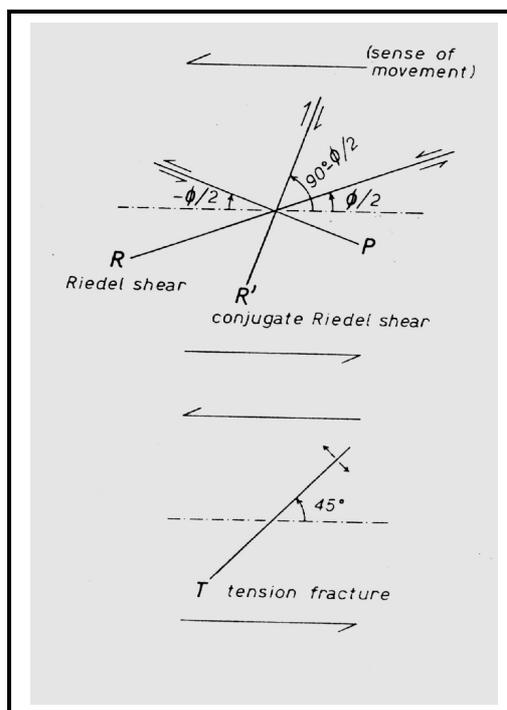


Figura 4.26 – Padrões de fraturas (R e R', P e T) formados durante a deformação frágil. As fraturas são diferenciadas pelo ângulo que fazem com a direção principal de movimento (modificado de Tschalenco *et al.*, 1970).

A análise cinemática no Distrito Mineiro de Ametista do Sul mostrou a existência de diferentes padrões de fraturas nas pedreiras analisadas (Tab. 4.8). A análise cinemática mostrou que os esforços aplicados na região possuem suas

¹ Φ é o ângulo máximo da resistência ao cisalhamento.

principais direções orientadas de modo distinto. A análise também permitiu mostrar as diferentes áreas no Distrito Mineiro de Ametista do Sul que possuem características geométricas e cinemáticas próprias, as quais podem ou não favorecer a ocorrência de geodos de ametista.

Tabela 4.8 – Tipos de fraturas registrados no Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS).

Setores	T e híbridas	R'	R	C	P	P'
Ametista do Sul	1	8	4	1	3	4
Pedreiras de F.Westphalen e Caiçara		1	2	1	3	4
Ametista-Rodeio		3	2	2		4
Planalto-Alpestre		1	1	2	2	1
Total	1	13	9	6	8	13

4.4 ANÁLISE DINÂMICA

Os prováveis eixos principais de paleotensão permitem identificar a orientação das falhas trativas (dilatacionais) e compressivas, segundo o modelo de Riedel (1929). Essas estruturas desenvolvem-se comumente ao longo de zonas de cisalhamento, onde o tipo de estrutura dependerá: do grau de ductibilidade das rochas ao longo das zonas, das anisotropias pré-existentes nas rochas, da magnitude das tensões e do deslocamento total (Hancock, 1985).

A análise cinemática no Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS) mostrou a existência de dois campos básicos de paleotensão, que possuem os eixos de compressão e de tração colocados em posições invertidas um em relação ao outro (Fig. 4.27). A figura mostra a direção de compressão (σ_1) e de tração (σ_3) distribuídos ao longo de um grande círculo e o campo de paleotensão (σ_2) localizado aproximadamente no pólo desta guirlanda.

Os dois campos básicos de paleotensão definidos no Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS) mostram que existe uma inversão de polaridade dos principais vetores tensionais: compressivo (σ_1) \leftrightarrow trativo (σ_3) (Fig. 4.27 a seguir). A alternância entre as principais direções de paleotensão é característica de regimes intraplaca (Park, 1988), pois a diferença de magnitude da tensão nessas direções é muito pequena. Essa situação favorece a mudança (inversão) entre os vetores compressivos e trativo, conforme determinado para a região.

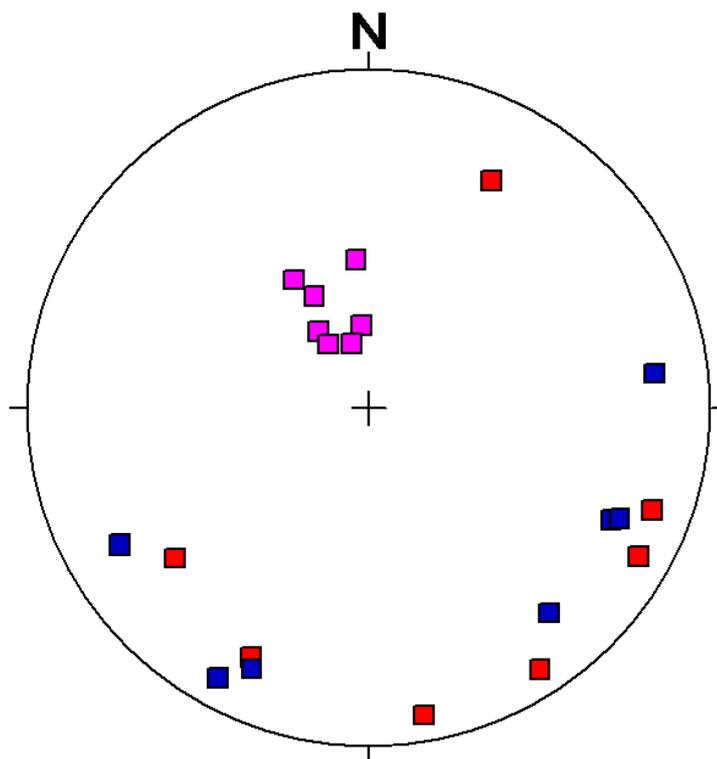


Figura 4.27 – Estereograma que mostra os principais vetores de paleotensão determinados no Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS). Quadrados em vermelho (σ_1), quadrados em rosa (σ_2) e quadrados em azul (σ_3).

O desenvolvimento de fraturas em padrão ortogonal (Fig. 4.12) é uma consequência direta desse regime tectônico intraplaca com mudança de polaridade entre os principais vetores de paleotensão. A associação do padrão ortogonal com os padrões ramificados deve-se ao fato de que, em determinados momentos da evolução estrutural da Bacia do Paraná, as taxas de aplicação da tensão foram maiores. Estas estruturas frágeis foram formadas, portanto, em condições de baixas temperaturas, pequenas pressões confinantes e baixas taxas de aplicação de tensão.

Os dados e os resultados obtidos na análise estrutural do Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS) são equivalentes àqueles obtidos recentemente em outras áreas da Bacia do Paraná abrangida pelos derrames vulcânicos da Fm. Serra Geral. Tais resultados podem ser observados na região de Caxias do Sul e Veranópolis (Reginato, 2003), no Distrito Mineiro de Salto do Jacuí (Heemann, 2005) e na região de Santa do Livramento e Quarai (Acauan, 2007).

A figura 4.28 constitui o agrupamento das fraturas preenchidas por veio de celadonita, quartzo, ágata e calcita (os mesmos minerais da paragênese que

compõem os geodos) e ligadas à alteração hidrotermal nos arredores de Ametista do Sul. Esta figura mostra que, baseado no estudo do campo de paleotensão das fraturas (Fig. 4.27 acima), a alteração hidrotermal ligada aos geodos da região está fortemente controlada por fraturas tipo R, P e C. Assim, pode-se dizer que elas são as principais responsáveis pelo abastecimento destes geodos dentro de um processo de alteração e circulação de fluidos hidrotermais.

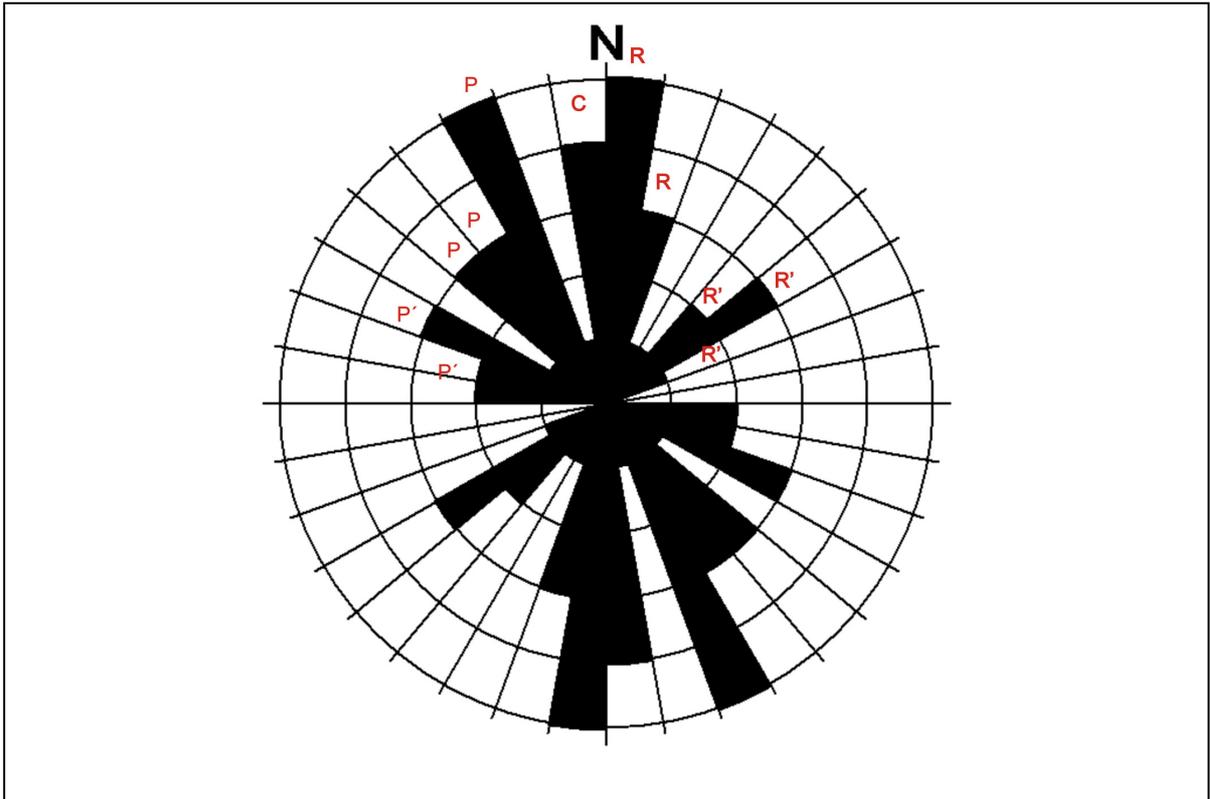


Figura 4.28 – Histograma circular de freqüência das fraturas preenchidas por veio de celadonita, quartzo, ágata e calcita ligadas aos geodos de ametista. As fraturas R, P e C são as principais controladoras do abastecimento dos geodos.

CAPÍTULO 5

Modelagem dos Depósitos Mineraiis no Distrito Mineiro de Ametista do Sul

Os levantamentos geológicos existentes na região do Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS) foram executados em escala regional e semi-regional. A primeira iniciativa de mapeamento geológico na região ocorreu na década de 1970, por meio do Projeto “*Cobre em Itapiranga*” executado pela CPRM (Szubert *et al.*, 1979). Esse projeto abrangeu a região de Ametista do Sul e produziu mapas geológicos de escala regional. Ao final de década de 1990, a CPRM (Serviço Geológico Brasileiro) executou um programa de avaliação regional das ocorrências de pedras preciosas no RS; desse programa resultaram os *Mapa Gemológico do Rio Grande do Sul* (Branco, 2000), *Mapa Gemológico da Região de Ametista do Sul* (Branco, 1998) e *Mapa Gemológico da Região de Lajeado-Soledade-Salto do Jacuí* (Branco, 1998).

O primeiro levantamento geológico com foco na mineralização de ametista nas áreas de concessão da Cooperativa de Garimpeiros do Médio Alto Uruguai (COOGAMAI) foi executado por Corrêa (1995). Nesse levantamento, foram avaliados os guias gerais que controlam as ocorrências de ametista e discutidos alguns aspectos que governam o processo de mineralização. Posteriormente, Gomes (1996) executou levantamento geológico no mesmo DMAS e identificou 12 derrames para a seqüência vulcânica da região, sendo que somente os derrames 2, 6, 8 e 9 (com características particulares agrupadas na denominação de derrames tipo I) são possuidores de ocorrências de ametista.

Nos últimos 20 anos, sucedeu-se uma série de trabalhos de caráter regional com enfoque básico nas relações genéticas entre os basaltos e a mineralização de ametista. Esses trabalhos científicos discutem as hipóteses para mineralização de geodos ter-se dado por meio de:

- i) diferenciação magmática do derrame, com exsolução de uma fase volátil (Leinz, 1949; Thomas e Blankenburg 1981; Juchem *et al.*, 1987, 1990; Meunier *et al.*, 1988; Gomes, 1996; Scopel, 1997; Juchem, 1999; Fischer, 2004);
- ii) interação da lava basáltica com os arenitos intertraps da Formação Botucatu (Bossi & Caggiano, 1974; Montana & Bossi, 1993; Corrêa, 1995; Merino *et al.* 1995);
ou
- iii) formação de protogeodos durante a fase de cristalização das lavas vulcânicas e o seu posterior preenchimento por fluidos meteóricos silicosos de baixa temperatura (Gilg *et al.*, 2003);
- iv) formação e preenchimento dos geodos de ametista inteiramente por processos epigenéticos (Duarte *et al.*, 2005).

O Distrito Mineiro de Ametista do Sul (DMAS) não dispõe de levantamentos geológicos de detalhe para execução das seguintes atividades:

- guias e controles geológico-estruturais para pesquisa mineral de detalhe;
- controle da distribuição espacial da qualidade e da quantidade de geodos;
- estimativa de reservas.

A metodologia de levantamento geológico-estrutural para os depósitos de pedras preciosas do RS foi desenvolvida a partir do Distrito Mineiro de Salto do Jacuí (Heemann, 1997, 2005). Essa experiência metodológica, bem como os resultados de caráter geológico-estrutural no que se aplicam, está sendo transposta para o Distrito Mineiro de Ametista do Sul.

Nesse sentido, este capítulo pretende, após uma breve descrição dos principais tipos de modelos de depósitos minerais, apresentar e discutir os resultados alcançados no mapeamento semi-regional e de detalhe do DMAS (conforme Capítulos 3 e 4 anteriores) dentro da perspectiva de definir guias e controles específicos para a pesquisa mineral de detalhe e para a distribuição regional da qualidade e da quantidade de gemas deste importante distrito mineiro.

5.1 MODELOS DE DEPÓSITOS MINERAIS: uma breve revisão conceitual

Modelo é, por definição, uma “hipótese de trabalho ou simulação precisa, por meio de descrição, dados estatísticos, ou analogia de um fenômeno ou processo que não pode ser ou que dificilmente é observado de forma direta” (Bates & Jackson, 1987).

Os modelos de depósitos minerais (MDM) agrupam características básicas que controlam a distribuição geográfica e a geometria de um grupo específico de depósitos minerais. É uma construção intelectual cujo objetivo é ligar aspectos geológicos observados com o depósito mineral que se procura encontrar (Barton Jr., 1993). Hodgson (1993) enfatiza o duplo aspecto empírico e/ou conceitual envolvido em modelamento de depósitos minerais. Enquanto o primeiro trata de feições descritivas (tipologia), o segundo é uma explicação dessas feições em termos de processos geológicos, contendo elementos interpretativos das relações entre as feições observadas em campo.

Em um MDM, são consideradas feições geológicas que podem ser reconhecidas em diversas escalas de investigação e estruturas comuns a um determinado grupo de depósitos minerais. A utilização de MDMs é importante para prever condições geológicas favoráveis à ocorrência de depósitos minerais em diferentes escalas de investigação e direcionar os trabalhos de exploração mineral.

A elaboração de um determinado modelo geológico envolve a caracterização do minério e das suas encaixantes, a definição dos controles geológicos condicionantes e a comparação com outros depósitos semelhantes já descritos na literatura. Podem ser utilizadas várias escalas na proposição do modelo, desde a regional até a nanoscópica. Comumente, a caracterização do modelo é feita por meio de dados obtidos em campo e em laboratório, compreendendo a descrição da estrutura do corpo mineralizado, a paragênese mineral e suas texturas, a ganga e o zoneamento, tanto dos minerais de minério como das possíveis alterações existentes. Essas informações também auxiliam na compreensão da evolução geológica do depósito.

O estudo da forma e da distribuição espacial é extremamente importante para a elaboração de projetos de lavra e permite estabelecer os controles maiores do

corpo mineralizado, os quais podem ser litológicos, estruturais ou mesmo hidrotermais.

Na construção de um modelo geológico, busca-se estabelecer as possíveis relações entre as rochas encaixantes, as alterações hidrotermais e as feições estruturais com a presença e/ou a ausência de mineralização. Algumas técnicas laboratoriais podem contribuir para a elaboração do modelo geológico, dentre as quais se destacam:

a) análises químicas de elementos maiores, terras raras e traço (caracterização geoquímica das rochas), podendo estabelecer e quantificar as perdas e os ganhos havidos durante os processos mineralizantes e de alteração hidrotermal;

b) técnicas de geocronologia para estabelecer a idade da mineralização e em alguns casos, associado a dados estruturais, estabelecer uma relação entre o período da mineralização e os eventos tectonotermiais (magmatismo, hidrotermalismo) que afetaram o depósito mineral;

c) isótopos estáveis podem informar sobre a origem e as condições de formação de minerais e minérios;

d) técnicas espectroscópicas pontuais, como microsonda eletrônica ou microscopia eletrônica de varredura, além de caracterizarem o minério e suas encaixantes imediatas fornecem uma idéia do tipo de alteração presente e da natureza dos fluidos responsáveis pela formação dos minerais;

e) inclusões fluidas fornecem informações sobre a natureza (composição), temperatura e pressão de aprisionamento dos fluidos responsáveis pelas mineralizações e alterações hidrotermais.

A complexidade dos modelos geológicos faz com que seja necessário procurar elementos em comum que permitam classificar os depósitos em tipos consistentes e agrupá-los em modelos compatíveis. Por exemplo, os principais depósitos de fluorita brasileiros podem ser agrupados em três tipos: 1- filoneano, 2- estratóides (*stratabound*) e 3- associados à carbonatitos.

A elaboração de um modelo de depósito mineral, então, requer a organização da informação disponível sobre os atributos essenciais dos depósitos minerais que pertencem a um mesmo tipo ou a uma mesma classe. Segundo Cox *et al.* (1986), o

estabelecimento de modelos de depósitos minerais corresponde a uma classificação de tipos de depósitos. A tabela 5.1 mostra um exemplo que dá ênfase na litologia das rochas hospedeiras e no posicionamento tectônico do depósito. Com base nessa classificação, Cox *et al.* (1986) coordenaram a elaboração de uma longa lista de modelos de depósitos minerais adotando denominações tais como:

- modelo descritivo tipo Bushveld Fe-Ti-V: depósitos relacionados a intrusões máfico-ultramáficas em ambientes estáveis.

- modelo teor/tonelagem tipo Cu-Au porfirítico: depósitos relacionados a intrusões félsicas pórfiro-afaníticas.

Os vários e diferentes tipos de modelos apresentam graus diversificados de desenvolvimento. Exemplo disto são os modelos de depósitos de sulfeto maciço e os depósitos porfiríticos de Cu-Mo, os quais são mais desenvolvidos do que os modelos de depósitos sedimentares exalativos de Pb-Zn. Isto acontece porque quanto maior o número de depósitos conhecidos de um determinado tipo, mais desenvolvido é o modelo de depósito mineral (Roberts & Hudson, 1983).

Segundo Figueiredo (2000), existem inúmeras propostas de classificação de depósitos minerais à disposição dos geólogos. As mais úteis são aquelas que se baseiam nos atributos mais aparentes aos geólogos de campo e que se caracterizam como predominantemente descritivas. As classificações genéticas, por incluírem interpretações, permanentemente sujeitas à controvérsia, devem ser evitadas.

Os modelos de depósitos minerais são sistematizações incompletas e passíveis de aperfeiçoamento contínuo. O aprimoramento das técnicas de elaboração de modelos de depósitos minerais tem demandado uma intensificação nas pesquisas metodológicas nas áreas de análise de recursos minerais, geomatemática, bancos de dados, processamento digital de imagens, SGIs etc... (Figueiredo, 1992). Entretanto, para que essas técnicas venham a representar uma contribuição efetiva para a exploração mineral torna-se imprescindível contar com os resultados das pesquisas convencionais, obtidas nas áreas de estudos tectônicos e metalogenéticos regionais e de gênese e evolução de depósitos minerais (Figueiredo, 2000).

Tabela 5.1 – Classificação de depósitos minerais segundo o ambiente geológico-tectônico (simplificado de Cox *et al.*, 1986).

Magmático	Intrusivo	Máfico – ultramáfico	Área estável Área instável
	Extrusivo	Alcalinas e básicas	Faneríticas Pórfiro-afaníticas
Félsicas		Máficas	
Sedimentares	Rochas clásticas Rochas carbonáticas Sedimentos químicos	Felsico-máficas	
		Metamórfico regional	Metavulcânicas e metassedimentares Metapelitos e quartzitos
Superficial	Residual Deposicional		

5.1.1 Classes de modelos de depósitos minerais

Adams (1985) agrupou as propostas de modelos de depósitos em três classes:

- modelos empíricos, descritivos ou de ocorrência: envolvem apenas articulação de dados estruturais, geoquímicos, de zoneamento, de alteração, geofísicos, cristaliquímicos, teor/tonelagem, etc. de caráter descritivo;

- modelos conceituais, genéticos ou de processos: envolvem a articulação de dados estruturais, geoquímicos, de zoneamento, de alteração, geofísicos, cristaliquímicos, etc. dentro de uma proposição genética para o processo mineralizador;

- modelos metodológicos, diagnósticos ou integrados: envolvem a proposição de sistemáticas de trabalho para a exploração/prospecção de determinados tipos de depósitos minerais na forma de modelos de exploração, método DPC (*data-process-criteria*), de hipóteses múltiplas de trabalho, etc.

5.1.1.1 Modelos empíricos, descritivos e genéticos

O modelo empírico de depósitos minerais limita-se à descrição dos elementos geológicos que controlam a posição geográfica e a geometria do depósito, além das

características texturais, composicionais e estruturais do minério e de suas encaixantes. Esse tipo de modelo não considera as relações entre os elementos geológicos e os processos de mineralização. Então, baseia-se na simples observação e registro de semelhanças de texturas, composição e estruturas do minério e das rochas hospedeiras para definir um agrupamento de depósitos característicos. Estas semelhanças que dão origem ao modelo empírico de depósito podem ser utilizadas como guias prospectivos em várias escalas de pesquisa.

O modelo descritivo, por outro lado, compreende os atributos reconhecidos como diagnósticos ou essenciais de um tipo de depósito. Este tipo de modelo considera as mesmas feições geológicas, petrológicas e geoquímicas do minério e de suas rochas encaixantes, mas ressalta as feições diagnósticas sobre o controle geológico dos corpos de minério.

O modelo genético, de outra forma, considera as relações entre os elementos geológicos e os processos de mineralização. Assim, este modelo agrega o fator interpretativo dos elementos geológicos em função dos processos que estariam envolvidos na formação do(s) depósito(s) mineral(is) considerado(s).

Os MDMs empíricos e descritivos são mais diretamente aplicados na exploração mineral, pois se baseiam em elementos concretos reconhecíveis e não na avaliação genética. Um modelo empírico e/ou descritivo de depósito mineral pode, com o aumento do conhecimento geológico, tornar-se um modelo conceitual ou genético.

Os modelos de depósitos minerais podem ser divididos em subgrupos, dependendo de algum(ns) dos elementos distintivos do modelo. Tais elementos geológicos distintivos podem ser característicos de um pequeno grupo de depósitos minerais restritos a uma certa região, ou a uma seqüência estratigráfica específica, mas eles não foram bastante expressivos para demonstrar o agrupamento em um outro modelo específico de depósito.

Os níveis exploratórios de uma campanha prospectiva partem de escalas regionais até atingirem escalas de detalhes das zonas mineralizadas (Hodgson, 1993). A escala de investigação está relacionada com o nível de conhecimento geológico de cada área de estudo. Além disso, a escala da área de pesquisa deve ser determinada de acordo com o modelo de depósito considerado. Os trabalhos de exploração mineral podem ser executados em: 1) escala regional, 2) escala semi-

detalhe e 3) escala local. A tabela 5.2 mostra a relação entre as escalas da pesquisa, algumas feições geológicas e algumas técnicas de investigação usadas para a maioria dos modelos de depósitos minerais.

Na escala regional, são considerados ambientes geológicos favoráveis para a ocorrência de um determinado MDM. As características de determinado ambiente geológico/geotectônico (litológicas, estruturas geotectônicas e processos geológicos) são potenciais para alojar/formar determinados depósitos minerais (Mitchell & Garson, 1981). Ao identificar o ambiente geotectônico pode-se, de modo preliminar, inferir um MDM específico relacionado às lito-estruturas características daquele ambiente. Os ambientes geológicos podem ser agrupados em quatro grandes categorias: 1) ambientes convergentes, 2) ambientes divergentes, 3) ambientes transformantes e 4) ambientes intraplacas. Neste caso, a primeira etapa dos trabalhos de prospecção deve incluir a análise das feições regionais mais propícias ao alojamento do tipo de depósito mineral em estudo.

A escala de semi-detalhe envolve a investigação de litologias e de estruturas controladoras do suposto modelo de depósito mineral. São individualizadas áreas com poucas dezenas de quilômetros quadrados e, nelas, são identificadas estruturas como: falhas, seqüências e fácies vulcânica e/ou sedimentares, estratificação, zonas de alteração hidrotermal, estruturas deformacionais, etc...

A análise das litologias e/ou estruturas controladoras é fundamental para a definição dos processos envolvidos na formação dos depósitos minerais. Por exemplo, a identificação de depósitos minerais controlados por diques de arenitos ligados a zonas estéreis sugere a atuação de processos de interação a altas temperaturas de rochas sedimentares e de fluidos magmáticos que poderiam ter remobilizado e/ou formado o minério. Neste caso, os processos formadores levam à definição de guias prospectivos que serão utilizados para detalhar e delimitar o corpo mineral.

A escala local envolve a identificação do corpo de rocha portador das ocorrências e/ou minério (rocha hospedeira do minério). Neste nível de investigação, são identificadas estruturas do corpo de minério, como geometria do corpo de minério, zanações do corpo de minério, etc..., e estruturas e texturas do próprio minério. As informações geológicas adquiridas na escala de detalhe podem auxiliar no aprimoramento do MDM e na formulação de adaptações locais de modelos

clássicos. Porém, para propor um modelo metalogenético é necessário um estudo que abrange a(s) paragênese(s) de cada pulso de mineralização, a seqüência de mineralização, as inclusões fluidas para a determinação da origem dos fluidos mineralizantes e microsonda eletrônica para estudos de química mineral.

Tabela 5.2 – Tabela comparativa entre as feições geológicas a serem observadas em cada escala e as técnicas utilizadas (Modificado de Roldão, 2000).

Escala de Pesquisa	Feições Geológicas	Técnicas Utilizadas
Escala Regional	<ul style="list-style-type: none"> -avaliação do nível de erosão -tipos de associações litológicas -estruturas metamórfico-deformacionais -princípios estratigráficos 	<ul style="list-style-type: none"> -imagens de sensores remotos -litogeoquímica -compilação geológica regional
Escala Semi-detalhe	<ul style="list-style-type: none"> -relações estratigráficas entre as unidades -estruturas deformacionais favoráveis a mineralização -condições de metamorfismo e hidrotermalismo associados aos depósitos -mecanismo de alojamento das intrusões e sua relação com as encaixantes -nível de exposição das litologias 	<ul style="list-style-type: none"> -análise estrutural -geofísica terrestre -geoquímica da unidade controladora do depósito -sondagem preliminar -mapeamento litoestrutural
Escala Local	<ul style="list-style-type: none"> -geometria e controle dos corpos de minério -análise das estruturas, texturas e zonações internas do corpo mineralizado -definição de pulsos de mineralização e paragênese do minério 	<ul style="list-style-type: none"> -petrogênese -sondagem -composição do corpo mineral -abertura de trincheiras -geofísica -geoquímica -petrografia

5.1.1.2 Método DPC (*data-process-criteria*)

Este método é o mais sofisticado na identificação dos critérios de diagnósticos dos tipos de depósitos. Ele induz o geólogo a raciocinar sobre os processos

responsáveis pela presença desta ou daquela feição. A identificação destes critérios envolve uma estimativa do grau de necessidade e de suficiência das características destes depósitos.

Ao lado de uma lista de depósitos análogos (mesmo tipo) e dos dados geológicos que caracterizam estes depósitos, deve ainda ser elaborada uma lista de processos que podem ter sido responsáveis pelas características destes depósitos (Figueiredo, 1992). Se as características estão presentes, isso indica que o processo ocorreu e se estão ausentes indica que o processo não ocorreu. Quando estas características aparecem e são formadas por algum processo, mas também podem ser formadas por outros processos, elas são ditas necessárias, mas não constituem evidência que sejam suficientes para que o processo mineralizador particular tenha operado.

A estimativa do grau de necessidade e de suficiência pode ser feita, segundo Adams (1985), através da aplicação das seguintes regras:

- se a característica é formada ou associada ao processo, a necessidade é considerada alta se ocorre comumente, intermediária se aparece em alguns casos e é considerada baixa se ocorre apenas raramente;

- se a característica é formada pelo processo e reflete aspectos significantes do processo, a suficiência é alta, intermediária ou baixa se também ocorre, respectivamente, em quase todos os casos, em alguns casos ou raramente.

Assim, um modelo de exploração deve incluir os critérios de mais alto grau de necessidade e suficiência possível para cada processo de formação de depósito.

5.1.1.3 Modelo teor/tonelagem

Este tipo de modelo é apresentado na forma de gráficos. Nestes gráficos, os logaritmos dos teores ou das toneladas de todos os depósitos de uma mesma classe são plotados nas abscissas e a proporção dos depósitos (número de ocorrências) é plotada nas ordenadas (Fig. 5.1).

Na figura 5.1a, estão plotadas as tonelagens de 118 depósitos de ouro do tipo veios de quartzo com sulfetos (Cox *et al.*, 1986). Por este gráfico, é possível estimar que a probabilidade de encontrar depósitos desse tipo com mais de 41000 t é de 50%, com mais de 1,3 Mt é de 10%, e assim por diante.

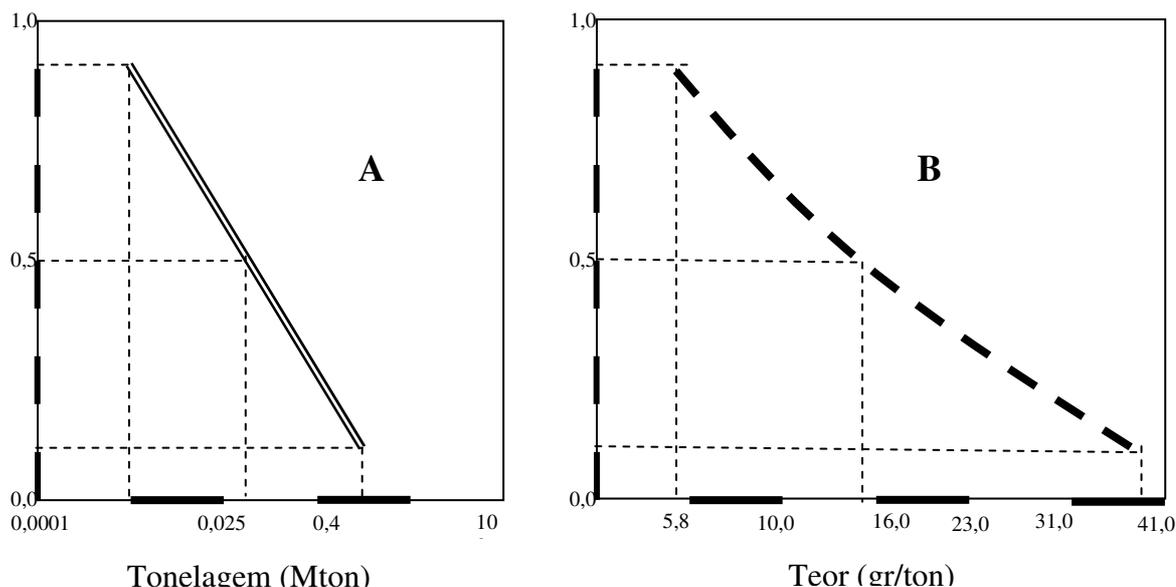


Figura 5.1 – Modelos teor/tonelagem para 118 depósitos de ouro em veios de quartzo com sulfetos (Modificado de Cox *et al.*, 1986).

5.1.1.4 Modelo de probabilidade de ocorrência

Os modelos de probabilidade de ocorrência são usados para a obtenção de mapas com a localização das áreas favoráveis para novas ocorrências minerais de um determinado tipo de minério. A região pesquisada é dividida em células cujo número e dimensões devem ser determinadas em função da área total e da densidade de conhecimento geológico na região. Hoje em dia, a aplicação deste método vem se tornando mais acessível graças ao desenvolvimento dos sistemas georeferenciados de informações (SIGs).

Entretanto, deve-se notar outros aspectos para a elaboração deste modelo, tais como: a seleção, a definição e a ponderação das variáveis utilizadas e a análise de consistência, que é requerida tanto para a escolha de células modelo, como para a apresentação dos mapas metalogenéticos probabilísticos (Figueiredo, 1992).

Com estes modelos de probabilidade, é possível listar as variáveis (geológicas, geoquímicas, geofísicas, etc.) que contribuem para a seleção das áreas. Obviamente, estas variáveis devem ser incorporadas aos modelos descritivo-genéticos dos depósitos minerais (Fig. 5.2).

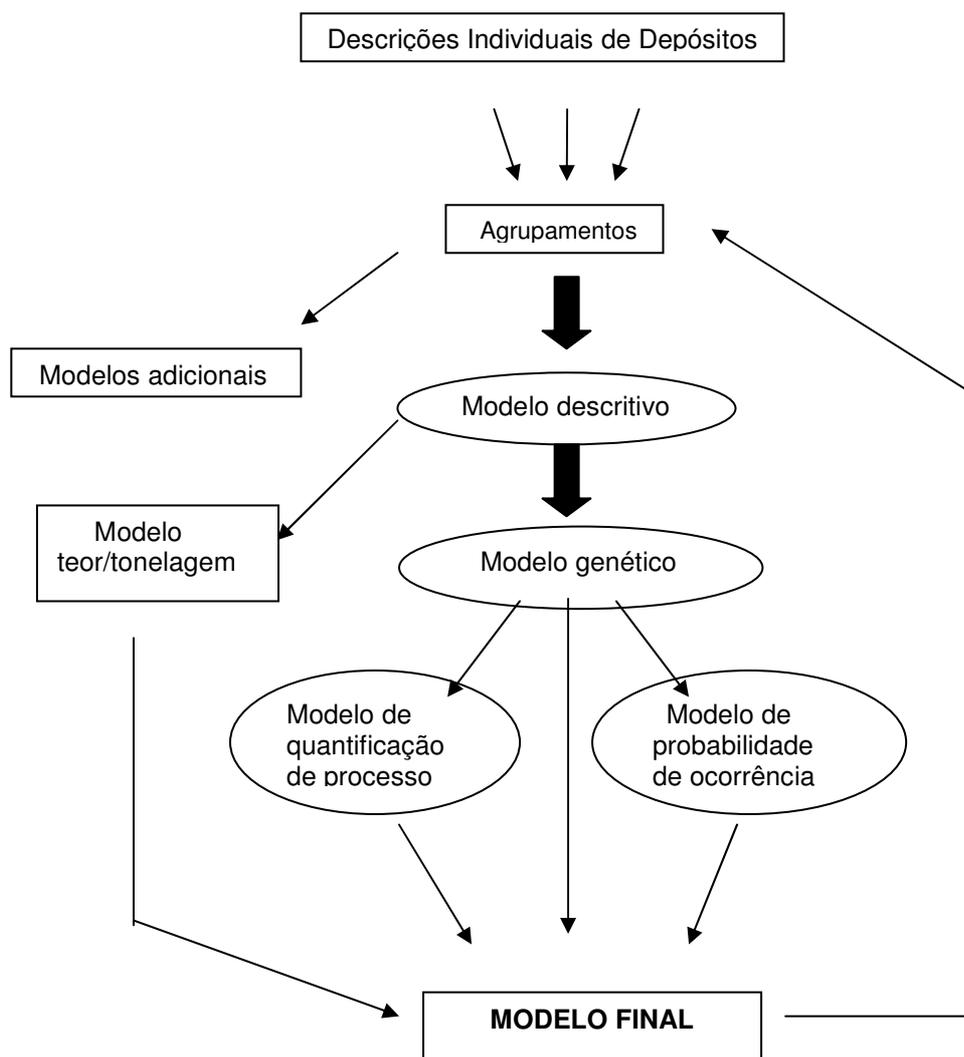


Figura 5.2 – Fluxograma de evolução dos diferentes tipos de depósitos minerais (Modificado de Cox *et al.*, 1986).

5.2 DEPÓSITOS DE AMETISTA NO BRASIL

As características de ambiente e condicionamento geológico das principais ocorrências econômicas de ametista atualmente conhecidas no Brasil permitem que elas sejam organizadas nos seguintes modelos como descritos por Adams (1985):

- Modelo tipo 1: abrange os depósitos de ágata e de ametista alojados em basaltos. São exemplos típicos, os depósitos de ametista do Alto Uruguai (DMAS) e de ágata no Salto do Jacuí (Distrito Mineral de Salto do Jacuí - MDSJ), ambos no

Rio Grande do Sul (Juchem *et al.*, 1987; Juchem, 1999; Schmitt *et al.*, 1991). Esse tipo de depósito foi anteriormente caracterizado como geodos em basalto por Bossi & Caggiano (1974).

- Modelo tipo 2: reúne as ocorrências de ametista em quartzitos, como exemplificado pelo depósito de ametista do Alto Bonito, município de Marabá, Pará (Collyer & Mártires, 1991).

- Modelo tipo 3: engloba os depósitos secundários de ametista em colúvios, alúvios e coberturas lateríticas. A ocorrência típica deste modelo é o depósito de Pau D'Arco, em Conceição do Araguaia, no Pará (Collyer *et al.*, 1991).

Uma síntese das principais características dos depósitos de ametistas e ágatas em cada um destes modelos é apresentada na tabela 5.3 a seguir.

5.2.1 Geodos em basaltos da Fm. Serra Geral

As ocorrências de geodos em basalto da Fm. Serra Geral, aqui agrupadas no Tipo 1, podem ser classificadas ainda em 2 grupos:

- a) Geodos com ametista: os depósitos característicos são encontrados no DMAS, onde os geodos aparecem alojados em um basalto cinza-esverdeado escuro, de características maciças. Estas características também são encontradas nos depósitos de Chopinzinho, PR (Chodur *et al.*, 2002).
- b) Geodos com ágata: os depósitos característicos são encontrados no DMSJ, onde os geodos maciços (completa ou quase completamente preenchidos com ágata) estão hospedados em um basalto altamente vesicular (vesículas < 2-3 cm), de cor cinza-avermelhado a avermelhado.

As ocorrências de geodos da região de Santana do Livramento e Quaraí (RS) e, por extensão, os depósitos encontrado no Departamento de Artigas (Uruguai) apresentam características híbridas entre estes dois sub-tipos de geodos em basalto. O detalhamento dos elementos geológicos caracterizadores das ocorrências de geodos na região da fronteira do RS com o Uruguai estão sendo exploradas mais detalhadamente por Acauan (2007). Além disso, a região da fronteira (Quaraí – Artigas) também exibe a presença de algumas ocorrências de geodos em colúvios,

eluvios e alúvios (Acauan, 2004). Este tipo de ocorrência é derivado dos processos de intemperismo e erosão das rochas basálticas e pode caracterizar um terceiro sub-tipo (c) na classificação aqui esboçada.

Tabela 5.3 – Síntese das características dos modelos descritivos de ocorrências econômicas de ametista e ágata no Brasil. Conforme Acauan (2004), baseado em dados de Collyer & Mártires (1991), Collyer *et al.* (1991), Juchem *et al.* (1987), Juchem (1999), Schmitt *et al.* (1991).

MODELO	TIPO 1	TIPO 2	TIPO 3
Gema	Ametista e/ou ágata	Ametista	Ametista e/ou ágata
Rochas encaixantes	Basalto	Quartzito	Alúvios, colúvios e coberturas lateríticas sobre conglomerados
Idade da encaixante	Jurássico	Proterozóico Inferior	
Minerais associados	<u>Ametista e ágata</u> : calcita; opala; zeólitas; cristal de rocha; jaspe; apofilita; calcedônia; <u>Ametista</u> : quartzo (rosa, leitoso); gipsita; barita	Hematita; pirolusita; manganita; cristal de rocha, quartzo fume	
Forma dos geodos	Arredondado, colunar, ovóide; às vezes irregulares		
Cristalografia	Dois romboedros nos cristais de ametista		
Fraturas	Conchoidal e irregular na ametista		Cicatrizadas e secas na ametista
Cor	<u>Ametista</u> : violeta claro a escuro, por vezes com tons azulados e zonação de cor; <u>Ágata</u> : cinza, branca, castanha	Tons variados de violeta	Violeta muito forte
Inclusões sólidas	<u>Ametista</u> : óxido de ferro; goethita; calcedônia e calcita		<u>Ametista</u> : hidróxido de ferro, rutilo
Inclusões fluidas	<u>Ametista</u> : bifásicas (l-g); monofásicas aquosas		<u>Ametista</u> : bifásicas (s-l e l-g)
Tratamento térmico	Alguns tipos de ágata adquirem cor avermelhada	10% das ametistas são tratadas gerando citrino entre 200-300 °C	<u>Ametista</u> : aplicado para a abertura da cor
Tratamento químico	A ágata é tingida com pigmentos amarelo, preto, verde, pardo, azul e vermelho		

5.3 MODELAGEM DOS DEPÓSITOS DE AMETISTA DO DMAS

Os depósitos de gemas em geodos que constituem o distrito mineiro do Alto Uruguai estão hospedados por derrames vulcânicos de ampla ocorrência. A mineralização geódica, porém, apresenta uma distribuição restrita, que é

constantemente referida como “irregular e caótica” e cujos controles geológicos mostram-se, em geral, complexos e pouco conhecidos (Corrêa, 1995).

O DMAS possui 4 horizontes mineralizados situados em diferentes cotas altimétricas e derrames vulcânicos (derrames 2, 6, 8 e 9), conforme descrito por Gomes (1996). Geograficamente, no entanto, esses níveis mineralizados aparecem em locais distintos no DMAS, conforme identificado pelos garimpeiros da COOGAMAI (Amorim *et al.*, 2005):

- i) horizonte mineralizado inferior (“veia” da Várzea): ocorre aproximadamente na cota altimétrica de 240m e apresenta geodos de ametista pobremente desenvolvidos. No entanto, possui os melhores exemplares de geodos de calcita, que tem sido explotados em alguns locais;
- ii) horizonte mineralizado intermediário (“veia” baixa): é localizado entre as cotas altimétricas de 360-370 m. Esse horizonte foi explotado durante algum tempo, na década de 1980, mas atualmente não está sendo explotado;
- iii) horizonte mineralizado superior (“veia” superior): vem sendo explotado nos últimos 50-60 anos; mas, a explotação em galerias subterrâneas ocorre a aproximadamente 30-35 anos. Esse horizonte ocorre na cota altimétrica 410-440m e produz os geodos de ametista de melhor qualidade. Esse horizonte mineralizado é considerado um depósito mineral de classe mundial.

A estruturação estratigráfica do horizonte mineralizado superior foi inicialmente avaliada por Corrêa (1995). Essa avaliação foi realizada com base nos princípios definidos por Leinz (1949): diferenciação do basalto maciço ao basalto vesicular dentro do mesmo derrame. Esse princípio norteia a caracterização das rochas hospedeiras dos geodos de ametista, conforme pode ser visto na revisão dos dados.

O basalto hospedeiro de geodos possui espessuras que variam entre 40 e 50 metros nas regiões de garimpo e entre 15 a 20 metros nas porções mais marginais dessa unidade vulcânica. As variações mineralógicas, texturais e estruturais encontradas no derrame mineralizado caracterizam a natureza composicional, as condições de extravasamento e de resfriamento do magma.

Os diferentes horizontes característicos neste derrame foram identificados inicialmente por Szubert *et al.* (1978) que descreveram um perfil típico: a) zona

amigdalóide, composta por basalto vesicular associado a fragmentos de arenito silicificado ou de basalto afanítico formando um aglomerado definido como “brecha” vulcânica; b) zona de topo, representado por basalto fino com intenso fraturamento horizontal; c) zona maciça onde se encontra o nível mineralizado; d) zona intermediária; e e) zona horizontal de base, com basalto fino e disjunção horizontal.

5.3.1 Elementos geológicos caracterizadores regionais

Os trabalhos de detalhamento geológico-estrutural no DMAS ocorreram em vários níveis de pesquisa de modo concomitante. Hammes (2006), sob a orientação e dentro do escopo desta dissertação, investigou a estruturação das unidades líticas que compõem cada um dos horizontes mineralizados no DMAS, com referência à individualização mais precisa dos derrames. Neste sentido, Hammes (2006) individualizou um conjunto de 21 derrames para o DMAS, com base em Modelo Digital de Terreno, análise geomorfológica e investigação geológica de campo (Fig. 5.3). Os horizontes mineralizados estão situados nos derrames de número 3, 6 e 9 e 11 desta nova estratigrafia de derrames (Fig. 5.3 a seguir).

A estrutura lítica de cada um dos diferentes horizontes mineralizados do DMAS é distinta entre eles (Hammes, 2006). A estrutura mais complexa e completa está ligada ao “horizonte superior” qualificado pelos garimpeiros. Desta forma, a modelagem dos depósitos de geodos com ametista do DMAS será realizada com base no nível mineralizado mais superior (cota 410-440 m), pois esse nível apresenta i) as melhores condições de acesso aos dados geológicos (exposição), ii) a mais variada e completa estruturação litológica e estrutural dentre os demais níveis mineralizados no DMAS, e iii) mais alta produção no tempo e no espaço no DMAS.

Este nível mineralizado corresponde estratigraficamente ao décimo primeiro (11º) derrame na seqüência do DMAS e prossegue por vários quilômetros até os municípios de Frederico Westphalen, Planalto, Rodeio Bonito e Cristal do Sul, entre outros, onde foram feitos perfis geológicos. No entanto, as investigações regionais de detalhamento deste horizonte mineralizado superior mostram que algumas de suas unidades líticas (ver item seguinte) não ocorrem em vários locais e tal ausência está relacionada com a ausência de geodos de ametista, ou com a presença de geodos com qualidade fraca (cor roxa pouco intensa, p.ex.).

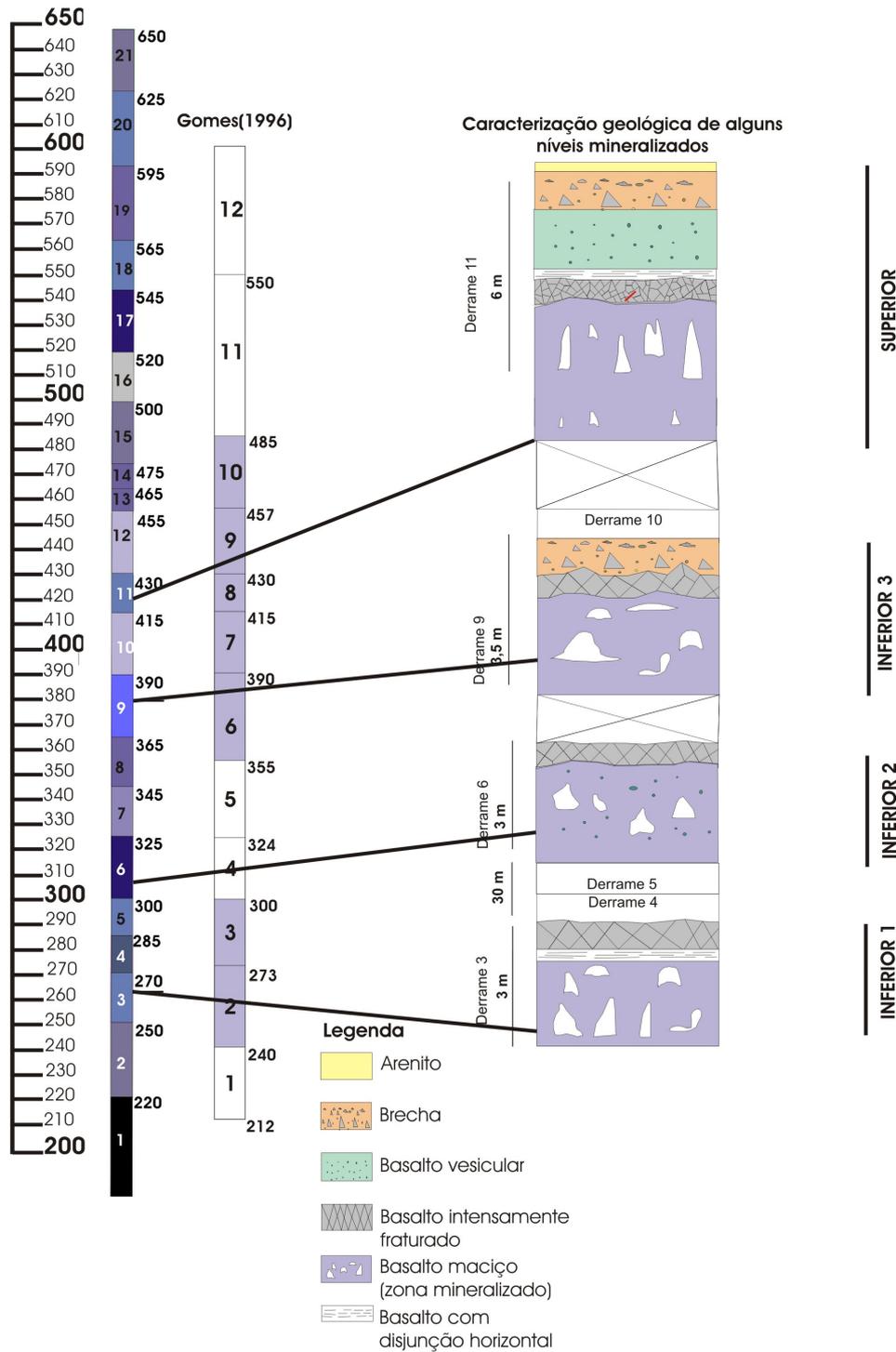


Figura 5.3 – Estratigrafia dos derrames no DMAS e posicionamento estratigráfico dos horizontes portadores de geodos no distrito (cf. Hammes, 2006). Para comparação, a estratigrafia de derrames definidas por Hammes (2006) é confrontada com a estratigrafia definida por Gomes (1996).

O posicionamento estratigráfico do horizonte mineralizado superior, de outro modo, também parece estar condicionado pelos derrames individuais e pelas seqüências vulcânicas, como definido no Capítulo 3. Esta distinção parece estar

presente entre os municípios de Ametista do Sul e Saltinho, por exemplo. Em Ametista do Sul, o horizonte mineralizado superior está presente na cota altimétrica de aproximadamente 430 m (conforme modelo digital acurado de terreno produzido a partir de imagens ASTER e georreferenciado com dados de campo; Buffon *et al.*, 2005; Hammes, 2006). No Município de Saltinho, por outro lado, o horizonte mineralizado superior parece estar posicionado em uma cota altimétrica mais baixa (390-410 m). A estrutura estratigráfica, em termos de seqüência vulcânica, é distinta em ambos os locais (Fig. 5.4).

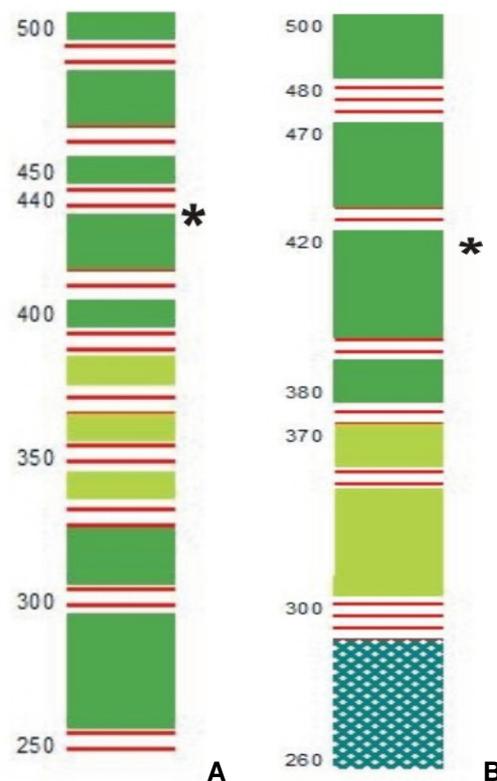


Figura 5.4 – Estratigrafia de seqüências nos municípios de Ametista do Sul (A) e Saltinho (B), identificando o posicionamento do horizonte mineralizado superior (*).

Este posicionamento estratigráfico pode ser reflexo do caráter intrusivo do basalto vesicular (ver Capítulo 3), o qual aproveitou diferentes discontinuidades estruturais para se alojar como *sill* e promover a formação das estruturas geológicas aqui descritas. Neste sentido, há que se observar que os limites estruturais entre os derrames 9, 10 e 11 (ver figura 5.3 anterior) estão posicionados nas alturas ortométricas de 390, 415 e 430 metros e equivalem ao posicionamento do horizonte mineralizado superior. Dentro deste contexto, é possível que a intrusão do basalto

vesicular tenha ocorrido nestes diferentes limites estruturais e promovido, em cada um, diferenciações regionais de estratigrafia em escala de mina. Esta diferenciação de estratigrafia de detalhe pode estar ligada à diferenciação na tipologia dos geodos de ametista, como será abordado posteriormente. No entanto, a definição exata destas condições não foi possível de ser concluída no presente trabalho e está sendo conduzida nos trabalhos que se encontram em andamento.

5.3.2 Elementos geológicos caracterizadores de detalhe

O presente projeto, dentro da seqüência programada de investigações, executou um aprofundamento do conhecimento geológico e, conseqüentemente, das estruturas controladoras dos geodos de ametista. A estrutura estratigráfica do horizonte mineralizado superior (pesquisa mineral em escala de mina) é balizada pelas seguintes unidades (Figuras 5.5 e 5.13):

5.3.2.a - Basalto maciço inferior (Derrame 9)

Esse basalto mostra disjunção colunar e um pequeno número de vesículas próximo ao contato superior com o basalto vesicular inferior. As vesículas são preenchidas por celadonita, quartzo e localmente arenito (raro). Ele constitui o derrame 9 conforme definido por Hammes (2006). Possuem espessura de aproximadamente 1,80 m onde ocorrem os geodos com formatos achatados, em forma de chapéu, e subordinadamente como colunas curtas. Ele apresenta estrutura maciça e este nível atualmente está inativo.

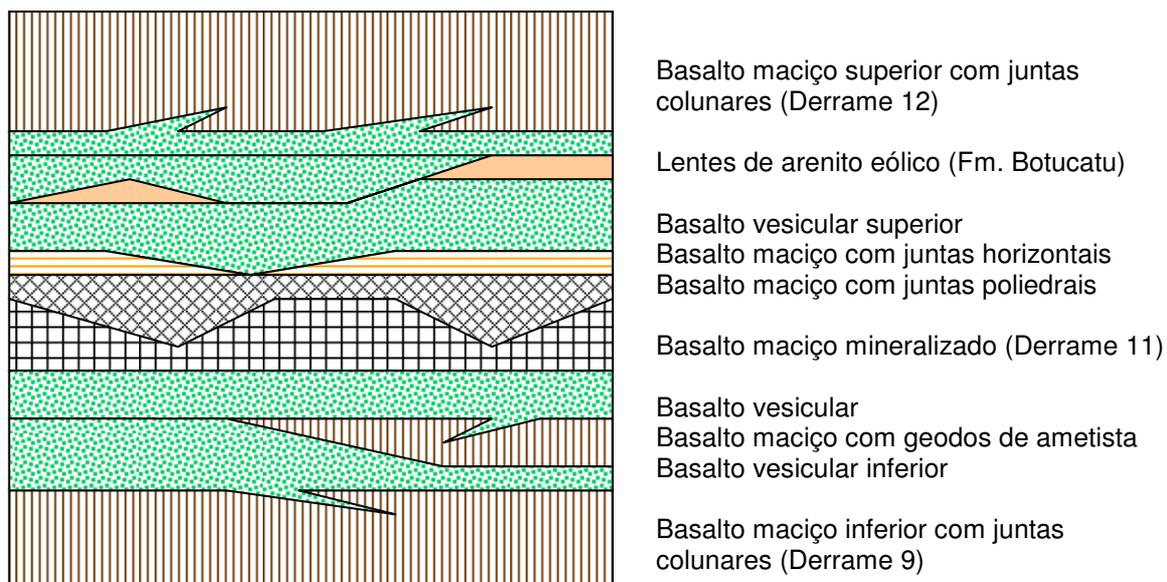


Figura 5.5 – Detalhe estratigráfico e estrutural entre as rochas do nível mineralizado superior do Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS, Brasil)

5.3.2.b – Basalto vesicular inferior

Este basalto vesicular de base foi acessado em raros afloramentos por estar abaixo do nível mineralizado. O contato entre os basaltos maciço e vesicular inferiores é abrupto. O basalto vesicular inferior mostra coloração cinza avermelhada com variado grau de intensidade dos tons vermelhos. Este basalto possui vacúolos milimétricos, raramente centimétricos, que estão total ou parcialmente preenchidos por ágata±quartzo ou por celadonita, o que confere à rocha uma feição pontuada em verde; em alguns locais, ocorrem pequenos geodos com formas achatadas, variando de 1 mm a 10 cm. A espessura desse basalto vesicular está entre 1 e 6 m. Esse basalto vesicular pode apresentar lentes de basalto, as quais, em alguns casos, são portadoras de geodos de ametista.

5.3.2.c – Basalto maciço com geodos de ametista

Essa lente de basalto maciço contém geodos de ametista e está sendo explorada no Garimpo do Genoir (figura 5.6). As características petrográficas desse basalto são as mesmas do basalto maciço inferior e do basalto maciço mineralizado principal (“laje”). Os contatos dessas lentes com o basalto vesicular são normalmente abruptos. A espessura desse basalto varia de 3 a 4 m. A descontinuidade dessa lente de basalto maciço não possibilitou ainda avaliar se ela

constitui um derrame (10) fragmentado, ou se constitui um fragmento do derrame superior, ou mesmo do derrame inferior isolado pela intrusão do basalto vesicular.

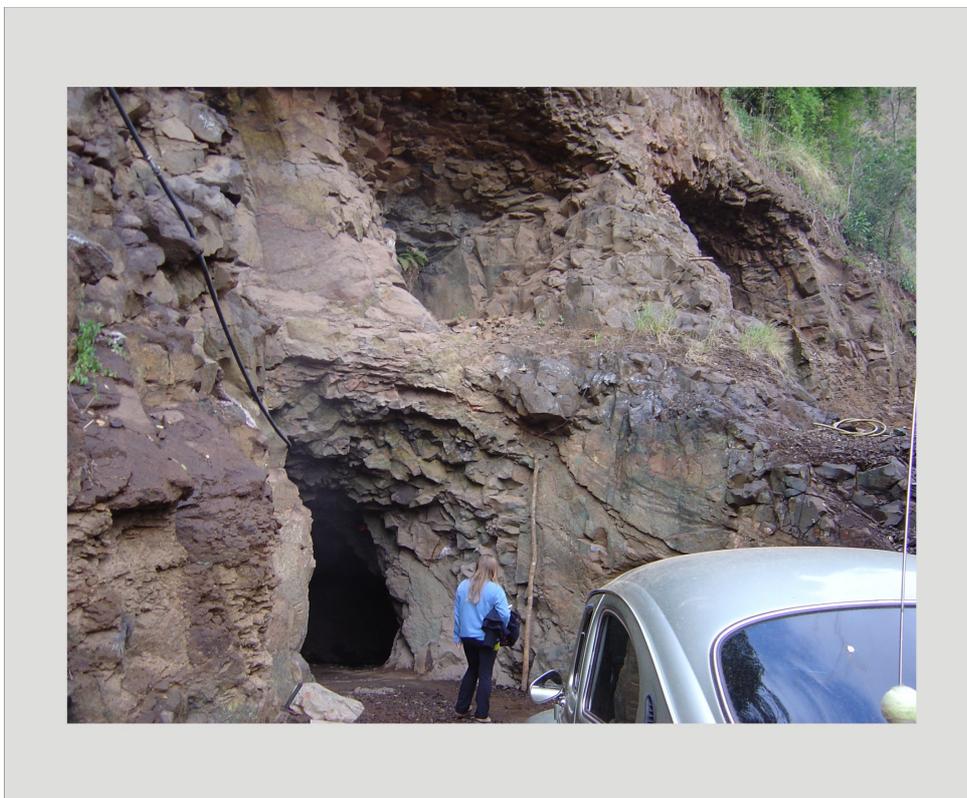


Figura 5.6 – Fotografia do garimpo na localidade de São Rafael (Ametista do Sul), mostrando dois níveis. Basalto portador de geodos na parte superior, onde foi abandonado e basalto maciço subjacente (3m) que esta sendo explorado.

5.3.2.d – Basalto maciço portador dos geodos de ametista (“laje”) (Derrame 11)

Esse basalto constitui a principal unidade litológica produtora de geodos de ametista no DMAS. A espessura dessa unidade varia entre 0,5 e 2,5 m e possui fraturas verticais e horizontais bem espaçadas. O contato com a unidade superior de basalto maciço é abrupto.

A principal feição desta unidade litológica em escala de mina refere-se às fraturas verticalizadas e horizontalizadas. Algumas destas fraturas estão preenchidas por uma paragênese composta por calcita±celadonita+ágata+quartzo, paragênese semelhante àquela encontrada nos geodos de ametista (Fig. 5.7).

Não raro, observa-se que estas pequenas vênulas/veios estão conectadas à base de geodos de ametista (Fig. 5.8); os locais destas conexões, na base dos geodos, podem conter brechas hidráulicas (fragmentos de basalto maciço

cimentados por calcita±ágata+quartzo). As fraturas também podem estar preenchidas por um basalto vesicular cujas vesículas estão parcial ou totalmente preenchidas por celadonita (Fig. 5.7).



Figura 5.7 – Fratura preenchida por calcita±celadonita+ágata+quartzo, paragênese semelhante a encontrada nos geodos. Na ponta do cabo do martelo aparecem fraturas preenchidas por basalto vesicular, cujas vesículas estão preenchidas por celadonita.

Os geodos, na grande maioria dos casos, possuem uma forma cilíndrica disposta verticalmente (Fig. 5.9); a parte superior é mais afinada e a parte inferior é mais larga, tendendo a uma base plana. Esta base é chamada pelos garimpeiros e comerciantes de (“sapata”). Muitas vezes, são encontradas microvesículas arredondadas, alongadas paralelamente com uma disjunção horizontal; tais vesículas são preenchidas por quartzo e celadonita.



Figura 5.8 – Parte de geodo de quartzo leitoso com ágata conectado a veio preenchido por calcita±celadonita+ágata+quartzo. Garimpo dos Potrich (Ametista do Sul).



Figura 5.9 – Geodo de ametista na forma cilíndrica disposta verticalmente, exemplar exposto no Museu de Ametista do Sul.

Na maior parte, os geodos têm dimensões que variam entre 0,4 a 1,0 m de comprimento, mas podem alcançar 2,0 metros de comprimento. O peso usual varia entre 50 a 100 kg, mas, os maiores, podem ultrapassar 1000 kg de peso (Fig. 5.10). Os geodos estão preenchidos predominantemente por quartzo e ametista, mas podem conter calcita, gipsita e outros minerais secundários.

Dentro desse horizonte, há homogeneidade das características texturais, mineralógicas e estruturais. Constitui um basalto maciço de textura afanítica esverdeada devido à presença de celadonita. Apresenta diques preenchidos por quartzo, arenito, calcita ou zeólita que na maioria alimentam os geodos.

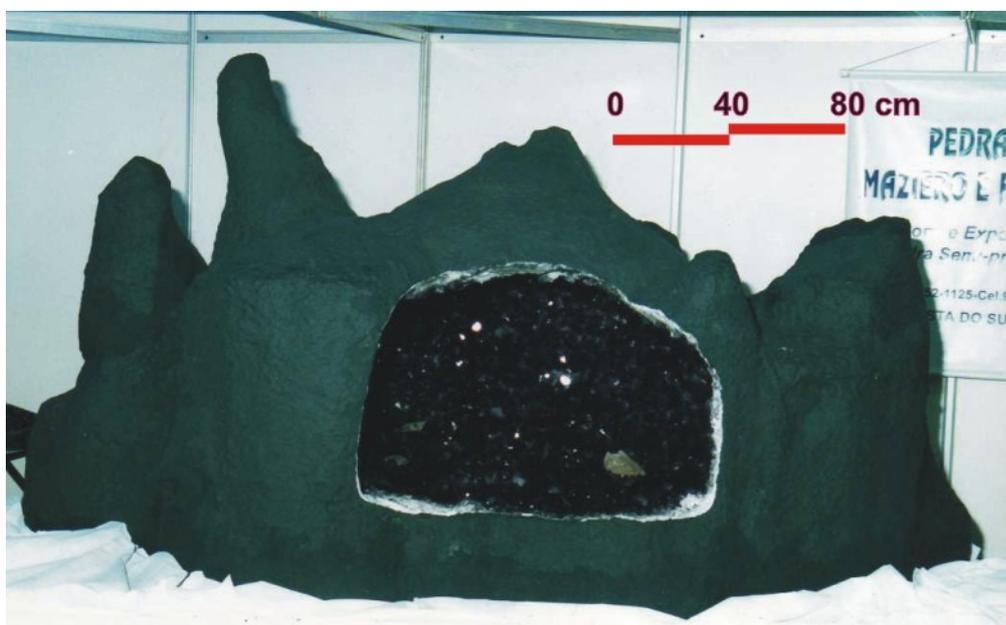


Figura 5.10 – Geodo composto de ametista (várias “cabeças”) e calcita formado pela coalescência de 6-7 colunas (DMAS), peso +/- 2500 Kg. (Gentileza de Pedra Maziero e Filhos Ltda).

5.3.2.e - Basalto maciço com fraturas poliedrais (“cascalho”)

O basalto maciço com fratura poliedrais tem um contato normalmente abrupto com o basalto maciço mineralizado. O fraturamento faz com que sejam delimitados poliedros de basalto com aproximadamente 10-15 cm de diâmetro; em alguns locais na parte inferior dessa camada, no entanto, o espaçamento das fraturas que delimitam os poliedros é menor (15-25 cm de diâmetro para os poliedros). As

características petrográficas desse basalto são as mesmas do basalto maciço inferior e do basalto maciço mineralizado principal (“laje”).

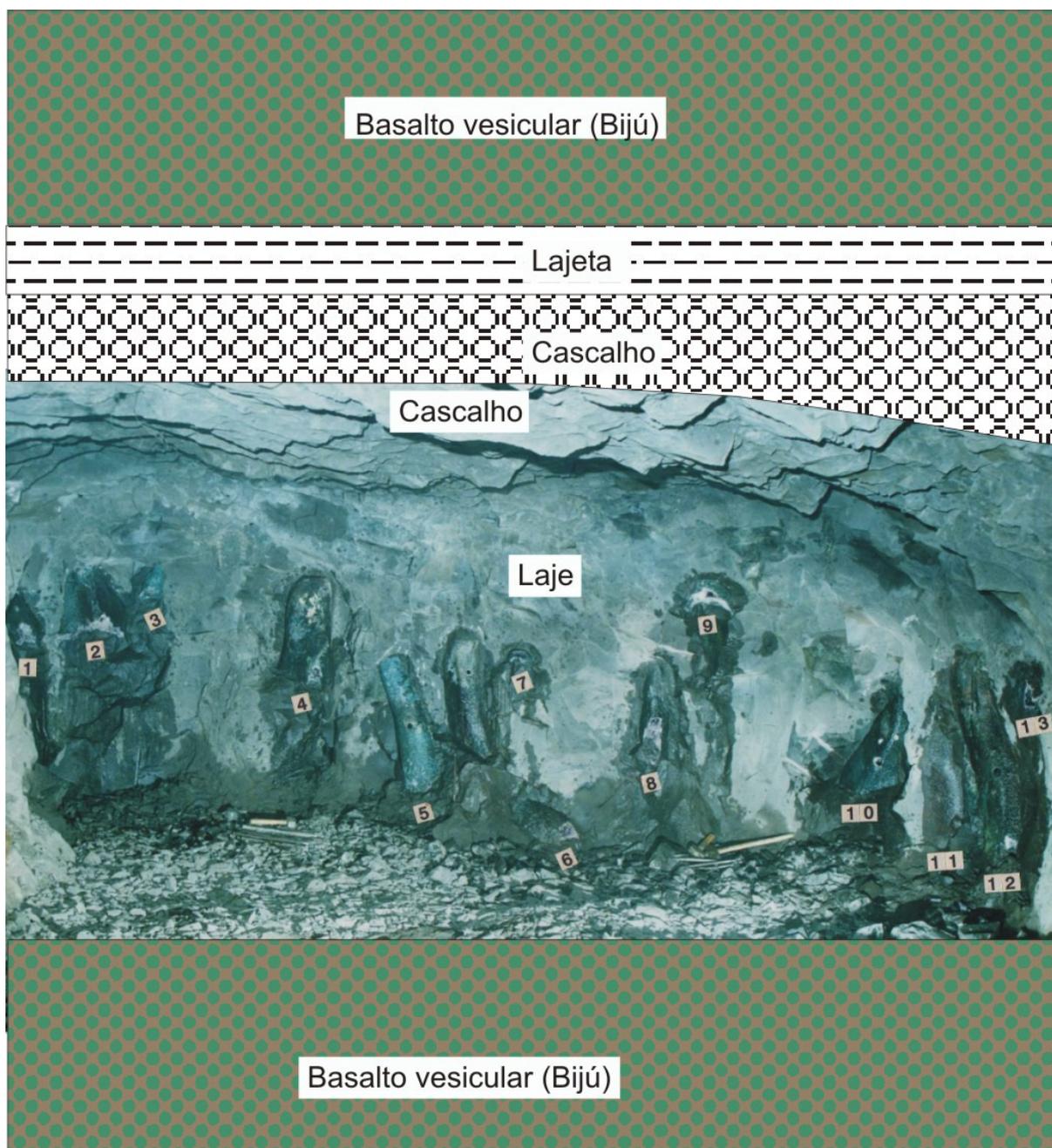


Figura 5.11 – Fotomontagem da estratigrafia das unidades líticas presentes em escala de mina no horizonte mineralizado superior do DMAS. Destaque para a fotografia onde estão identificados 13 geodos colunares presentes na “laje” da mesma frente de extração. (Gentileza de COOGAMAI).

Este horizonte tem um contato ondulado de larga escala com o basalto maciço portador dos geodos de ametista, de tal forma que ambos (“laje” +

“cascalho”) apresentem, ao longo do DMAS, uma espessura mais ou menos constante (3,0 – 3,5 m). Desta maneira, nos locais onde a “laje” é mais espessa, o “cascalho” diminui a sua espessura, e vice-versa; esta característica determina os “levantes” e “rebaixes” como são conhecidos pelos garimpeiros. Há que se notar, como mostra a figura 5.11 (fotomontagem anterior), que os geodos de ametista somente ocorrem nos “levantes”, ou seja, nos locais onde o basalto maciço portador (“laje”) é mais espesso.

5.3.2.f – Basalto maciço com disjunção horizontal (“lajeta”)

O contato do basalto maciço poliedral com o basalto vesicular superior é feito por meio de uma fina camada de basalto maciço (< 0,5 m de espessura) com disjunção horizontal, denominado “lajeta” pelos garimpeiros. As características petrográficas desse basalto também são as mesmas do basalto maciço inferior e do basalto maciço mineralizado principal (“laje”).

5.3.2.g – Basalto vesicular superior (“biju”)

O basalto vesicular superior mostra coloração avermelhada e um grande número de vesículas arredondadas, amebóides e com formato em gota (tamanho médio de 1-3 cm), preenchidas por celadonita+ágata±quartzo. O contato superior com o nível de brecha é transicional.

As vesículas possuem tamanho variado, desde milimétricas, até 5 centímetros, e estão total ou parcialmente preenchidas por calcedônia, quartzo, calcita e celadonita. Elas apresentam a forma ovóide ou em forma de gota que mostra a direção do fluxo de lava. Localmente, encontra-se pequenos geodos de tamanho entre 1 milímetro a 20 centímetros. A maioria das vesículas tem uma capa de celadonita.

Esta unidade apresenta cores que variam de tons de cinza a porções mais avermelhadas e mede entre 3 a 6 metros de espessura. Afastando-se da principal região das ocorrências de geodos (município de Ametista do Sul), nas localidades de Nonoai, Rodeio Bonito e Iraí, torna-se mais comum a presença de vesículas não preenchidas neste horizonte.

5.3.2.h – Brechas vulcânicas

É uma unidade de espessura variável, composta por fragmentos angulosos de arenito, de basalto vesicular e/ou de basalto maciço; a matriz da brecha é o basalto vesicular inferior, ou, no topo (junto à camada de arenito intertrap) arenito.

Este horizonte também possui diques irregulares de arenito e fragmentos angulosos de arenito silicificado com tamanho entre 5 a 10 centímetros cimentados pelo material ígneo. Aglomerados de rocha basáltica fina com fragmentos de arenito compõem a brecha mista, conforme reportado inicialmente por Szubert *et al.* (1979). Localmente, foi encontrado na parte superior deste horizonte lentes horizontalizadas de arenito de granulação fina, cuja base apresenta fragmentação e mistura com o basalto vesicular.

Também são encontrados fragmentos de basalto e arenito cimentados por material silicoso ou pela mistura de ambos. Nas frentes de alguns garimpos ou em cortes de estrada, pode-se perceber a variação do arenito como matriz e logo depois como fragmento da brecha (Fig. 5.12).

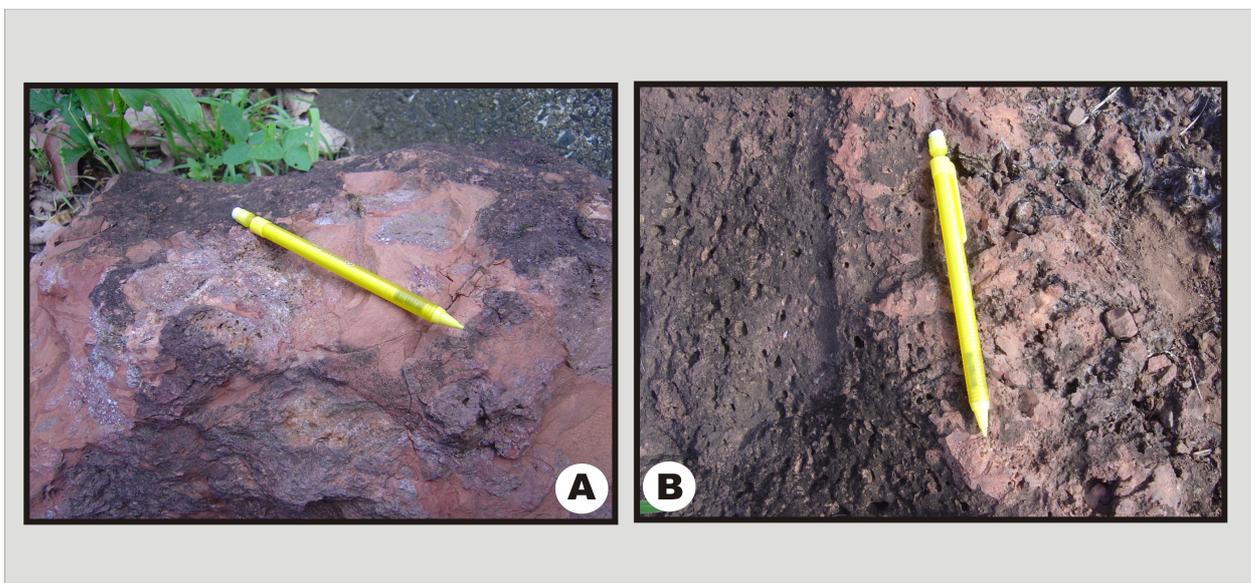


Figura 5.12 – Brechas vulcânicas. A) Fragmentos de basalto vesicular cimentados por arenito. B) Fragmentos de arenito numa matriz de basalto vesicular.

5.3.2.i – Arenito intertrape

Constitui uma camada descontínua do ponto de vista local e regional e apresenta nos locais onde é mais espessa, toda a feição de estratificação cruzada acanalada de grande porte (Fm. Botucatu). No entanto, em vários locais, essa camada está fragmentada e isolada em meio ao basalto vesicular que lhe é inferior (Fig. 4.6).

5.3.2.j – Basalto maciço superior (Derrame 12)

Constitui a unidade vulcânica que faz parte da seqüência de derrames que está acima do horizonte mineralizado no DMAS. Este derrame é constituído por um nível vesicular de topo com espessura de 10 m, uma zona basal prismática e um nível vesicular de base com espessuras entre 40 a 100 cm. Este basalto maciço possui uma espessura média em torno de 50 m e apresenta-se na forma de entablamento.

Algumas feições geológicas são destacadas na pesquisa mineral de detalhe, as quais serão de fundamental importância para os trabalhos de detalhamento geofísico, para a modelagem do horizonte mineralizado superior e para a estimativa regional de reservas. Essas feições são:

- o contato entre as unidades maciças e as unidades vesiculares é abrupto;
- a mineralização está localizada nos basaltos maciços;
- o contato entre o basalto maciço mineralizado (“laje”) e o basalto poliedral (“cascalho”) é ondulado e está controlado pelo sistema de falhas que cortam o horizonte mineralizado e alimentam os veios com celadonita+ágata+quartzo;
- a espessura da camada composta entre basalto maciço com geodos e basalto poliedral (“laje”+ “cascalho”) é mais ou menos constante nas áreas investigadas desse projeto.

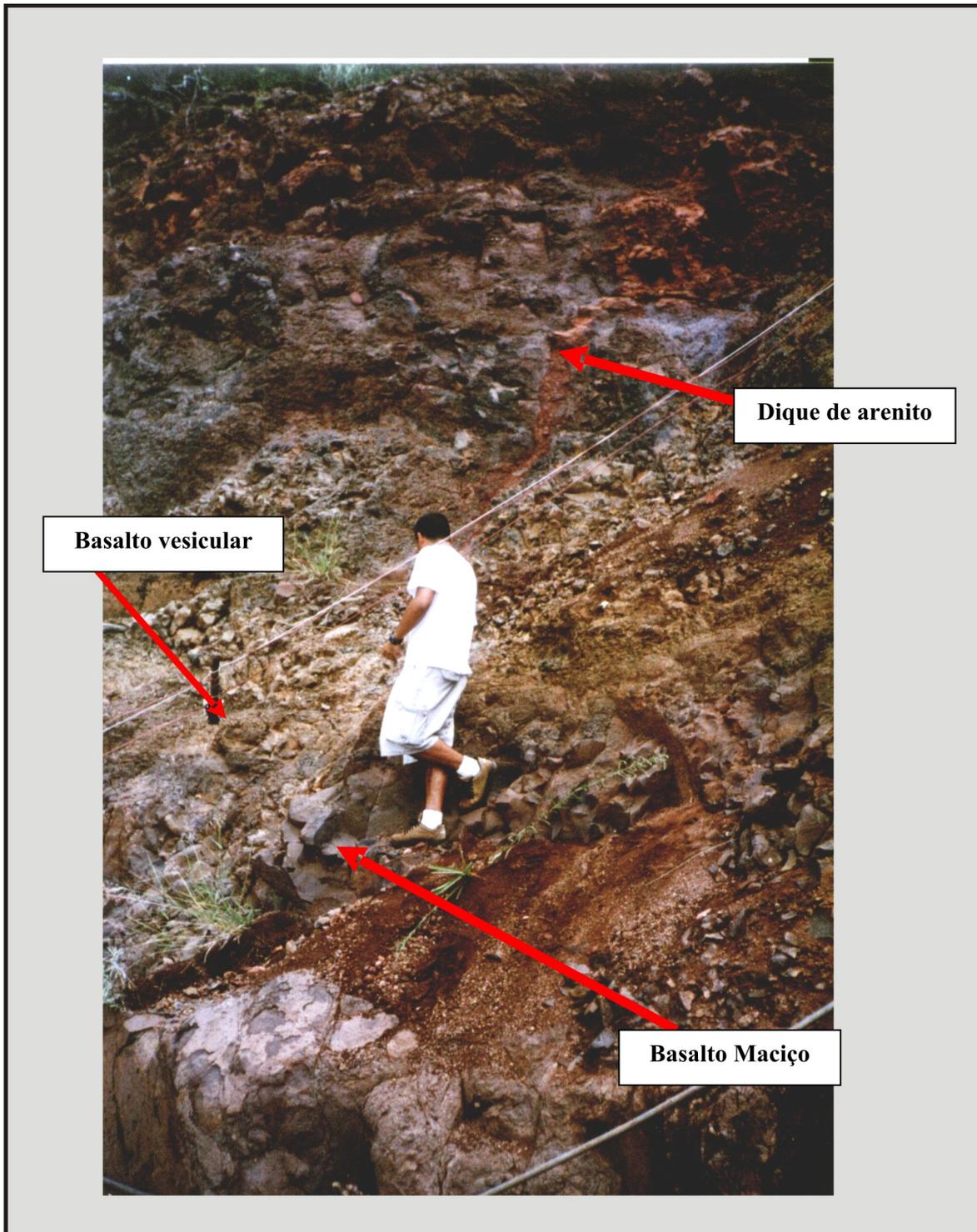


Figura 5.13 – Algumas das rochas que compõem a estratigrafia de escala de mina nos garimpos do Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS).

5.3.3. Pulsos de preenchimento dos geodos de ametista

No Distrito Mineiro de Ametista do Sul, os geodos estão parcialmente preenchidos por uma seqüência de minerais do grupo da sílica, como pode ser visto na figura 5.14 a seguir. O primeiro mineral que ocorre no interior dos geodos está disposto numa camada milimétrica a centimétrica de calcedônia maciça ou bandada, esta última caracterizando a variedade ágata (Ag). Logo após, aparecem massas de espessura centimétrica de cristais de quartzo (Qz) intercrescidos e inicialmente mal cristalizados, muito fraturados, incolores a leitosos; estes cristais mal cristalizados dão lugar a cristais bem formados e grossos (1-2 cm de comprimento). Na seqüência, aparece a ametista (Am), que constitui uma camada de alguns centímetros de espessura e que, em geral, ocorre como uma gradação progressiva do quartzo incolor para violeta num mesmo espécime mineral (Fig. 5.14b). A parte mais externa dos geodos é, em geral, revestida por uma fina camada de argila verde a verde azulada, que, por vezes, pode alcançar espessura em torno de um centímetro; esta argila foi identificada como celadonita e interpretada como resultante da alteração hidrotermal do basalto encaixante (Scopel, 1997). É importante destacar, ainda, que os cristais de quartzo-ametista crescem radialmente em relação às paredes dos geodos, com as pirâmides terminais dirigidas para o interior; o mesmo fato pode ser denotado para os finíssimos cristais da ágata (calcedônia bandada), na medida em que os cristais são perpendiculares aos bandamento e o bandamento, por sua vez, está disposto paralelamente às paredes dos geodos.

Também ocorrem outros minerais crescidos sobre a ametista, os quais representam episódios mais tardios de mineralização. Destes, a calcita é o mais comum e a sua presença é registrada em todos os garimpos estudados. Em alguns garimpos da região (Distrito de Santa Lúcia, Planalto), são encontrados grandes cristais hialinos de gipsita, variedade selenita, em associação com ametista, calcita e quartzo incolor (Juchem *et al.*, 1992). Algumas ocorrências de quartzo róseo são ainda registradas, bem como mineralizações esporádicas de barita associada a quartzo, calcita e eventualmente gipsita (Juchem *et al.*, 1993). Meunier *et al.* (1988) e Scopel (1997) citam ainda a ocorrência de zeólitas nos geodos dessa região.

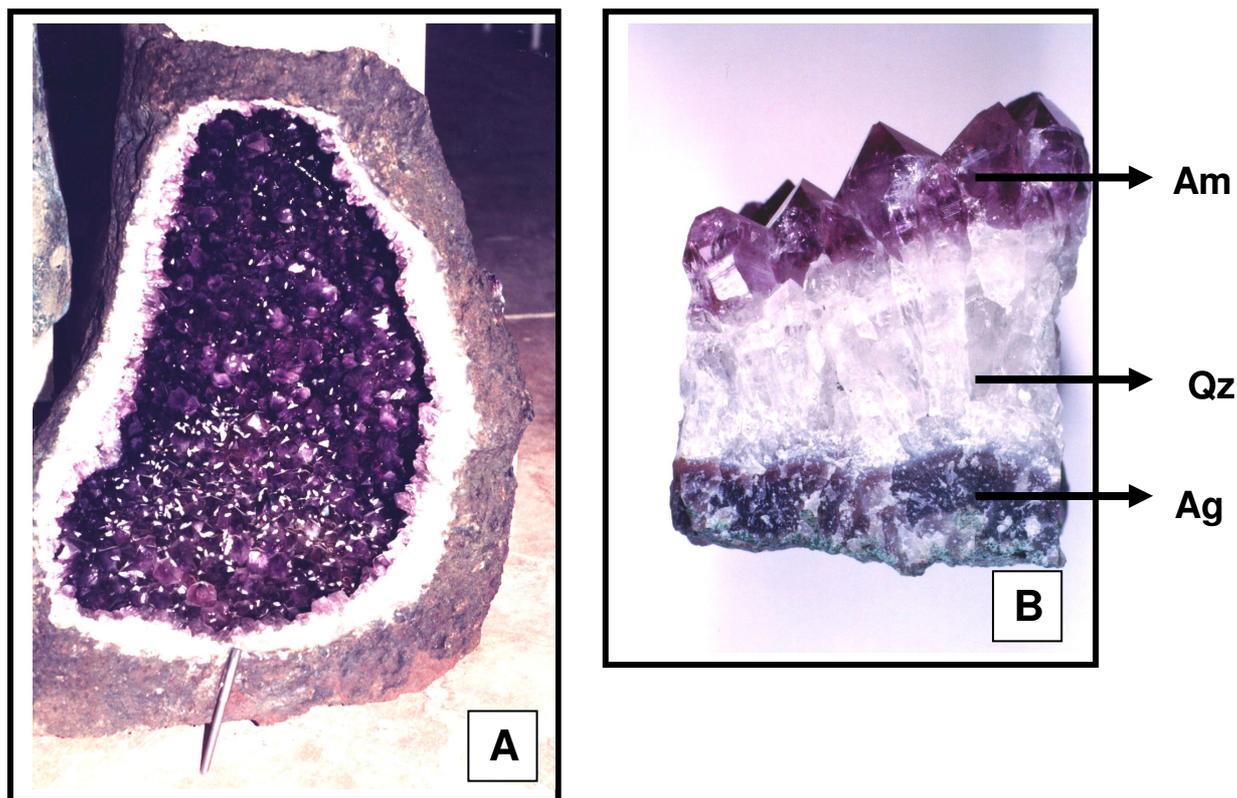


Figura 5.14 – Geodos mineralizados do Distrito Mineral de Ametista do Sul (RS). A) Geodo com fina camada de ágata, seguida de quartzo incolor, ametista e calcita. B) Fragmento de geodo mostrando em detalhe a seqüência de cristalização de ágata (Ag), quartzo incolor (Qz) e ametista (Am); tamanho da amostra: 10 X 8 cm.(Gentileza do Prof. Dr. Pedro Juchem)

Desde os primeiros trabalhos de campo, observou-se que, além da seqüência de minerais acima descrita, também podem ocorrer repetições dessa seqüência de minerais no interior dos geodos; os garimpeiros do DMAS identificam os geodos de “duplo sal”, em referência à existência de duas camadas de quartzo hialino (aspecto parecido com o sal gema) no interior deste tipo de geodo. Na tabela 5.4 a seguir, são mostradas as diferentes sucessões de minerais encontradas nos geodos da região de Ametista do Sul por Juchem (1999), como resultado de estudos realizados em 26 áreas de garimpos. Ao se observar com mais detalhe vários desses geodos, constata-se que algumas dessas seqüências de minerais representam, na verdade, diferentes pulsos de mineralização, que ocorreram em diferentes momentos durante o processo de preenchimento dos geodos.

A identificação dos pulsos de mineralização preenchendo os geodos de ametista do DMAS motivou o aprofundamento das pesquisas sistemáticas em diferentes áreas de garimpos, de modo a registrar estes diferentes pulsos e relacioná-los com a orientação espacial dos geodos e com o padrão de fraturamento

do basalto maciço portador. A sistemática de levantamento de dados foi adaptada a partir das pesquisas executadas em depósitos de ouro (p.ex.: Kishida & Kerrich, 1987). A adoção desta sistemática de levantamento pretende permitir o entendimento dos processos de circulação dos fluidos mineralizantes ao longo de fraturas da rocha portadora, do controle estrutural da mineralização e, conseqüentemente, da distribuição espacial dos tipos e da qualidade das gemas encontradas nos geodos de ametista do DMAS.

Tabela 5.4 - Diferentes sucessões de minerais encontradas em geodos do Distrito Mineral de Ametista do Sul (modificado de Juchem, 1999).

Nº	SIMBOLOGIA	SUCESSÃO DE MINERAIS NOS GEODOS
01	Ag	Ágata
02	Ag-Qf	Ágata - quartzo fino
03	Ag-Q	Ágata - quartzo incolor
04	Ag-Q-Ag-Q	Ágata - quartzo incolor - ágata - quartzo incolor
05	Ag-Q-Cal	Ágata - quartzo incolor - calcita
06	Ag-Qf-Cal	Ágata - quartzo fino - calcita
07	Ag-Q-Am	Ágata - quartzo incolor - ametista
08	Ag-Q-Qf	Ágata - quartzo incolor - quartzo fino
09	Ag-Qf-Am	Ágata - quartzo fino - ametista
10	Ag-Q-Am+Qf	Ágata - quartzo incolor - ametista recoberta com quartzo fino
11	Ag-Q-Am-Ag-Q-Am	Ágata - quartzo incolor - ametista - ágata - quartzo incolor - ametista
12	Ag-Q-Am-Cal	Ágata - quartzo incolor - ametista - calcita
13	Ag-Q +Cal-Am	Ágata - quartzo incolor e calcita - ametista
14	Ag-Q-Am-Cal-Qf	Ágata - quartzo incolor - ametista - calcita - quartzo fino
15	Ag-Q-Am-Cal+Qf	Ágata - quartzo incolor - ametista - calcita recoberta com qzo. fino
16	Ag-Q-Am+Qrs	Ágata - quartzo incolor - ametista e quartzo róseo
17	Ag-Q-Am+Qrs+Cal	Ágata - quartzo incolor - ametista, quartzo róseo e calcita
18	Ag-Q-Am-Cal-mA-G	Ágata - quartzo incolor - ametista - calcita - moldes de anidrita (?) - gipsita
19	Ag-Q-Cal-mA-G	Ágata - quartzo incolor - calcita - moldes de anidrita (?) - gipsita
20	Ag-Q-Cal+mA	Ágata - quartzo incolor - calcita e moldes de anidrita (/)
21	Ag-Q-Am-Cal+G+B	Ágata - quartzo incolor - ametista - calcita, gipsita e barita
22	Ag-Q-Cal-B	Ágata - quartzo incolor - calcita - barita

5.3.3.1 Metodologia de mapeamento dos pulsos de mineralização

O mapeamento dos pulsos de mineralização nos geodos do Distrito Mineiro de Ametista do Sul foi realizado com base na estrutura da tabela 5.5. Em cada garimpo, foi estudado um número entre 4 e 8 geodos que apresentam superposição de pulsos como mostrado na figura 5.15 (Amorim *et al.*, 2005). O número total de garimpos estudados até o momento foi de vinte e oito (28). As seguintes características foram avaliadas em cada geodo:

- i) geodo alimentado por alguma(s) fratura(s) ou veio(s);

- ii) seqüência de cristalização dos pulsos bem distinta ou parcial (celadonita – calcedônia – quartzo hialino – ametista);
- iii) presença ou não de calcita em uma ou mais posições dentro das seqüências de cristalização;
- iv) presença ou não de goethita incluída (ou outros minerais) nos cristais de ametista;
- v) presença de outros minerais gemológicos dentro dos geodos e determinação da posição em que este(s) mineral(is) ocorre(m) nas seqüências de cristalização.

Tabela 5.5 – Exemplos da avaliação dos pulsos de preenchimento de dois diferentes geodos num mesmo garimpo do Distrito Mineiro de Ametista do Sul e elaboração das seqüências de pulsos presentes no distrito.

	Pulso 1	Pulso 2	Pulso 3	Pulso 4
Celadonita	███			
Pirita				
Ágata	█	█		
Quartzo hialino	███	███	███	
Ametista		█	█	
Calcita			█	
Quartzo "citrino"				
Quartzo "róseo"				
Goethita				
Gipsita				
Barita				

	Pulso 1	Pulso 2	Pulso 3	Pulso 4
Celadonita	███			
Pirita				
Ágata	█			
Quartzo hialino	███	███		
Ametista		███	███	
Calcita		█		
Quartzo "citrino"				
Quartzo "róseo"				
Goethita				
Gipsita				
Barita				

5.3.3.2 Os pulsos de mineralização

Durante o estudo dos diferentes pulsos de mineralização, foi identificada uma série de características importantes no horizonte mineralizado da cota altimétrica de ±410-440m. O basalto maciço portador de geodos ("laje") apresenta um grande

número de feições estruturais intrigantes. Os geodos são usualmente alongados no sentido vertical (Fig. 5.16a e 5.16b) e apresentam uma base reta, ou arqueada, que pode estar ligada a veios localizados em fraturas. Por outro lado, também ocorrem geodos horizontalizados (Fig. 5.16c), com a mesma paragênese de preenchimento que os geodos verticalizados; estes geodos horizontalizados estão usualmente ligados a veios hospedados em fraturas. Os veios conectados aos geodos comportam a mesma paragênese celadonita+ágata±quartzo±ametista, mas também podem ser formados por zonas tabulares altamente vesiculadas e hidrotermalizadas (Fig. 5.16d). Tanto os veios, quanto as zonas vesiculadas tabulares estão alojados em fraturas sub-horizontais ou verticais, as quais possuem orientação preferencial na direção NNW e ENE. Próximo à conexão veios-geodos é comum observar brechas hidráulicas, com fragmentos de basalto e cimento de ágata+calcita, ou de ágata+celadonita (Amorim *et al.*, 2005).

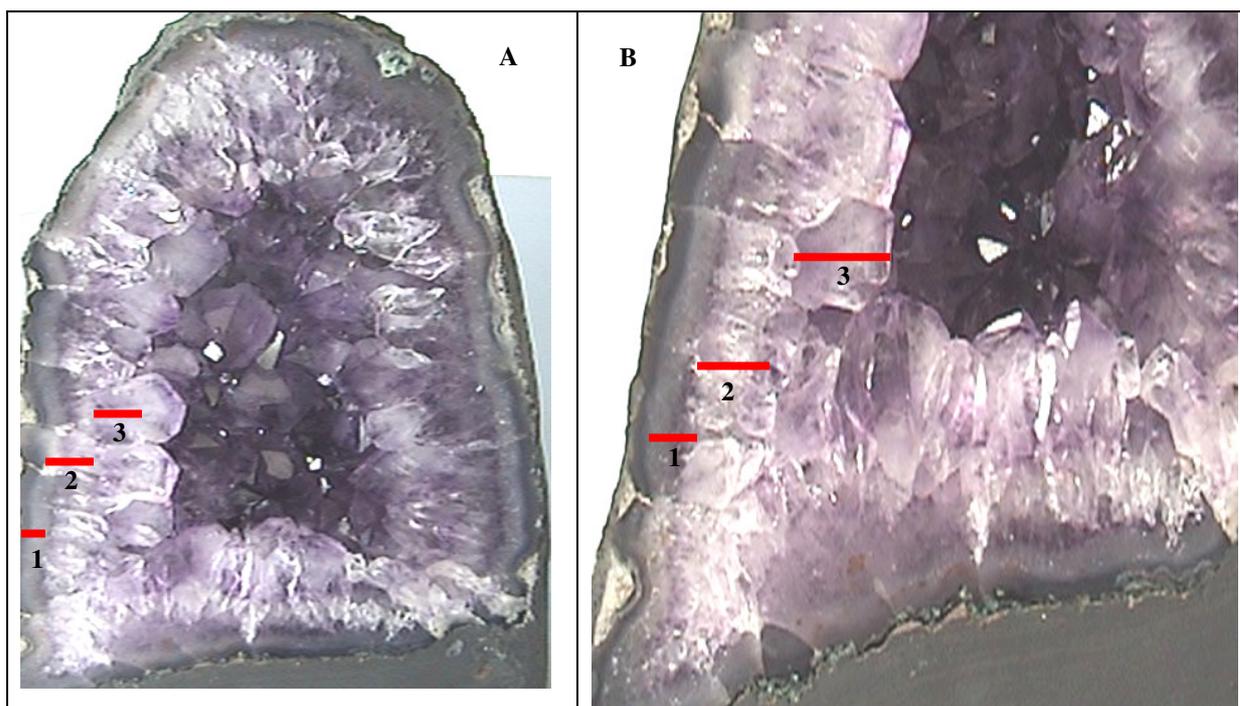


Figura 5.15 – Geodo que apresenta uma superposição de 3 pulsos de mineralização. Pulso 1: ágata-quartzo-ametista, Pulso 2: quartzo-ametista e Pulso 3: quartzo-ametista. A) Geodo completo. B) Detalhe dos três pulsos no geodo.

O levantamento de dados sobre os pulsos de mineralização nos 28 garimpos investigados no DMAS possibilitou o reconhecimento de 4 (quatro) diferentes pulsos de mineralização preenchendo os geodos de ametista, conforme demonstra a tabela 5.6. Estes pulsos foram distinguidos pela superposição da seqüência de cristalização

ágata+quartzo incolor+ametista. A paragênese de cada pulso é completada por um grupo de minerais precoces (prévios ou junto com a precipitação da calcedônia), por minerais síncronos com a precipitação das fases principais (quartzo hialino), ou por minerais tardios (após a cristalização da ametista).

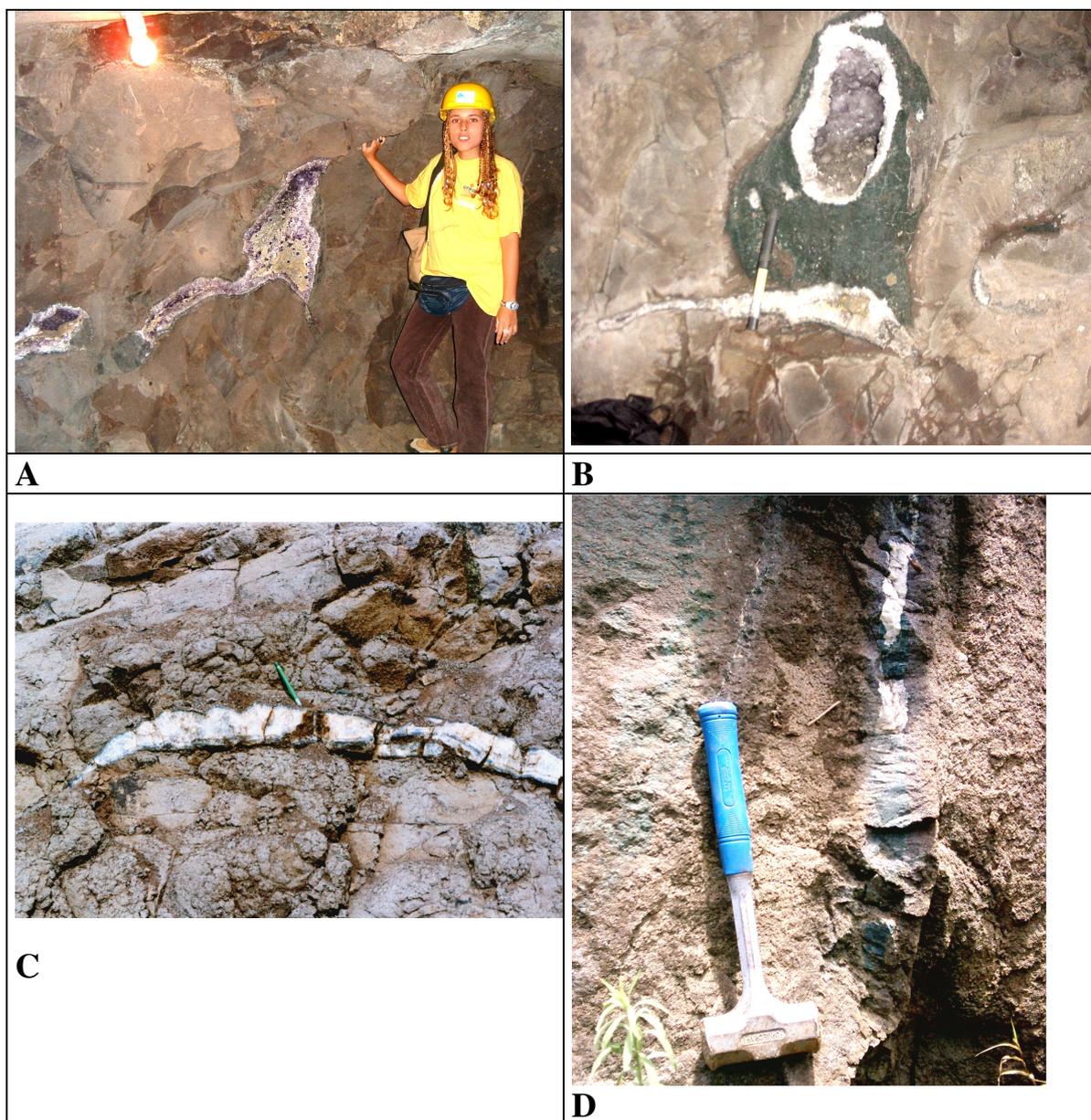


Figura 5.16 – Estruturas de geodos de ametista. A) e B) Geodos alongados verticalmente e com a base conectada a veios. C) Geodo horizontal. D) Basalto alterado hidrotermalmente, destacando-se um veio com celadonita+ágata+quartzo e dique de basalto vesiculado junto ao cabo do martelo.

A calcita, por exemplo, é um mineral que está presente em todos os 4 pulsos de mineralização identificados. Ela pode aparecer como fase precoce (junto à celadonita e à ágata), como fase do domínio principal (misturada entre os cristais de ágata e quartzo), ou como fase tardia (como cristais bem formados crescidos sobre

a ametista). Os minerais tardios são comumente a calcita (em belos e variados arranjos cristalinos), a gipsita e a barita.

Alguns dos minerais da fase principal de precipitação e aqueles tardios apresentam características mineralógicas e gemológicas distintas em cada um dos pulsos, o que permite distingui-los adequadamente (Tabela 5.6). A comparação entre os geodos de cada garimpo e entre os garimpos investigados permitiu determinar algumas destas características típicas de cada um dos pulsos de mineralização como:

- a) a calcita mostra diferentes cores e hábitos nos diferentes pulsos de mineralização. A calcita do primeiro pulso tem a cor amarelada a caramelada clara e hábito com tendência prismática, como também é o caso dos cristais de calcita precoces do segundo pulso. A calcita tardia do segundo pulso, por outro lado, tem cor branca ou é incolor e transparente e ocorre como cristais bem formados com hábito predominantemente romboédrico. Essas características distintas de cada pulso são confirmadas pelas análises de ETR e isótopos apresentados por Gilg *et al.* (2003);
- b) a pirita ocorre junto à celadonita externa aos geodos e ao basalto maciço alterado hidrotermalmente no primeiro pulso de mineralização. No entanto, essa feição foi mais claramente registrada nos geodos pertencentes ao segundo nível mineralizado do DMAS, o qual está relacionado ao 6º derrame definido por Hammes (2006);
- c) as inclusões aciculares de göethita na ametista somente foram identificadas no terceiro pulso de mineralização;
- d) a gipsita somente ocorre como mineral tardio no quarto pulso de mineralização;
- e) a barita aparentemente só ocorre como mineral tardio no quarto pulso de mineralização;
- f) o quartzo “citrino” está relacionado com a ocorrência de agulhas de göethita nas terminações de alguns cristais do 3º pulso de mineralização;
- g) o quartzo “róseo” é registrado no 3º e no 4º pulsos de mineralização como uma coloração arroxeadada (ametista) muito fraca.

A investigação conduzida até este momento verificou que a maioria dos geodos de ametista está preenchida por um único pulso, ao qual se soma a precipitação de alguns minerais tardios (calcita, principalmente) de um pulso subsequente, ou mesmo uma fina camada (“capa”) de material silicoso revestindo as

terminações piramidais de ametista. Os geodos de ametista portadores de 2 pulsos de mineralização (“sal duplo”) são freqüentes em alguns garimpos. Porém, geodos com 3 ou mais pulsos perfeitamente materializados são raros (Fig. 5.15).

Tabela 5.6 – Paragêneses dos minerais identificadas nos 4 (quatro) pulsos de preenchimento dos geodos no Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS, Brasil).

MINERAL	PULSO 1			PULSO 2			PULSO 3			PULSO 4		
	Pre	M	T									
Celadonita	■	■		■	■		■	■		■	■	
Pirita	■	■										
Ágata		■	■		■	■		■	■		■	■
Quartzo hialino			■			■			■			■
Ametista			■			■			■			■
Calcita	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Quartzo “citrino”									■			
Quartzo “róseo”									■			■
Göethita									■			
Gipsita												■
Barita												■

5.3.3.3 Distribuição espacial da qualidade de gemas no DMAS

O entendimento das seqüências de pulsos de mineralização é a chave para o entendimento da distribuição espacial das diferentes características gemológicas da ametista e dos diferentes materiais gemológicos presentes nos geodos da região estudada. A disposição espacial de algumas das características dos pulsos de mineralização acima relatadas permite a apresentação preliminar de um mapa para a distribuição espacial da qualidade das gemas no DMAS (Fig. 5.17 a seguir). O mapa foi elaborado com informações referentes aos geodos de ametista que ocorrem no nível mineralizado superior (cota altimétrica 410-440 m).

Este mapa preliminar mostra que geodos portadores de cristais tardios de gipsita ocorrem preferencialmente no Distrito de Santa Lúcia (Município de Planalto).

Recentemente, foram identificados alguns geodos com pequenos cristais tardios de gipsita no Distrito de Três Coqueiros (Município de Ametista do Sul).

Os geodos de ametista com cristais portadores de agulhas de gôethita (3º pulso de mineralização) concentram-se em uma localidade restrita, entre o Distrito de Três Coqueiros e a sede do Município de Ametista do Sul. As agulhas de gôethita também foram reconhecidas em alguns garimpos localizados imediatamente a NW do Distrito de Santa Lúcia (Município de Planalto).

Em direção a Sul da sede do Município de Ametista do Sul, em ambos os lados do Rio da Várzea, pode-se perceber uma diferenciação no tamanho dos cristais “piramidados” de ametista. A oeste, no Distrito de Vila Cristal, normalmente são encontrados cristais grossos; a leste, na localidade de Saltinho (Município de Ametista do Sul), os cristais são freqüentemente pequenos. Essas mesmas características (cristais pequenos) são registradas em alguns garimpos no Município de Saltinho (SE de Ametista do Sul, em direção a Rodeio Bonito). Nos garimpos do Município de Saltinho, é freqüente observar a ocorrência de geodos quase que totalmente preenchidos por ágata (calcedônia bandada).

A distribuição espacial das características discutidas acima sugere alguma forma de zoneamento para os pulsos de mineralização. Os pulsos de mineralização também sugerem uma variação nas condições físico-químicas do fluido mineralizante, uma vez que o primeiro pulso possui pirita dentre os seus minerais de paragênese (S^2), enquanto os últimos pulsos são caracteristicamente mais oxidantes (gipsita: SO^4). Uma diferenciação espacial das condições físico-químicas dos pulsos pode ser percebida no mapa preliminar da figura 5.17. No entanto, os dados atualmente disponíveis precisam de aprofundamento para um melhor entendimento das condições e da distribuição espacial dos pulsos de mineralização, o que está sendo alvo de trabalhos em andamento.

5.4 PROCESSOS GEOLÓGICOS ENVOLVIDOS NA GÊNESE DOS GEODOS DE AMETISTA DO DMAS

Os processos geológicos que deram origem aos depósitos classificados como “geodos em basalto” por Bossi & Caggiano (1974) são largamente discutidos na

literatura. O artigo de Leinz (1949) constitui um documento clássico, que discutiu pela primeira vez o processo de formação e, conjuntamente, os controles geológicos das ocorrências de geodos nos derrames basálticos da Fm. Serra Geral. O artigo de Leinz (1949) continua sendo uma referência importante na discussão dos processos de mineralização dos geodos da Fm. Serra Geral.

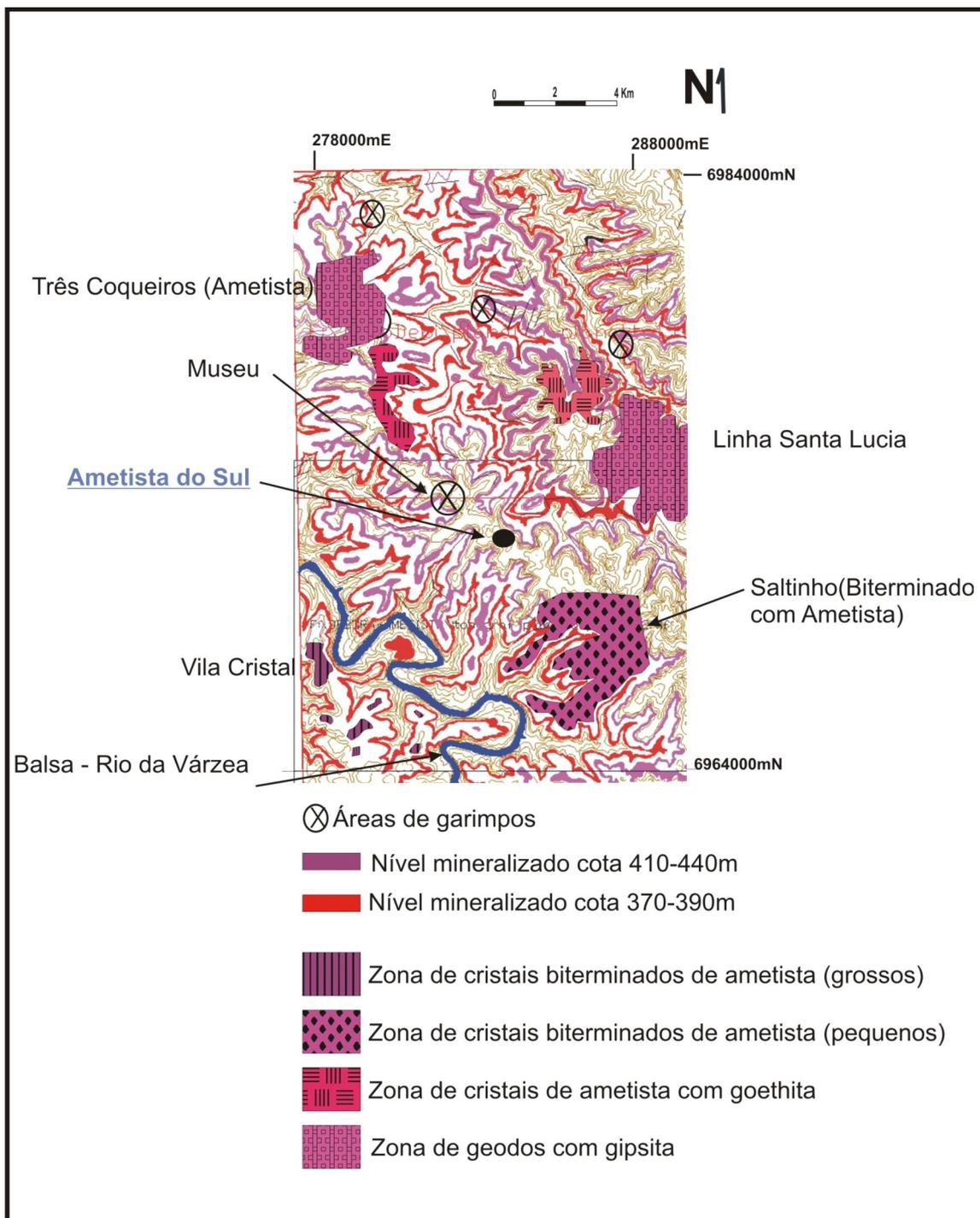


Figura 5.17 – Mapa preliminar da distribuição da qualidade de gemas no Distrito Mineiro de Ametista do Sul.

As estruturas e feições geológicas aqui descritas e analisadas requerem, no entanto, uma outra linha de interpretação para os processos que deram origem aos geodos mineralizados no DMAS. É nesse sentido que é importante realizar uma pequena revisão das propostas genéticas discutidas para a formação de geodos em basaltos na Fm. Serra Geral.

5.4.1 Diferenciação magmática dos derrames de lava

Leinz (1949) propôs um modelo de diferenciação magmática da lava basáltica durante o seu fluxo e resfriamento para explicar características e a formação das vesículas presentes nos derrames da Fm. Serra Geral (Fig. 5.18). Vários trabalhos de investigação direta sobre a gênese dos geodos de ametista no DMAS utilizam os princípios conceituais do modelo proposto por Leinz (1949): ou, como Gomes (1996), Scopel (1997), Juchem (1999) e Fischer (2004) que partem do princípio de que a estruturação interna dos derrames basálticos foi desenvolvida pela cristalização e pela desgaseificação das lavas durante o seu fluxo. Gomes (1996) e Scopel (1997) concluem que o estágio de resfriamento das lavas basálticas foi o responsável pela mineralização à ametista nos derrames e pela geração dos padrões estruturais dos derrames. Dentro desse modelo, as vesículas seriam resultado do processo de desgaseificação da lava e os geodos resultariam da migração ascendente e da coalêscencia das pequenas vesículas. A ametista resultaria da cristalização dos voláteis magmáticos ricos em sílica.

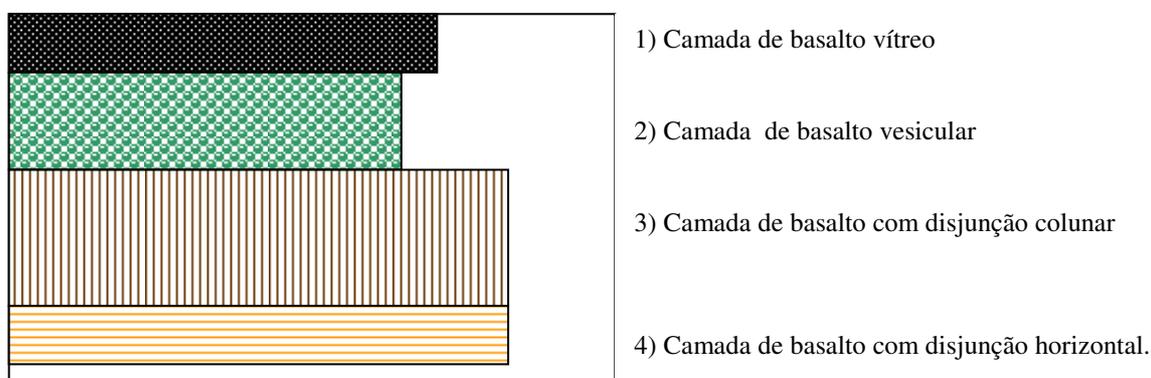


Figura 5.18 – Modelo de estruturação dos derrames basálticos na Formação Serra Geral, (modificado de Leinz, 1949).

A carapaça vítrea superior dos derrames de basalto desempenha, dentro desse modelo, um importante papel: aprisionar os fluidos liberados da cristalização e constituir, portanto, uma armadilha onde se concentrariam os geodos. As camadas com disjunção colunar do basalto representariam as lavas por onde se deu a ascensão dos fluidos magmáticos. Gomes (1996) reporta que os geodos de ametista somente são encontrados nos derrames do tipo I: derrames finos, que possuem disjunção colunar bem desenvolvida.

5.4.2 Interação entre as lavas basálticas e os arenitos Botucatu

A interação das lavas basálticas com os arenitos Botucatu intertrápicos foi inicialmente proposta por Bossi & Caggiano (1974). Posteriormente, Montana & Bossi (1993) e Corrêa (1995) apresentam uma discussão mais rica em detalhes sobre essa interação e as estruturas formadas durante o fluxo das lavas basálticas (Fig. 5.19). Segundo estes autores, a interação dos arenitos com as lavas basálticas é a fonte para a sílica necessária ao preenchimento dos geodos. Essa interação ocorre no topo dos derrames e causa o resfriamento da lava e a sua brechação (lava tipo *aa*) no topo e nos espaços intersticiais fundindo a areia entre os fragmentos de lava. Porém, a diferenciação de derrame basáltico em decorrência do fluxo e do resfriamento da lava ainda é sugerido como responsável pela formação de vesículas.

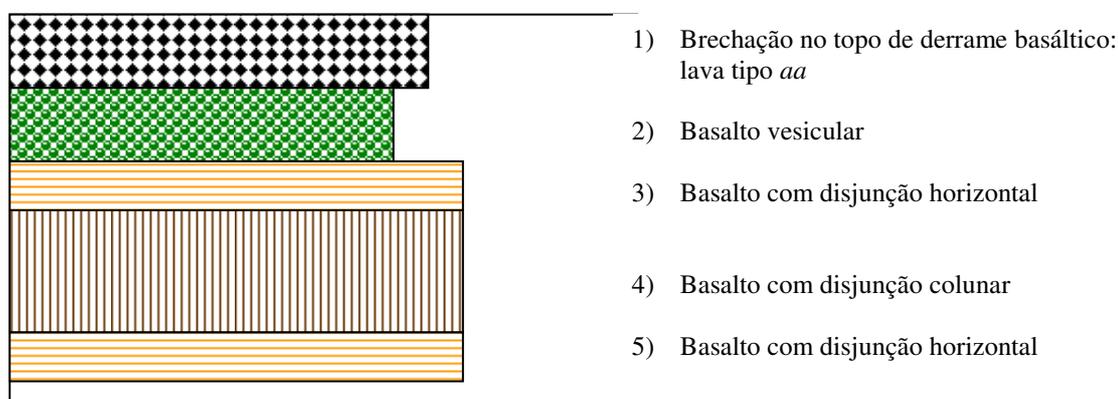


Figura 5.19 – Modelo de estruturação dos derrames basálticos da Fm. Serra Geral, (modificado de Corrêa,1995).

5.4.3 Formação magmática dos geodos e preenchimento epigenético de ametista

Esta hipótese foi proposta primeiramente por Gilg *et al.* (2003) e baseada em dados de inclusão fluida e isótopos estáveis. Gilg *et al.* (2003) propuseram que as vesículas foram formadas durante o fluxo e processo de resfriamento das lavas basálticas; a coalescência das vesículas durante sua migração ascendente seria responsável pela formação de protogeodos (estágio de protogeodo). A infiltração dos protogeodos por fluidos meteóricos e a cristalização das seqüências celadonita+ágata+quartzo hialino+ametista teria ocorrido um longo tempo após a cristalização dos derrames (± 80 Ma). Nesse sentido, os geodos de ametista do DMAS teriam sido formados e preenchidos em 2 estágios: i) formação magmáticas dos protogeodos e ii) preenchimento epigenético dos geodos.

Recentemente, Duarte *et al.* (2005) propuseram que a formação e o preenchimento dos geodos de ametista ocorreu em apenas um estágio. Esse processo teria um caráter epigenético, onde fluidos profundos migrariam ascendentemente por meio das zonas de fratura dos basaltos.

5.4.4 Intrusão dos basaltos vesiculares e fusão de encraves de arenito Botucatu

Strieder & Heemann (2006) analisaram as diferentes feições e estruturas geológicas do Distrito Mineiro de Salto o Jacuí (DMSJ, RS) e mostraram que os basaltos vesiculares constituem um episódio magmático que ocorreu após os derrames de basaltos e dacitos maciços de caráter toleítico continental. O basalto vesicular, portanto, não constitui um nível formado a partir da diferenciação magmática durante o fluxo e o resfriamento da lava. Esta característica pode ser definida a partir da presença de encraves (*boulders*) de arenito Botucatu e de basalto maciço alojados no basalto vesicular (Fig. 5.20).

A intrusão de basalto vesicular assimilou diferencial e parcialmente as camadas de arenito Botucatu intertrape e deu origem aos geodos maciços de

calcedônia bandada (ágata) presentes no DMSJ. A fusão parcial dos encraves de arenito Botucatu no basalto vesicular pode ser comprovada pela presença de “geodos” totalmente formados por arenito termicamente metamorfozido e de geodos mistos (parte formado por ágata e parte por arenito metamorfozido).



Figura 5.20 – *Boulders* de basalto maciço alojados no basalto vesicular no Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS).

5.4.5 Processos de formação e preenchimento dos geodos de ametista no DMAS

As estruturas controladoras imediatas dos geodos nos basaltos da Fm. Serra Geral são completamente distintas em ambos os atuais distritos mineiros: Salto do Jacuí e Ametista do Sul (Tabela 5.7). Estas distintas características requerem a avaliação de condições (processos) distintas que estiveram em operação em ambos os distritos mineiros.

Tabela 5.7 – Comparação das características (estruturas) geológicas imediatas que controlam a ocorrência de geodos nos distritos mineiros de Salto do Jacuí e de Ametista do Sul (RS).

Estrutura geológica	DM Salto do Jacuí	DM Ametista do Sul
Rocha hospedeira dos geodos	Basalto vesicular cinza avermelhado a avermelhado	Basalto maciço esverdeado
Rocha encaixante superior	Dacito altamente vesicular	Basalto maciço com fraturas poliedrais e basalto maciço com disjunção horizontal
Rocha encaixante inferior	Dacito semi-vítreo	Basalto vesicular cinza avermelhado
Alteração hidrotermal da rocha hospedeira	Fraquíssima a inexistente	Fortemente alterado (celadonita como principal mineral)
Geometria dos geodos	Elipsoidais alongados na horizontal	Colunas verticais
Preenchimento dos geodos	Calcedônia bandada (ágata), quartzo hialino, opala, calcita, arenito metamorfizado, brecha de arenito	Celadonita+ágata+quartzo hialino+ametista calcita, gôethita, gipsita, barita, zeolita
Grau de preenchimento dos geodos	maciços	Parcialmente preenchidos (10 até 40 % de preenchimento médio)

Em primeiro lugar, a natureza intrusiva do basalto vesicular (Fig. 4.8, 5.7, 5.13 anteriores) mostra que esta litologia deve ser tratada separadamente das demais unidades magmáticas da Fm. Serra Geral e não como resultado do processo de diferenciação durante o fluxo e o resfriamento das lavas. Em segundo lugar, a íntima relação dos geodos de ágata no DMSJ com o basalto vesicular mostra que a formação desse tipo de depósito mineral está ligada a este episódio magmático.

O evento magmático que alojou os basaltos vesiculares ocorreu em condições confinadas, uma vez que a “pilha vulcânica” formada pelos basaltos toleíticos continentais (basaltos e dacitos maciços) já estava estabelecida. O

alojamento de diques e de *sills* de basaltos vesiculares nas grandes descontinuidades estruturais da Fm. Serra Geral (limites de seqüências vulcânicas, limites de derrames com espessas camadas de arenito Botucatu intertrape, zonas de falha) é o resultado dessa atividade magmática intrusiva de pequena profundidade. Fedoceevev (2004) refere tal processo geológico como *sillgenesis* em basaltos continentais de platô da Sibéria (Rússia).

O alojamento dos *sills* e diques de basalto vesicular em baixa profundidade (verificar que a espessura máxima dos derrames da Fm. Serra Geral é de 1700m no depocentro da Bacia) têm implicações particulares sobre o processo de desgaseificação do magma. A intrusão confinada de um magma rico em voláteis irá ter o processo de desgaseificação controlado pela relação entre a pressão de voláteis no magma ($P_{\text{voláteis}}$), a pressão litostática ($P_{\text{litostática}}$) da coluna de rocha acima da intrusão, da pressão hidrostática do magma ($P_{\text{hidrostática}}$) e da viscosidade do magma. Durante a ascensão e o alojamento do magma rico em voláteis (variação no nível de $P_{\text{litostática}}$ e da $P_{\text{hidrostática}}$), ocorre a individualização das fases hipomagma (magma e voláteis miscíveis), piromagma (magma e voláteis imiscibilizados) e epimagma (magma sem voláteis), conforme Cas & Wright (1987).

A imiscibilização da fase volátil do magma inicia quando a $P_{\text{voláteis}}$ igualar o somatório da $P_{\text{litostática}}$, da $P_{\text{hidrostática}}$ e da viscosidade. É a partir deste momento que ocorre a migração e a circulação dos voláteis na forma de bolhas imiscíveis, para dar origem às vesículas alongadas segundo o fluxo e às vesículas com formato em gota (Fig. 5.21).

Quando a $P_{\text{voláteis}}$ for maior do que o somatório da $P_{\text{litostática}}$, da $P_{\text{hidrostática}}$ e da viscosidade, inicia-se o processo de fragmentação. No vulcanismo, por ser um sistema não confinado (conduto vulcânico está aberto e, portanto, não há a interveniência da $P_{\text{litostática}}$), este é o momento a partir do qual ocorrem as erupções piroclásticas de qualquer tipo. Num sistema confinado como aqui está registrado e descrito, a fragmentação deve ocorrer de forma também confinada e misturar fragmentos das rochas encaixantes em uma matriz de rocha magmática. A formação das diferentes variedades de brechas localizadas imediatamente acima do nível de basalto vesicular é a expressão material do processo de fragmentação estabelecido em condições confinadas (Fig. 5.22).

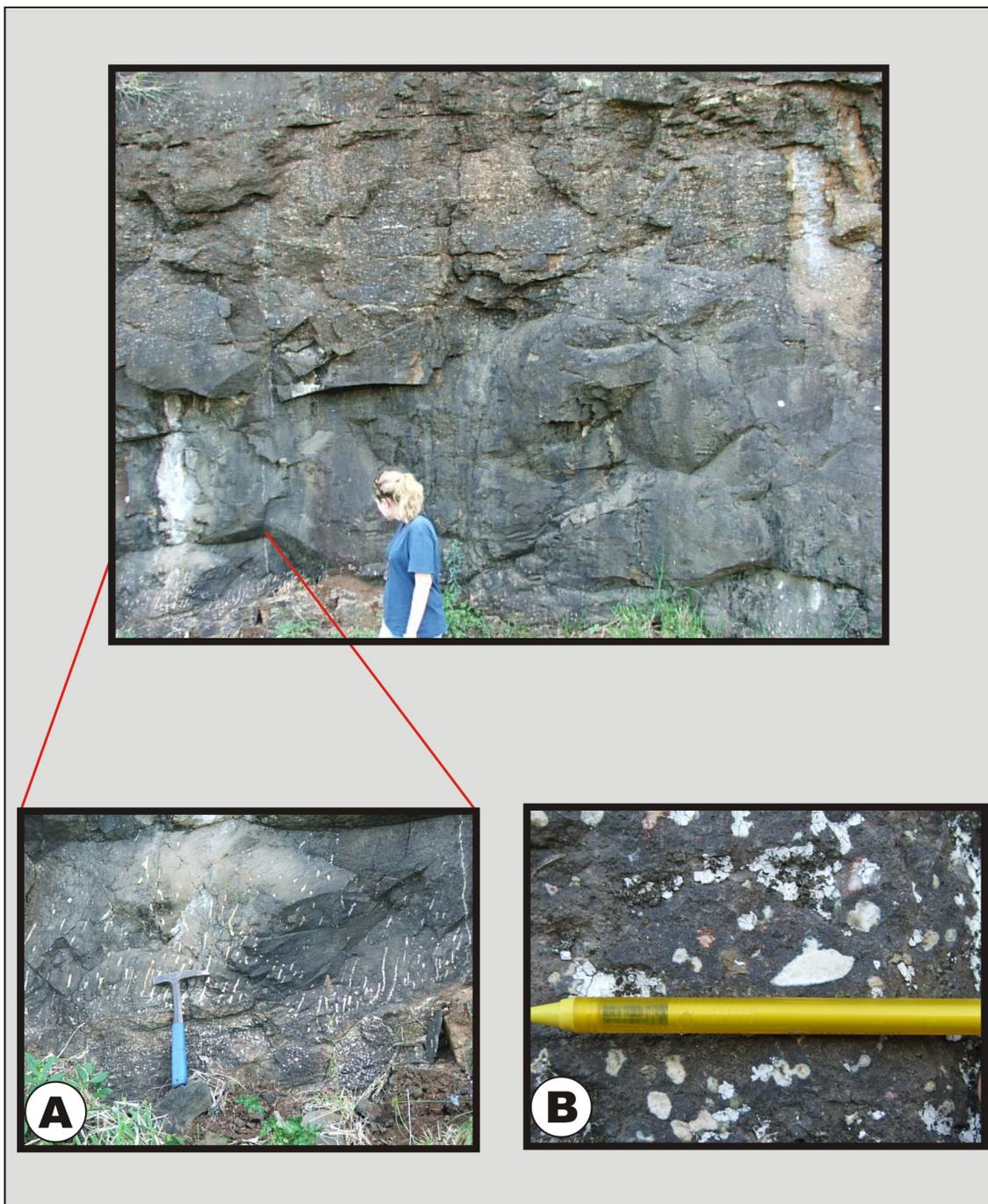


Figura 5.21 – Tipos de vesículas encontradas no DMAS (RS). A) Vesículas tipo *pipe* presentes no basalto vesicular, B) Vesícula em forma de gota preenchida por zeólita. Afloramentos na BR 386.

As diferentes variedades de brechas observadas no DMAS são principalmente controladas pela relação entre a $P_{\text{voláteis}}$ e o somatório da $P_{\text{litostática}}$ e da $P_{\text{hidrostática}}$. As brechas com fragmentos de basalto maciço cimentadas por basalto vesicular e brechas com fragmentos de arenito Botucatu metamorfozado cimentadas por basalto vesicular (Fig. 5.22c, d, e, f) possuem distribuição areal (em planta) bastante significativa, mas a sua distribuição vertical, entre as diferentes interfaces

de intrusão dos *sills* é ainda mais expressiva. Infelizmente, a quantidade de dados levantados e a envergadura do levantamento executado não permitiram um detalhamento destas distribuições de modo a avaliar a sua vinculação com a razão entre a $P_{\text{voláteis}}$ e o somatório da $P_{\text{litostática}}$ e da $P_{\text{hidrostática}}$.

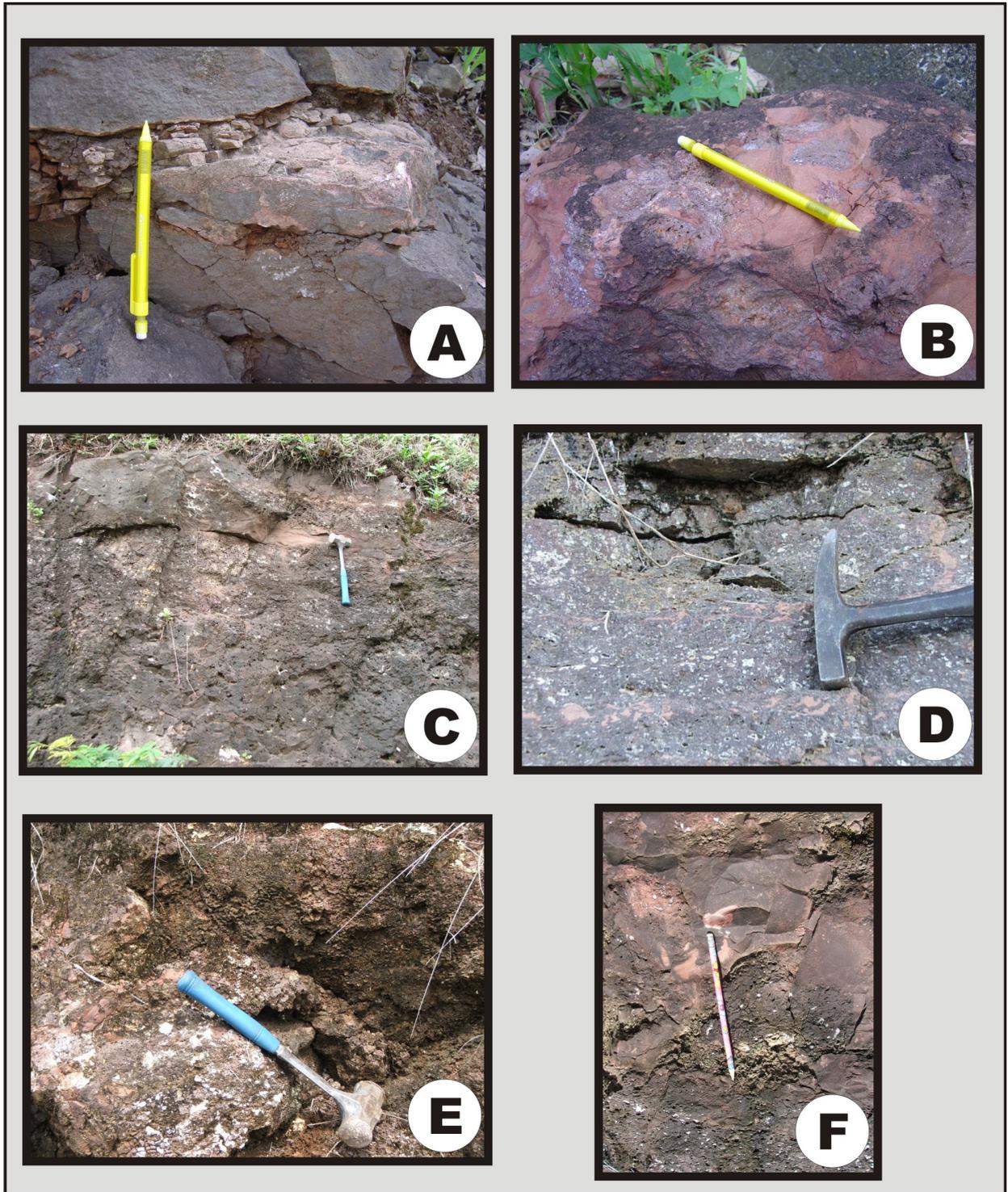


Figura 5.22 – Ilustração dos diferentes tipos de brechas vulcânicas observadas no DMAS (RS). A) e B) Clastos de basalto vesicular cimentados por arenito Botucatu, C), D), E) e F) Fragmentos de arenito cimentados pelo basalto vesicular.

A fusão do arenito Botucatu intertrape durante a intrusão e alojamento dos *sills* e diques de basalto vesicular também deve ser considerado um fator adicional na formação das brechas vulcânicas. O metamorfismo das camadas de arenito intertrape e a fusão de parte dessas camadas devido ao calor transferido pelo magma intrusivo rico em voláteis deram lugar à formação das brechas formadas por clastos de basalto vesicular e cimentadas por arenito Botucatu (Fig. 5.22a, b anterior). É interessante notar que este tipo de brecha vulcânica, em vários locais, inverte-se gradativamente para uma brecha formada por fragmentos de arenito Botucatu cimentados por uma matriz de basalto vesicular. Além disso, também deve ser mencionada a conexão entre a brecha com fragmentos de basalto vesicular cimentados por arenito Botucatu e diques de arenito Botucatu que cortam a brecha inferior e o próprio basalto vesicular inferior (Fig. 5.13).

Também existem brechas formadas por fragmentos de basalto vesicular cimentados por basalto vesicular. As características macroscópicas desses dois tipos de basalto vesicular são usualmente distintas (presença e/ou ausência de glomeropórfiros de plagioclásio tem sido um dos critérios de distinção em campo); no entanto, o produto da alteração intempérica destes basaltos vesiculares é normalmente fácil de ser usada para distingui-los: i) um produz material intempérico de cor mais avermelhada, enquanto ii) outro produz um material de intemperismo com cor esverdeada.

Novamente, o escopo do presente trabalho não foi suficiente para buscar detalhamento destas características, tanto em nível petrográfico, como em nível geoquímico. Porém, este tipo de brecha mostra a ocorrência de pelo menos 2 episódios de intrusão de basaltos vesiculares em nível regional.

Estes tipos de brechas relacionados com as rochas da Província Vulcânica Paraná-Etendeka têm sido recentemente designados por peperitos (Jerram & Stollhofen, 2002). Peperito “é um termo genético aplicado a uma rocha formada essencialmente *in situ* pela desintegração de um magma que intrude e que se mistura com sedimentos inconsolidados, ou fracamente consolidados, sedimentos tipicamente úmidos” (White *et al.*, 2000). Neste sentido genético, as brechas do tipo peperito são formadas por processos que envolvem a atuação simultânea da fragmentação do magma sob rápido resfriamento (*magma quench fragmentation*), de

fluidização e mistura com sedimentos úmidos, usualmente em ambiente sub-aquático (Kokelaar, 1982; Busby-Spera & White, 1987). As brechas tipo peperitos são indicativas de que o processo sedimentar ocorreu simultaneamente com o magmatismo; além disso, são indicativas de que o processo ocorreu em condições freáticas, ou ainda freato-magmáticas (condições confinadas).

A designação de peperito foi recentemente estendida para a interação entre lava e sedimentos em condições desérticas (Jerram & Stollhofen, 2002), sem a participação de água e sem confinamento. Junqueira-Brod *et al.* (2003), de outra forma, também estendem a designação de peperitos para brechas que misturam lava e sedimentos e que foram formadas pela intrusão de magmas kamafugíticos nos sedimentos Paleozóicos encaixantes; neste caso, a intrusão ocorreu sob condições confinantes e a fragmentação ocorreu quando a pressão de magma excedeu a pressão litostática.

As brechas descritas nesta dissertação são similares aquelas descritas para o DMSJ por Heemann (1997, 2005) e por Heemann & Strieder (2000). Contudo, o processo de formação destas brechas não se ajusta ao processo descrito por Jerram & Stollhofen (2002), apesar destes autores utilizarem as feições descritas por Heemann & Strieder (2000) como referência adicional dentro da Província Vulcânica Paraná-Etendeka. As brechas descritas nesta dissertação podem, entretanto, ser caracterizadas como peperitos pelas seguintes razões:

- i) mistura de fragmentos angulosos de basalto maciço, de arenito Botucatu e mesmo de basalto vesicular imersos em uma matriz de arenito Botucatu ou de basalto vesicular;
- ii) fragmentação contemporânea com o magmatismo intrusivo (basalto vesicular) em grandes descontinuidades regionais onde ainda estão presentes sedimentos não completamente consolidados;
- iii) fragmentação em condições confinadas, controlada pela delicada relação entre a pressão de voláteis no magma ($P_{\text{voláteis}}$), a pressão litostática ($P_{\text{litostática}}$) da coluna de rocha acima da intrusão, da pressão hidrostática do magma ($P_{\text{hidrostática}}$) e da viscosidade do magma.

Localmente no DMAS, também ocorrem brechas hidráulicas. As brechas hidráulicas são constituídas por fragmentos angulosos < 3-4 cm de basalto maciço e de basalto vesicular cimentados por carbonato ou por material silicoso (Fig. 5.23).

Estas brechas representam um estágio de fragmentação muito maior do que as demais brechas descritas anteriormente (possuem fragmentos > 5 cm) e um grau de desgaseificação mais avançado (maior quantidade de metais carreados pelo fluido volátil em imiscibilização). Dentro destas condições, as brechas hidráulicas representam a fragmentação do topo dos *sills* de basalto vesicular alojados em condições de baixa pressão confinante ($P_{\text{litostática}}$). A natureza localizada deste tipo de brecha no DMAS pode estar relacionada com zonas de fratura conectadas com a superfície, locais em que a $P_{\text{litostática}}$ é reduzida significativamente. A condição localizada das brechas hidráulicas no DMAS contrasta fortemente com a ocorrência deste tipo de litologia na região de Quaraí e Santana do Livramento (RS); naquela região, Acauan (2007) descreve a ocorrência de vastas “camadas” de brecha hidráulica relacionadas ao topo de uma das estruturas intrusivas tipo *sill*. Conforme Acauan (2007), estas “camadas” de brecha hidráulica representam intrusões de basalto vesicular em baixas profundidades. Neste aspecto particular, é importante notar que a espessura da Fm. Serra Geral na região de Quaraí e Santana do Livramento é menor do que a espessura total das lavas no DMAS, de modo que esta diferença regional é plenamente justificada.

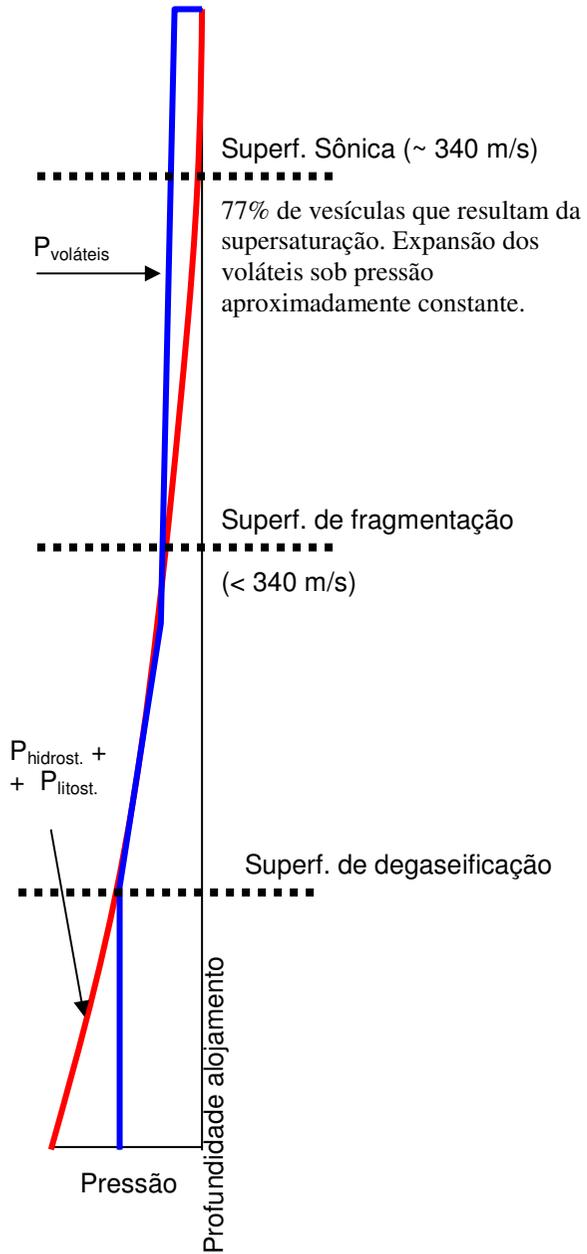
A figura 5.24 ilustra o posicionamento estrutural dos vários tipos de feições geológicas discutidas acima. Este posicionamento estrutural (profundidade de alojamento da intrusão) está vinculado basicamente à relação entre a $P_{\text{voláteis}}$ e o somatório da $P_{\text{litostática}}$ e da $P_{\text{hidrostática}}$.

A desgaseificação do basalto vesicular a partir da fase de piromagma introduz, no sistema vulcânico, uma grande quantidade de voláteis em alta temperatura que escapam da intrusão e que circulam pelas fraturas e reagem com as rochas encaixantes.

Estas reações de dissolução/corrosão das rochas encaixantes pela percolação dos fluidos hidrotermais resultantes da desgaseificação são as responsáveis pela abertura de cavidades nos basaltos maciços encaixantes, tanto em escala microscópica (Fig. 5.25a), como em escala centimétrica (Fig. 5.25b), ou em grande escala (Fig. 5.25c). São estas condições geológicas que originam às principais cavidades vesiculares tipo *pipe* centimétricos ou métricos (geodos colunares).



Figura 5.23 – Brechas hidráulicas encontradas no Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS).



Piromagma

Hipomagma



Figura 5.24 – Ilustração do posicionamento em profundidade dos diferentes tipos de feições geológicas desenvolvidas pelos basaltos vesiculares intrusivos. A) Brecha hidráulica, B) Vesículas alinhadas (BR-386), C) Basalto com pequenas vesículas, D) Brecha de arenito como matriz, E) Brecha de arenito como fragmento.

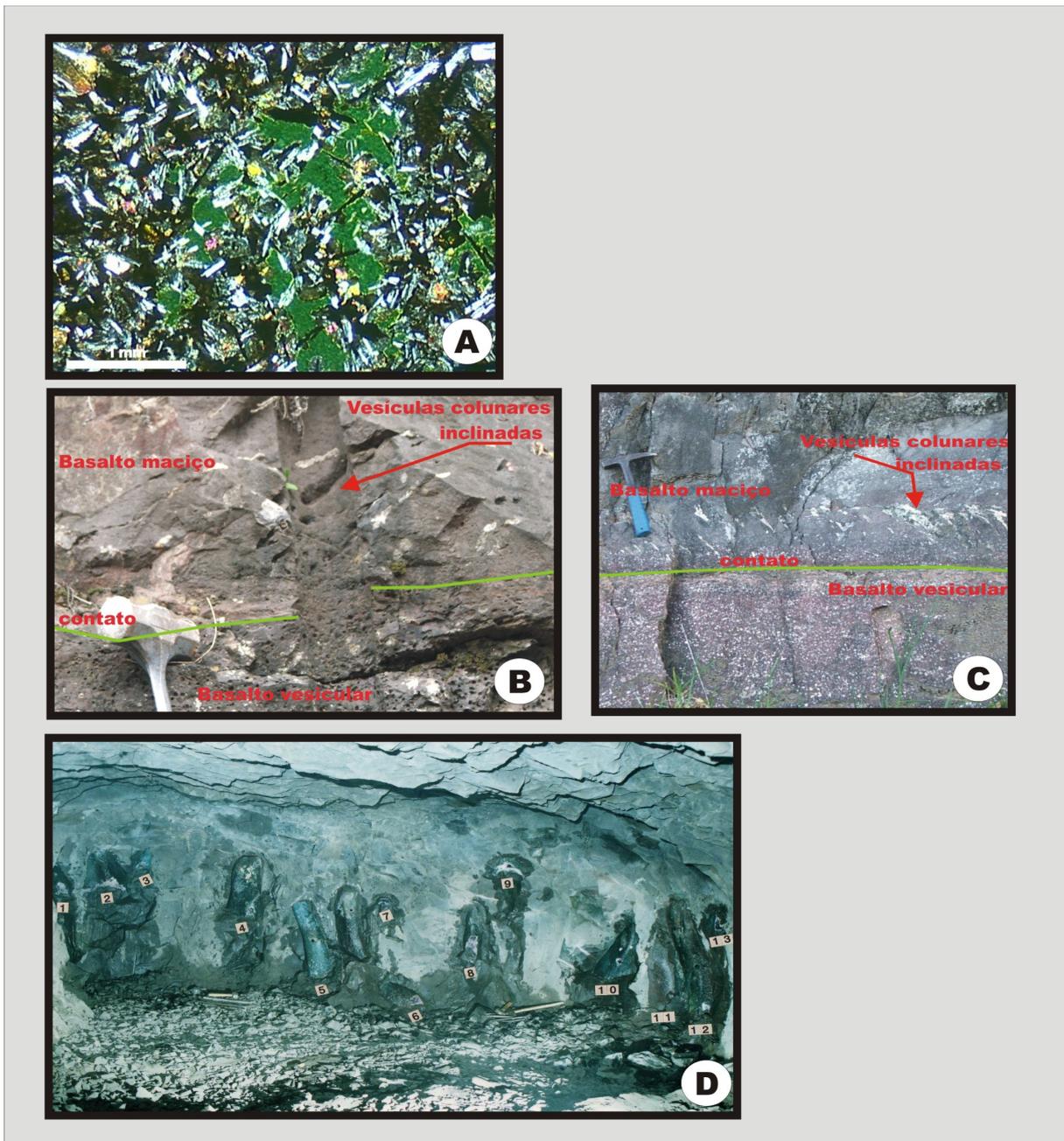


Figura 5.25 – Ilustração do processo de abertura de cavidades no basalto maciço devido à desgaseificação do magma intrusivo rico em voláteis. A) Cavidade ao microscópio preenchida por celadonita, B) e C) Cavidade em escala centimétrica a métrica, formação de vesículas tipo *pipe*, D) Cavidade em grande escala, formação de geodos colunares.

A desgaseificação de um magma rico em voláteis em condições confinantes (ou parcialmente confinantes devido às zonas de fratura) gera necessariamente um sistema hidrotermal convectivo para a circulação dos fluidos. Há, ainda, que se observar que a intrusão e o alojamento deste magma rico em voláteis (basalto vesicular) ocorrem num momento em que a Bacia do Paraná passa por evento de

rápida compactação, diagênese e expulsão dos fluidos formacionais como decorrência da carga introduzida pela coluna de rochas vulcânicas da Fm. Serra Geral (basaltos e dacitos maciços), conforme discutido por Zalán *et al.*(1990). De acordo com a figura 5.26 a seguir, a subsidência total da Bacia do Paraná (no poço analisado) foi da ordem de 5500 metros; sem a influência dos derrames da Fm. Serra Geral, essa subsidência teria sido da ordem de 1900 metros, ou seja, aproximadamente 3 vezes menor. A subsidência causada pelo peso dos derrames fez com que os sedimentos do Permiano e os mais antigos atravessassem a “janela de geração de hidrocarbonetos” (50-150°C), conforme Zalán *et al.* (1990), e passassem por uma grande compactação e expulsão dos fluidos intersticiais de sedimentos predominantemente argilosos das formações do Carbonífero e do Permiano.

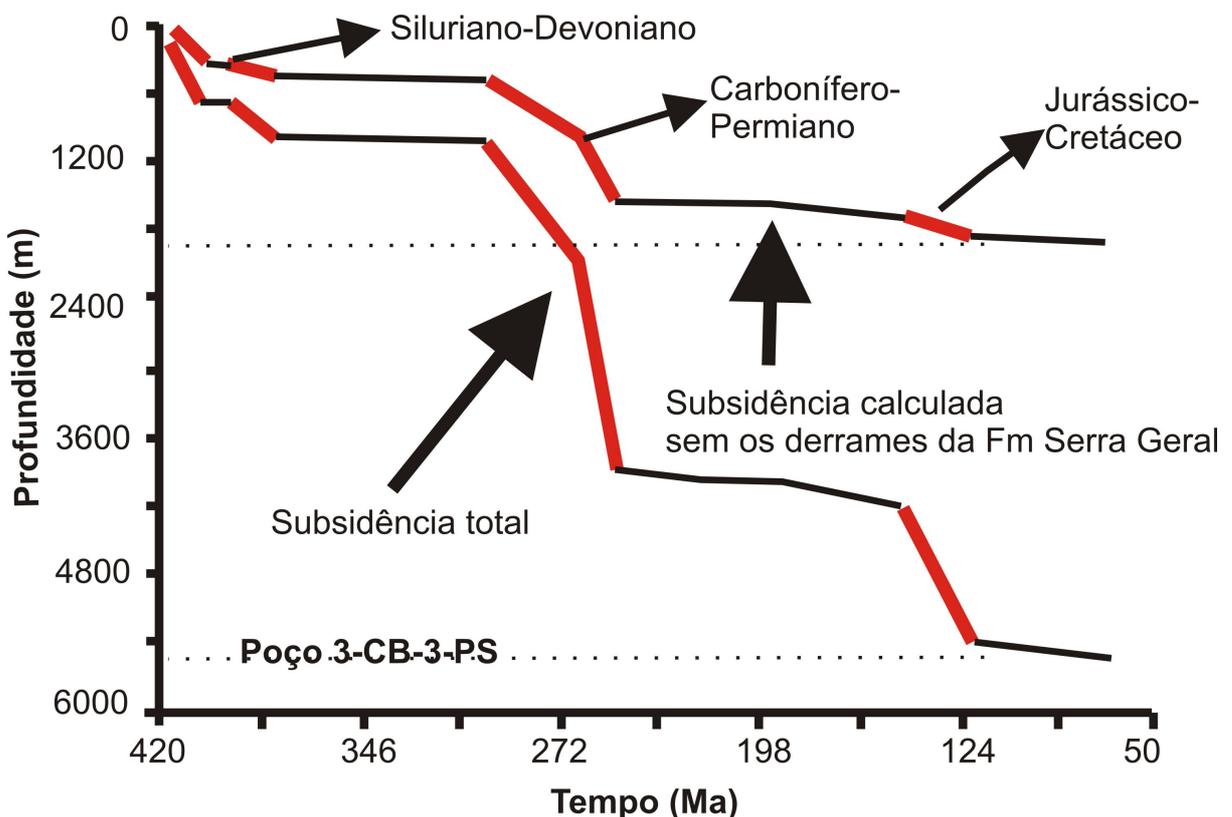


Figura 5.26 – Diagrama profundidade x tempo para a Bacia do Paraná, indicando a alta taxa de compactação sofrida pelos sedimentos em decorrência da carga introduzida pelos basaltos e dacitos toleíticos continentais da Fm. Serra Geral (modificado de Zalán 1990).

Dentro deste cenário de liberação de fluidos hidrotermais a partir da desgaseificação do basalto vesicular e de fluidos formacionais a partir da rápida compactação dos sedimentos da Bacia do Paraná, ocorre a abertura das cavidades

(*pipes* e geodos) no basalto maciço encaixante das intrusões e o seu preenchimento por uma sucessão de pulsos de mineralização (Fig. 5.15). Essa sucessão de pulsos deverá registrar mudanças das condições físico-químicas do fluido mineralizante, o qual consistirá de uma mistura dos voláteis liberados pela desgaseificação do basalto vesicular e da água formacional em proporções que ainda não podem ser claramente definidas. Neste sentido, o fluxo de fluidos hidrotermais mineralizantes ocorre num sentido convectivo, tanto na escala local (entre seqüências vulcânicas), quanto em escala regional (permeando toda a pilha vulcânica), como mostra a figura 5.27. Conforme mostrado no item 5.3.3.2 acima, foram identificados 4 pulsos de mineralização no DMAS.

As paragêneses destes pulsos já indicam, numa avaliação ainda preliminar, variações importantes nas condições físico-químicas dos fluidos mineralizantes, na medida em que o primeiro pulso possui pirita como um dos seus minerais (S^{2-}), enquanto o último pulso possui gipsita (SO_4^{2-}). Esta variação mineralógica reflete claramente uma importante mudança no estado de oxidação do S e nas condições físico-químicas do fluido.

A natureza específica do fluido mineralizante (que preencheu) dos geodos de ametista do DMAS tem sido bastante discutida nos últimos anos de pesquisa. Gomes (1996) e Scopel (1997) reportam a existência de inclusões fluidas bifásicas com temperaturas de homogenização superiores a 200 °C; estas características, segundo estes autores, indicam uma fonte magmática para as soluções mineralizantes. Juchem (1999) e Gilg *et al.* (2003), por outro lado, identificam apenas inclusões fluidas monofásicas e de baixa temperatura (<100 °C), além de registrarem composições isotópicas (C e O em ágata, quartzo incolor, ametista e calcita dos geodos), que sugerem a participação de fluidos meteóricos como as soluções que ocasionaram o preenchimento dos geodos.

A elucidação dos 4 pulsos de mineralização (preenchimento) dos geodos de ametista no DMAS traz uma nova perspectiva para o entendimento destas discrepâncias nos resultados analíticos publicados até o presente momento. Na medida em que a identificação clara destes pulsos de mineralização não havia sido ainda feita, cabe argüir em que condições e quais dos pulsos foram amostrados nos trabalhos anteriores?

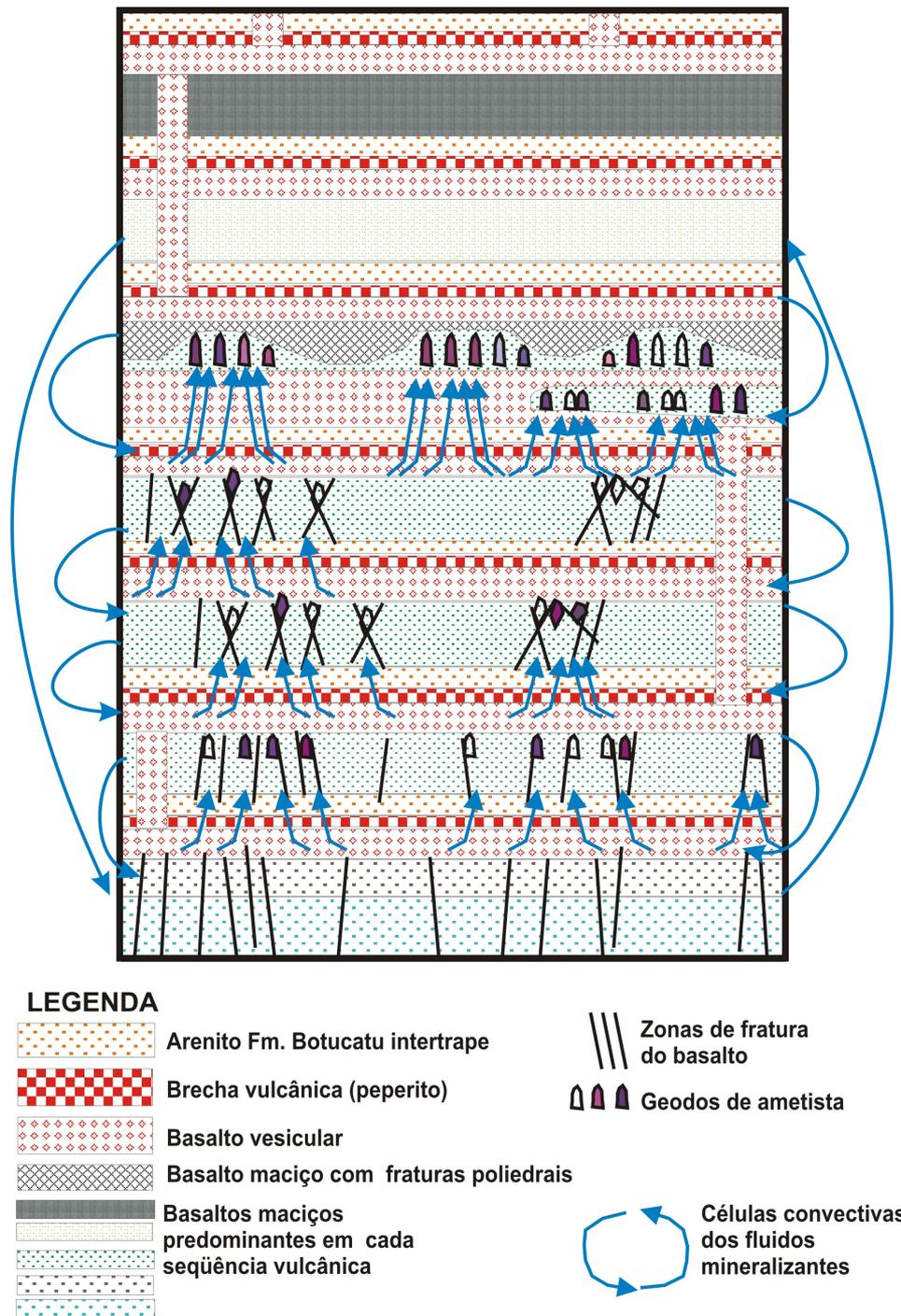


Figura 5.27 – Modelo de circulação dos fluidos mineralizantes no DMAS dentro da estrutura de ciclos vulcânicos e de intrusões de diques e *sills* de basalto vesicular.

O espectro dos resultados alcançados por Gomes (1996), Scopel (1997), Fischer (2004), Juchem (1999) e Gilg *et al.* (2003), além de outros, está completamente compatível com as condições geológicas em que se coloca o processo de mineralização nesta dissertação: a intrusão de um basalto rico em voláteis na forma de *sills* e diques induz ao estabelecimento de um sistema

convectivo cujos fluidos derivam da desgaseificação do magma (fluido magmático) e da compactação dos sedimentos da Bacia do Paraná. Deve-se notar, porém, que o fluido diagenético expulso dos sedimentos não deve estar totalmente em equilíbrio com tais sedimentos, uma vez jovem a compactação pela sobrecarga das rochas vulcânicas ocorreu num intervalo de tempo muito curto; assim, o fluido sedimentar deve ter características ainda muito próximas daquelas da água meteórica presente entre os sedimentos.

O sistema convectivo formado pelos fluidos da desgaseificação do magma e da compactação dos sedimentos da Bacia do Paraná deve ter atuado durante um largo intervalo de tempo. No momento, não se dispõe de datações radiométricas do basalto vesicular para balizar a época precisa deste evento magmático e o início do processo convectivo. No entanto, algumas datações de minerais hidrotermais presentes nos basaltos e nos geodos da Fm. Serra Geral (Tabela 5.8). Independente do método e do mineral utilizado na datação evidencia-se que o processo de alteração hidrotermal nos basaltos teve início num curto intervalo de tempo após a seqüência de extravasamentos vulcânicos. Nesta situação, o alojamento das intrusões de basalto vesicular também deve ter ocorrido durante o processo de compactação dos sedimentos da Bacia do Paraná e subsidência mecânica regional dessa bacia devido à sobrecarga dos derrames.

Tabela 5.8 – Relação das datações de minerais hidrotermais presentes nos basaltos e nos geodos da Fm. Serra Geral.

Autor	Método	Mineral usado	Idade obtida
Santos & Bonhomme (1993)	K-Ar	Celadonita no basalto	120-80 Ma
	K-Ar	Apofilitas em geodos	113 Ma
Innocent <i>et al.</i> (1997a,b)	Rb-Sr (lixiviação)	Celadonita em basalto	107-80 Ma
Vasconcelos (1998)	Ar ⁴⁰ -Ar ³⁹	Celadonita no basalto	133-110 Ma
	Ar ⁴⁰ -Ar ³⁹	Celadonita na base de geodo	90-80 Ma
	Ar ⁴⁰ -Ar ³⁹	Celadonita de inclusão em ametista	70-65 Ma

A pressão dos fluidos hidrotermais dentro do sistema convectivo confinado acima descrito deve ter, em algum momento, alcançado um ponto de equilíbrio com a pressão litostática devida à carga das rochas vulcânicas. Neste sistema convectivo, quando a P_{fluidos} assumir valor superior à $P_{\text{litostática}}$, ocorre fraturamento

hidráulico das rochas e uma alteração hidrotermal mais pervasiva nas rochas percoladas. Dentro deste quadro, sugere-se que o basalto maciço com fraturas poliedrais (“cascalho”) deve representar este tipo de brecha, na medida em que ele não está cimentado e possui as mesmas características petrográficas do basalto maciço portador dos geodos de ametista (“laje”); desta forma, não constitui parte integrante ou diferenciada do basalto vesicular, mas parte do derrame de basalto maciço. A concentração do fluido hidrotermal no topo do basalto maciço ($P_{\text{fluidos}} > P_{\text{litostática}}$) deu lugar à sua fragmentação poliedral por meio de um processo de “desmonte” hidráulico em ambiente confinado.

A concentração de fluido hidrotermal no nível mineralizado superior do DMAS ($P_{\text{fluidos}} > P_{\text{litostática}}$), além do fraturamento hidráulico promovido, acentuou algumas características particulares não encontradas nos níveis mineralizados inferiores:

- a) maior quantidade de cavidades colunares abertas (geodos) pela dissolução do basalto maciço ao longo dos planos de fratura. Nos níveis mineralizados inferiores, a geometria colunar não está tão bem desenvolvida quanto no nível mineralizado superior;
- b) basalto maciço com fraturas poliedrais bem definidas, que, nos níveis mineralizados inferiores, não apresenta características similares (fragmentos maiores do que 20-30 cm de diâmetro e sem feição poliedral típica);
- c) alteração hidrotermal mais pervasiva no basalto maciço (“laje”, “cascalho” e “lajeta”) do nível mineralizado superior do DMAS, do que nos níveis mineralizados inferiores. A alteração hidrotermal é marcada principalmente pela formação da celadonita e pelos veios de celadonita+ágata+calcita+quartzo hialino.

O basalto maciço (“laje”, “cascalho” e “lajeta”) do nível mineralizado superior possui características petrográficas semelhantes ao derrame posicionado acima da camada de arenito (derrame 11, segundo Hammes, 2006; seqüência vulcânica Cn+3). Estas características são distintas das características petrográficas do derrame mineralizado inferior (derrame 9, segundo Hammes, 2006; seqüência vulcânica Cn+2). Neste sentido, o basalto maciço do nível mineralizado superior deve constituir um derrame (11, segundo Hammes, 2006) individual, posicionado em descontinuidade estrutural ligada à mudança de seqüência vulcânica e que foi fragmentado pela intrusão dos *sills* de basalto vesicular que lhe delimitam na parte inferior e superior.

Estas características do basalto maciço no nível mineralizado superior (“laje”, “cascalho” e “lajeta”), o seu confinamento entre duas camadas de basalto vesicular e o seu posicionamento estrutural na pilha vulcânica determinam a grande favorabilidade mineral deste nível mineralizado superior no DMAS. A importância destas características pode ser avaliada a partir da constatação de que, considerando o mesmo nível mineralizado superior em sua continuidade lateral, a ausência de uma de suas unidades litológicas (p.ex.: basalto maciço com fraturas poliedrais) implica na ausência de geodos de ametista de tamanho minimamente grande e de qualidade gemológica suficiente para viabilizar a extração mineral. Estes mesmo critérios parecem ter validade para os níveis mineralizados inferiores e as investigações que estão sendo conduzidas devem trazer novas informações.

CAPÍTULO 6

Conclusões

O DMAS representa a principal área produtora de geodos de ametista de classe mundial no Estado do Rio Grande do Sul e no Brasil. O mapeamento geológico e estrutural do Distrito Mineiro de Ametista do Sul (DMAS) foi realizado desde o nível regional, por meio de perfis de levantamento geológico-estrutural ao longo das principais rodovias para a caracterização das principais unidades líticas e das grandes estruturas deformacionais e vulcânicas, mas principalmente em nível de detalhamento geológico e estrutural do horizonte mineralizado superior do referido distrito mineiro (cota 410-440 m).

Em nível regional, foram caracterizados cinco ciclos vulcânicos partindo da cota altimétrica mais baixa (proximidades da confluência do Rio Uruguai com o Rio da Várzea) até as cotas acima de 570 m (C_n ao C_{n+4}). Apenas alguns horizontes (4 no total) relacionados a estes dois ciclos vulcânicos estão mineralizados (C_{n+2} e C_{n+3}); estes ciclos vulcânicos apresentam composição basáltica sub-alcálica (toleítica), classificados como tipo químico Paranapanema. Cada um destes ciclos pode ser formado por mais de um derrame individual; no entanto, pode-se observar que ocorrem algumas intercalações de derrames de diferentes ciclos, o que sugere que os diferentes ciclos vulcânicos podem ter sido alimentados por distintos condutos vulcânicos, posicionados em diferentes locais da Bacia do Paraná, e que estes condutos atuaram de maneira diacrônica. A continuidade da sedimentação eólica do deserto (Fm. Botucatu) durante o vulcanismo produziu nos períodos de quiescência vulcânica, grandes descontinuidades representadas por espessos pacotes de arenito intertrape, bem como descontinuidades deformacionais representadas por zonas de fratura. Após a estruturação dos ciclos vulcânicos, ocorreu um episódio magmático intrusivo, representado por diques e *sills* de basalto altamente vesicular.

O alojamento das intrusões de basalto vesicular está relacionado com as grandes descontinuidades estruturais descritas. Como este alojamento ocorreu em baixa profundidade (baixa pressão confinante), a relação entre a pressão de voláteis, pressão litostática da coluna de rocha, pressão hidrostática do magma e a viscosidade do magma produziu um grande conjunto de brechas vulcânicas em condições de hipomagma e piromagma. Dentro destas condições, as brechas vulcânicas registradas na área de estudo podem ser consideradas como peperitos.

O mapeamento de zonas de fratura com indicadores cinemáticos permitiu avaliar o(s) campo(s) paleotensional(is) que atuou(aram) no estabelecimento dos padrões geométricos das descontinuidades estruturais do DMAS. Em termos gerais, as zonas de fratura do DMAS foram formadas por dois campos de paleotensão; estes campos, porém, mostram uma inversão das direções compressivas e trativas, revelando um padrão trativo ortogonal com orientação próxima a norte-sul e leste-oeste. Este tipo de regime deformacional é característico de ambientes intraplaca. A análise cinemática mostrou que a alteração hidrotermal ligada aos geodos está fortemente controlada por fraturas R, P e C; estas fraturas são, portanto, as principais responsáveis pelo abastecimento dos geodos.

O mapeamento geológico de detalhe do horizonte mineralizado superior (cota 410-440 m) revelou uma estratigrafia particular e única. A ausência de qualquer uma das unidades litológicas descritas para este horizonte mineralizado está relacionada com a ausência, ou mesmo com a pequena quantidade, qualidade e tamanho dos geodos preenchidos por ametista. O mapeamento estrutural deste mesmo horizonte mineralizado mostrou que as descontinuidades estruturais (zonas de fratura) controlam a geometria e a espessura do basalto maciço portador dos geodos de ametista. As descontinuidades estruturais também foram utilizadas como caminhos para o alojamento de diques de arenito metamorfizado, ou veios formados pelos mesmos minerais que compõem os geodos (celadonita, calcita, ágata, quartzo e, raramente, ametista), as quais são usadas como guias de prospecção pelos garimpeiros.

O mapeamento geológico dos depósitos de geodos relacionados ao horizonte mineralizado superior (cota 410-440 m) mostrou que o basalto maciço portador corresponde estratigraficamente ao décimo primeiro derrame na seqüência do DMAS. No entanto, algumas diferenças no posicionamento estratigráfico deste

horizonte entre os municípios do DMAS pode ser reflexo do caráter intrusivo do basalto vesicular, o qual aproveitou as descontinuidades estruturais para se alojar como *sill*.

Os geodos de ametista do horizonte mineralizado superior do DMAS apresentam uma geometria predominantemente colunar verticalizados e estão preenchidos por uma seqüência de minerais do grupo da sílica dispostos em camadas radiais (ágata-quartzo-ametista), além de outros minerais em proporções menores (gipsita, goethita, calcita, zeólita, por ex.). A descrição detalhada dos geodos de ametista do DMAS mostrou que eles foram preenchidos em 4 (quatro) pulsos de mineralização, os quais apresentam paragêneses características que refletem condições físico-químicas contrastantes dos fluidos mineralizantes. A maioria dos geodos de ametista está preenchida por um único pulso; os geodos com 2 pulsos foram encontrados em alguns garimpos e os geodos com 3 pulsos são raros. Dentro desta nova abordagem, torna-se necessário uma reavaliação da amostragem dos geodos para fins de caracterização gemológica a partir de suas inclusões fluidas e sólidas, bem como na definição das propriedades físico-químicas dos fluidos mineralizantes; também será necessário aprofundar e observar a distribuição regional dos pulsos de mineralização para fins de amostragem e para planejamento do aproveitamento econômico destas gemas do DMAS.

A mineralização no DMAS (abertura e preenchimento dos geodos) ocorreu pela exsolução dos componentes voláteis (degaseificação) do magma intrusivo (basalto vesicular), como demonstram as vesículas colunares (*pipes*) posicionadas perpendicularmente ao contato entre o basalto maciço (derrames) e os *sills* de basalto vesicular. A ascensão dos fluidos magmáticos (voláteis degaseificados) e a sua mistura com fluidos formacionais jovens advindos da forte compactação sofrida pelos sedimentos da Bacia do Paraná estabeleceu um sistema convectivo local e regional capaz de promover o preenchimento adicional dos geodos de ametista em uma sucessão de pulsos que mostram as variações físico-químicas deste fluido mineralizante. Os padrões de fratura formados principalmente a partir da deformação foram os canais preferenciais para a alteração hidrotermal e o abastecimento epigenético dos geodos nas rochas encaixantes dos *sills* intrusivos ao longo do horizonte mineralizado superior do DMAS.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACAUAN, R.B. 2007. Geologia e controle estrutural das ocorrências de ágatas e ametistas na região de Quaraí/Santana do Livramento (RS). Dissertação (Mestrado em Engenharia), Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Minas, Metalurgia e de Materiais da UFRGS, 167 p.
- ACAUAN, R.B. 2004. Caracterização geológica e gemológica das ametistas e ágatas de Santana do Livramento, Sudoeste do Rio Grande do Sul. Trabalho de conclusão do Curso de Geologia. Porto Alegre, Instituto de Geociências, UFRGS, 89 p.
- ADAMS, S.S. 1985. Mineral deposit modelling in exploration. In: International workshop on gold deposit modelling in exploration, Golden, USA, 38 p.
- ALMEIDA, F.F.M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. Revista Brasileira de Geociências. São Paulo. v. 16, n. 4, p. 325-349.
- AMORIM, V.A. & STRIEDER, A.J. 2005. Mapeamento estrutural do Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS). In: Anais, Seminário de Geologia e Mineração em áreas de garimpo de pedras preciosas no Estado do Rio Grande do Sul, Porto Alegre (RS), 2005, MODELAGE (UFRGS), 16 p.
- AMORIM, V.A.; STRIEDER, A.J.; JUCHEM, P.L. 2005. Pulsos de mineralização nos geodos e mapeamento da qualidade de gemas no Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS). In: Anais, Seminário de Geologia e Mineração em áreas de garimpo de pedras preciosas no Estado do Rio Grande do Sul, Porto Alegre (RS), 2005, MODELAGE (UFRGS), 10 p.
- AMORIM, V.A.; ACAUAN, R.B.; STRIEDER, A.J.; JUCHEM, P.L.; HARTMANN, L.A. 2005. Controle geológico-estrutural dos depósitos de Ametista no Distrito Mineiro

de Ametista do Sul (RS). In: Anais, Seminário de Geologia e Mineração em áreas de garimpo de pedras preciosas no Estado do Rio Grande do Sul, Porto Alegre (RS), 2005, MODELAGE (UFRGS), 19 p.

ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. Bull. Soc. Géol. France., v.19:1309-1318.

ASSINE, M.L. 2001. Evolução do conceito de sequência. In: Estratigrafia de Sequências – Fundamentos e Aplicações. São Leopoldo, EDUNISINOS, p. 9-25.

BARTON Jr., P.B. 1993. Problems and opportunities for mineral deposits models. In: KIRKHAM, R.V., SINCLAIR, W.D., THORPE, R.I. & DUKE, J.M. (eds.). Mineral Deposit Modeling, p. 7-13.

BATES, R.L. & JACKSON, J.A. 1987. Glossary of geology. American Geological Institute. Alexandria, Virginia, 3 ed., 788 p.

BELLIENI, G.; COMIN-CHIAROMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; NARDY, A.J.R.; PAPTRECHAS, C.; PICCIRILLO, E.M.; ROISENBERG, A. & STOLFA, D. 1986 Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. Journal of Petrology, v. 27, p. 915-944.

BELLIENI, G.; COMIN-CHIAROMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; NARDY, A.J.R.; PAPTRECHAS, C.; PICCIRILLO, E.M.; ROISENBERG, A. & STOLFA, D. 1984b. High and Low TiO₂ flood basalts from the Paraná Plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. Neues Jahrbuch Miner. Abh, v. 150, p. 273-306.

BRANCO, P.M. 2000. Mapa Gemológico do Rio Grande do Sul.

BRANCO, P.M. 1998. Mapa Gemológico da região de Ametista do Sul.

BRANCO, P.M. 1998. Mapa Gemológico da Região de Lageado-Soledade-Salto do Jacuí.

BOSSI, J. & CAGGIANO, W. 1974. Contribución a la geología de los yacimientos de amatista del Departamento de Artigas (Uruguay). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, SBG, v.3, p. 301-318.

BUFFON, S.A.; STRIEDER, A.J.; DAL FORNO, G.L.; IGLESIAS, C.M.F.; CAMINHA, M.; GRISSOLIA, E.M.; SANTOS, D.R.; HAMMES, D.F.; ADEGAS, F. 2005. Modelo digital de elevação do Distrito Mineiro de Ametista do Sul. In Anais, Seminário de Geologia e Mineração em áreas de garimpo de pedras preciosas no Estado do Rio Grande do Sul, Porto Alegre (RS), 2005, MODELAGE (UFRGS), 20 p.

BUSBY-SPERA, C. & WHITE, J.D.L. 1987. Variation in peperite textures associated with differing host-sediment properties. Bull. Volcanol., 49: 765-775.

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

CASSEDANNE, J.P. 1991. Tipologia das jazidas brasileiras de gemas. In: Principais depósitos minerais do Brasil, vol. IV-A/Gemas e Rochas Ornamentais, DNPM, Cap.III, p.17-52.

CASTRO, E.C.; FERREIRA, L.A.D.; AKINAGA, R.M. 1974. Ametista no Brasil. Localização, tipos de jazimentos, lavra, reserva, padrões de comercialização, exportação, sugestão para uma política de preços mínimos. In: Congresso Brasileiro de Geologia, XXVIII. Anais. Porto Alegre, SBG. v.7, p. 239-247.

CHODUR, N.L.; JUCHEM, P.L.; LICCARDO, A.; SPLENDOR, F. 2002. Ametista de Chopinzinho, Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41. João Pessoa, Paraíba. SBG, Anais, p. 593.

- COLLYER, T.A. & MÁRTIRES, R.A.C. 1991. O depósito de ametista do Alto Bonito, Município de Marabá, Pará. In: Principais depósitos minerais do Brasil, vol. IV-A/Gemas e Rochas Ornamentais. DNPM, p. 287-293.
- COLLYER, T.A.; MÁRTIRES, R.A.C.; MACHADO, J.I.L. 1991. O depósito de ametista de PauD'Arco, Município de Conceição do Araguaia, Pará. In: Principais Depósitos Minerais do Brasil, vol. IV-A/Gemas e Rochas Ornamentais. DNPM, p. 295-302.
- COMIN – CHIARAMONTI, P.; BELLINI, E.M.; PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A.J. 1988. Classification and petrography of continental stratoid volcanics and related intrusives from the Parana Basin (Brazil) In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. eds. The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin – petrogenetic and geophysical aspects. São Paulo, USP – Instituto Astronômico e Geofísico. p. 47-72.
- COMIN – CHIARAMONTI, P.; GOMES, C.B.; PICCIRILLO, E.M.; RIVALENTI, G. 1983. High TiO₂ basaltic dykes in the coastline of São Paulo and rio de Janeiro states (Brazil). Neues Jahr. Miner. Abh., v. 146, p. 133-150.
- CORDANI, U.G.; SARTORI, P.L.P.; KAWASHITA, K. 1980. Geoquímica dos isótopos de estrôncio e a evolução da atividade vulcânica na Bacia do Paraná (Sul do Brasil) durante o Cretáceo. Anais da Academia Brasileira de Ciências. n. 52, p. 811-818.
- CORRÊA, T.E., 1995. Geologia e critérios de prospecção para depósitos de ametistas na região do Alto Uruguai, RS. Dissertação (Mestrado em Engenharia), Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Minas, Metalurgia e de Materiais da UFRGS, 140 p.
- COSTA, W.D. 1982. Hidrogeologia do Aquífero Fissural. Universidade Federal de Pernambuco, Departamento de Geologia. Apostila de Curso de Atualização. 120 p.

- COSTA, W.D. 1980. A Hidrogeologia do cristalino a luz da mecânica das rochas. In: Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, I. Recife, Pernambuco. ABAS, Anais, p. 375-379.
- COX, D.P.; BARTON, P.B.; SINGER, D.A. 1986. Mineral deposits models. United States Geological Survey Bulletin, n° 1693, 379 p.
- COX, K. G.; BELL J. D.; PANKHURST, R. J. 1979. The Interpretation of igneous rocks. Londres, Inglaterra. George Allen & Unwin. 450 p.
- DUARTE, L.C.; HARTMANN, L.A.; VASCONCELLOS, M.A.Z. 2005. Epigenet geode formation in the world class amethyst deposit of the southern Párana Basaltic Province. Simpósio Brasileiro de Metalogênia. Gramado (RS). CD-Rom, 6 p.
- DUNNE, W.M. & HANCOCK, P.L. 1994. Palaeostress analysis of small-scale brittle structures. In: HANCOCK, P.L. (ed). Continental Deformation. Pergamon Press. New York, p. 101-120.
- FACCINI, U.F & PAIM, P.S.G. 2001. Estratigrafia de seqüências em depósitos continentais. In: Estratigrafia de Seqüências – Fundamentos e Aplicações. São Leopoldo, EDUNISINOS, p. 341-389.
- FEDOCEEV, G.S. 2004. Gênese de sills básicos intraplaca como uma alternativa ao paleovulcanismo de basalto de platô. Ciência e futuro: idéias que vão alterar o mundo. Obras da Conferência Internacional. Moscou (Rússia). GGM de V.I. Vernadski Ed., RAN, p. 199-200.
- FIGUEIREDO, B.R. 2000. Minérios e Ambiente. Coleção Livro-Texto, Campinas, SP. Editora da Unicamp, 402 p.
- FIGUEIREDO, B.R. 1992. Modelos de depósitos minerais. Bol. IG-USP, Ser.Cient., 23, p.75-95.

- FISCHER, A.C., 2004. Petrografia e Geoquímica das Fases Silicosas dos Geodos Mineralizados a Ametista (Região do Alto Uruguai, RS, Brasil). Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Curso de Pós-Graduação em Geociências e UNIVERSITE TOULOUSE III - Tese de Doutorado, 159 p.
- GARLAND, F.; TURNER, S.; HAWKESWORTH, C. 1996. Shifts in the source of the Paraná basalts through time. *Lithos*, 37: 223-243.
- GILG, H.A.; MORTEANI, G.; KOSTITSYN, Y.; PREINFALK, C.; GATTER, I.; STRIEDER, A.J. 2003. Genesis of amethyst geodes in basaltic rocks of the Serra Geral Formation (Ametista do Sul, Rio Grande do Sul, Brazil): a fluid inclusion, REE, oxygen, carbon and Sr isotope study on basalt, quartz, and calcite. *Mineralium Deposita*, 38:1009-1025.
- 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. CPGeo/UFRGS, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 219 p.
- HAMMES, D.F. 2006. Delimitação de derrames basálticos por sensoriamento remoto e caracterização geológica de níveis mineralizados a ametista na região de Ametista do Sul - RS. Trabalho de conclusão do Curso de Geologia. Porto Alegre, Instituto de Geociências, UFRGS, 76 p.
- HANCOCK, P.L. 1985. Brittle Microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*. Vol. 7. Nº3/4 p. 437-457.
- HARTMANN, L.A. 2005. Controle estrutural da mineralização de ametista no Distrito Mineiro de Ametista do Sul (RS). In: Anais, Seminário de Geologia e Mineração em áreas de garimpo de pedras preciosas no Estado do Rio Grande do Sul, Porto Alegre (RS), 2005, MODELAGE (UFRGS), 21 p.
- HASUI, Y.; MIOTO, J.A. (coord.) 1992. *Geologia Estrutural Aplicada*. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia. Votorantim. 459 p.

- HEEMANN, R. 2005. Modelagem exploratória estrutural e tridimensional para a prospecção dos depósitos de ágata do distrito Mineiro de Salto do Jacuí (RS). Tese de doutoramento, Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Minas, Metalurgia e de Materiais da UFRGS, 163 p.
- HEEMANN, R. 1997. Geologia, controles e guias prospectivos para depósitos de ágata na região de Salto do Jacuí. Dissertação (Mestrado em Engenharia), Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Minas, Metalurgia e de Materiais da UFRGS, 107 p.
- HEEMANN, R. & STRIEDER, A.J. 2000. Interaction features between Serra Geral Fm. lava flows and Botucatu Fm. sandstones (Salto do Jacuí, RS, Brazil). In: Proc. Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, august, 2000.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. 1976. An Outline of Structural Geology. John Wiley & Sons editors, Inc, New York, 571 p.
- HODGSON, C.G. 1993. Uses (and abuses) of ore deposit models in mineral exploration. In: SHEAHAN, P.A. & CHERRY, M.E. (ed.). Ore deposit models. Geoscience Canada Reprint Series 6, vol. 2, p. 1-11.
- IBGE – Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 1977. Geografia do Brasil. v. 5 – Região Sul. Rio de Janeiro, Centro de Serviços Gráficos. 534 p.
- INNOCENT, C.; MICHARD, A.; MALENGREAU, N.; LOUBET, M.; NOACK, Y.; BENEDETTI, M.; HAMELIN, B. 1997a. Sr isotopic evidence for ion-exchange buffering in tropical laterites from the Paraná, Brazil. Chem. Geol., vol.136: 219-232.

INNOCENT, C.; PARRON, C.; HAMELIN, B. 1997b. Rb/Sr chronology and crystalchemistry of celadonites from the Paraná continental tholeiites, Brazil. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 61: 3753-3761.

IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* 8, p. 523-548.

JERRAM, D.A. & STOLLHOFEN, H. 2002. Lava-sediment interaction in desert settings; are all peperitelike textures the result of magma-water interaction? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. vol.114. Nº1-2, p. 231-249.

JERVEY, M.T. 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: WILGUS, K.C. et al. (eds.): *Sea-level Changes: an Integrated Approach*. Tulsa, SEPM, p. 47-69. (SEPM Spec. Publ. # 42).

JUCHEM, P.L. 1999. Mineralogia, geologia e gênese dos depósitos de ametista da região do Alto Uruguai, Rio Grande do Sul. IG/USP, São Paulo, Tese de Doutorado. 225 p.

JUCHEM, P.L.; BRUM, T.M.M.; SVISERO, D.P. 1993. Ocorrências de selenita e barita nos basaltos do Rio Grande do Sul. V Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia. SBG - Curitiba, PR. *Boletim de Resumos*. p. 102-103.

JUCHEM, P.L.; SVISERO, D.; BRUM, T.M.M.; PRADO, C.P. 1992. Uma Ocorrência Singular de Selenita em Geodos nos Basaltos da Região de Planalto, RS. *Boletim IG/USP. Publicação Especial nº 12*, p. 55-57.

JUCHEM, P.L.; HOFMEISTER, T; BRUM, T.M. 1990. Substâncias gemológicas no Rio Grande do Sul. Modos de ocorrência e caracterização gemológica. In: 36º Congresso Brasileiro de Geologia, Natal-RN, SBG, v.3, p. 1436-1449.

- JUCHEM, P.L. & HOFMEISTER, T. 1988. Estudos geológicos e gemológicos nas ocorrências de ágata e ametista do Rio Grande do Sul. In: Encontro Geológico-Mineiro do Rio Grande do Sul (1–Caçapava do Sul). Anais. Porto Alegre. Coordenadoria da Produção Mineral, p. 72-79.
- JUCHEM, P.L.; HOFMEISTER, T.; BRUM, T.M. 1987. Ágata e ametista no Rio Grande do Sul. In: 3º Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Curitiba, PR. SBG, v.2, p. 601-613.
- JUNQUEIRA BROD, T.C.; BROD, J.A.; GASPAR, J.C.; BARBOSA, E.S.R. 2003. Magma-sediments interaction in the Águas Emendadas Kamafugitic Diatremes, Goiás, Brazil. In: International Kimberlite Conference, 8th, 1.P22, p. 76-77.
- KISHIDA, A. & KERRICH, R. 1987. Hydrothermal alteration zoning and gold concentration at the Kerr-Addison Archean Lode Gold Deposit, Kirkland Lake, Ontario. *Economic Geology*, v.82, p. 649-690.
- KOKELAAR, B.P. 1982. Fluidization of wet sediments during emplacement and cooling of various igneous bodies. *J. Geol. Soc.*, v.139, p. 21-33.
- LEINZ, V. 1949. Contribuição à Geologia dos Derrames Basálticos do Sul do Brasil. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras. Universidade de São Paulo*, v.3, n. 5, 61 p.
- LOFGREN, G. 1971a. Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *J. Geophys. Res.* 76:5635-5648.
- LOFGREN, G. 1971b. Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glass. *Geol. Soc. Am. Bull.* 82:111-124.
- LOFGREN, G. 1970. Experimental devitrification rates of rhyolitic glass. *Geol. Soc. Am. Bull.* 81:553-560.

- MANTOVANI, M.S.M.; CORDANI, V.G.; ROISENBERG, A. 1985. Geoquímica isotópica em vulcânicas ácidas da Bacia do Paraná e implicações genéticas associadas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 15, p. 61-65.
- McMILLAN, K.; LONG, P.E.; CROSS, R.W. 1989. Vesiculation in Columbia River basalts. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 239: 157-167.
- MERINO, E.; WANG, Y.; DELOULE, E. 1995. Genesis of agates in flood basalts: twisting of chalcedony fibers and trace-element geochemistry. *Am. J. Sci.* 295: 1156-1176.
- MEUNIER, A.; FORMOSO, M.L.L.; PATRIER, P.; CHIES, J.O. 1988. Altération hydrothermale de roches volcaniques liée à la genèse des améthystes – Bassin du paraná – sud du Brésil. *Geochimica Brasiliensis*, 2: 127-142.
- MILANI, E.J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. Porto Alegre, 2v. (Tese-Doutorado) Curso de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS.
- MILANI, E.J.; FACCINI, U.F.; SCHERER, C.M.S.; ARAÚJO, L.M.; CUPERTINO, J.A. 1997. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. In: AMOS, A.J. (editor); LÓPEZ-GAMUNDI, O.; ROCHA-CAMPOS, A.C. (co-editores). *Sedimentary Basins of South America*.
- MILANI, E.J.; FRANÇA A.B.; SCHNEIDER, R.L. 1994. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v.8, n.1, p. 69-82.
- MINIOLI, B.; PONÇANO, W.L.; OLIVEIRA, S.M.B. 1971. Extensão geográfica do vulcanismo basáltico do Brasil Meridional. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 43, p. 433-437.

- MITCHELL, A.H.G. & GARSON, M.S. 1981. Mineral deposits and global tectonic settings. Academic. New York (USA), Academic Press Geology Series. 405 p.
- MONTANA, J.R. & BOSSI, J. 1993. Nuevos datos para prospección de amatistas en geodas basálticas: ejemplo en Curtinas (Tacuarembó, Uruguay). In: Congresso Geologia Economica de Cordoba, Argentina, p. 372-383.
- PALMA, P.S. 2003. Estudo dos rejeitos de garimpos de ametista do distrito mineral do Alto Uruguai, RS. Trabalho de conclusão do Curso de Geologia. Porto Alegre, Instituto de Geociências, UFRGS, 65 p.
- PARK, R.G. 1988. Geological structures and moving plates. Blackie & Son Ltd., London-England, 337 p.
- PAYTON, C.E. 1977. Seismic stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration. Tulsa, AAPG, 516 p. (Memoir # 26).
- PEATE, D.W.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, S. M. 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. Bulletin of Volcanology, v. 55, p. 119-139.
- PEATE, D.W.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.; SHUKOWSKY, W. 1990. Mantle plumes and flood basalt stratigraphy in the Paraná, South America. Geology. v. 18, p. 1223-1226.
- PEATE, D.W. 1989. Stratigraphy and petrogenesis of the Paraná continental flood basalts, Southern Brazil. Doctor of Philosophy thesis. The Open University. 359 p.
- PETRI, S. & FÚLFARO, J.V. 1983. Geologia do Brasil. São Paulo. T. A. Queiroz, Universidade de São Paulo. 631 p.

- PICCIRILLO, E.M.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; CIVETTA, L.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; PETRINI, M.I.B.; RAPOSO, M.I.B.; STOLFA, D. 1988. Petrogenetic aspects of continental flood basalt-rhyolite suites from the Paraná Basin (Brazil). In: PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A.J. eds. The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin – petrogenetic and geophysical aspects. São Paulo, USP/Instituto Astronômico e Geofísico. p. 179-206.
- PICCIRILLO, E.M.; RAPOSO, M.I.B.; MELFI, A.J.; CORDANI, U.G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; KAWASHITA, K. 1987. Bimodal fissural volcanic suites from the Paraná Basin (Brazil): K-Ar Ages, Sr isotopes and geochemistry. *Geochimica Brasiliensis*, n. 1, p. 53-69.
- REGINATO, P.A.R. 2003. Integração de dados geológicos para prospecção de aquíferos fraturados em trecho da bacia hidrográfica Taquari-Antas (RS). Tese de doutoramento, Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Minas, Metalurgia e de Materiais da UFRGS, 254 p.
- RENNE, P.R.; ERNESTO, M.; PACCA, I.G.; COE, R.S.; GLEN, J.M.; PREVOT, M.; PERRIN, M. 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, v. 258, p. 975-979.
- RIEDEL, W. 1929. Zur mechanik geologischer brucherscheinungen. *Centralblatt Min. Geol. Pal., Abt. B.*, p. 354-369.
- ROBERTS, D.E. & HUDSON, G.R.T. 1983. The Olympic Dam Copper-Uranium-Gold deposit, Roxby Downs, South Australia. *Economic Geology*, 78 (4): 799-822.
- ROISENBERG, A. & VIEIRO, A.P. 2000. O vulcanismo mesozóico da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. In: *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CIGO/UFRGS, p. 355-374.

- ROISENBERG, A. 1989. Petrologia e Geoquímica do Vulcanismo Ácido Mesozóico da Província Meridional da Bacia do Paraná. Porto Alegre, Tese de doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- ROISENBERG, A. & CHIES, J.O. 1987. Vulcanismo Basalto-Riolítico da Formação Serra Geral e Mineralizações Associadas. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica 10, Porto Alegre, Roteiro das Excursões... Porto Alegre: SBG, p. 38-54.
- ROLDÃO, D.G. 2000. Análise Integrada de dados estruturais no controle de depósitos minerais na região oeste do escudo Sul-Riograndense (RS, Brasil). Porto Alegre, Dissertação (Mestrado em Engenharia), Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Minas, Metalurgia e de Materiais da UFRGS, 131 p.
- RUEGG, N.R. 1975. Modelos de variação química na província basáltica do Brasil Meridional. Características de teor, distribuição geográfica e diferenciação. São Paulo, (Tese–Livre-Docência). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 309 p.
- SANTOS, E.L.; MACIEL, L.C.; FILHO, J.A.Z. 1998. Distritos Mineiros do Estado do Rio Grande do Sul. DNPM-1º Distrito/Programa Nacional de Distritos Mineiros. Porto Alegre. 35 p.
- SANTOS, R.P. & BONHOMME, M. G. 1993. Datação K/Ar de argilas associadas às mineralizações e aos processos diagenéticos, em relação com a história da abertura do oceano Atlântico Sul. Revista Brasileira de Geociências, vol. 23: 61-67.
- SCHERER, C.M.S. 1998. Análise estratigráfica e litofaciológica da Formação Botucatu (eocretáceo da bacia do paraná) no Rio Grande do Sul. CPGeo/UFRGS, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 225 p.

- SCHMITT, J.C.; CAMATTI, C.; BARCELLOS, R.C. 1991. Depósitos de ametista e ágata no estado do Rio Grande do Sul. In: Principais depósitos minerais do Brasil, vol. IV-A/Gemas e Rochas Ornamentais, DNPM, Cap.III, p. 271-285.
- SCOPEL, R.M. 1997. Estudo dos derrames basálticos portadores de ametista da região de Ametista do Sul, RS - Brasil. Alteração pós-magmática. CPGeo/UFRGS, Porto Alegre, Tese de doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 219 p.
- SELLEY, R.C. 1978. Ancient sedimentary environments: and their sub-surface diagnosis. 2.edn. London: Chapman & Hall, 287 p.
- SEVERIANO RIBEIRO, H.J.P. 2001. Estratigrafia de Seqüências – Fundamentos e Aplicações. São Leopoldo, EDUNISINOS, 428 p.
- SIAL, A.N. 1976. The post-paleozoic volcanism of northeast Brazil and its tectonic significance. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 48 (supl.), p. 299-311.
- SLOSS, L.L.; KRUMBEIN, W.C.; DAPPLES, E.C. 1949. Integrated facies analysis. In: LONG-WELL, C.R. (ed.) Sedimentary Facies in Geologic History. Geological Society America, 91-124, (Memoir # 39).
- STRIEDER, A.J. & HEEMANN, R. 2006. Structural constraints on Paraná basalt volcanism and their implications on agate geode mineralization (Salto do Jacuí, RS, Brazil). In: Pesquisas em Geociências. Porto Alegre, RS. v.33, n.1, p. 37-50.
- SVISERO, D.P. & FRANCO, R.R. 1991. A província gemológica brasileira. In: Principais depósitos minerais do Brasil, vol. IV-A/Gemas e Rochas Ornamentais, DNPM, Cap. II, p. 9-15.
- SWANSON, D.A. & WRIGHT, T.L. 1981. The regional approach to studying the columbia river basalt group. In: Souarao, K.V. & Sukheswala, R.N., p. 58-80.

- SWANSON, D.A.; WRIGHT, T.L.; HELZ, R.T. 1975. Linear vent systems and estimated rates of magma production and eruption for the Yakima basalt on the columbia plateau. *Am. J. Sci.*, 275: 877-905.
- SZUBERT, E.C.; GRAZIA, C.A.; SHINTAKU, I. 1979. Projeto Cobre em Itapiranga. Relatório final. Porto Alegre: Convênio DNPM/CPRM, 246 p.
- SZUBERT, E.C.; ORLANDI F°, V.; SHINTAKU, I. 1978. Geologia dos jazimentos de ametista do Alto Uruguai. Guias de prospecção. Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife. *Anais. SBG*, v.4, p. 1883-1892.
- TSCHALENKO, J.S. & AMBRASEYS, N.N. 1970. Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 81, p. 41-60.
- THOMAS, R. & BLANKENBURG, H.J. 1981. Erste Ergebnisse über Einschlussuntersuchungen an Quarzen aus Achatmandeln und Kugeln basischer und saurer Vulkanite. *Z Geol Wiss* 9: p. 625-633.
- VAIL, P.R.; MITCHUM Jr., R.M.; TODD, R.G.; WIDMIER, J.M.; THOMPSON III, S.; SANGREE, J.B.; BUBB, J.N.; HATLELID, W.G. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: PAYTON, C.E. (ed.) *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 49-212 (Memoir # 26).
- VASCONCELLOS, P.M. 1998. Ar^{40} - Ar^{39} dating of celadonite and the formation of amethyst geodes in the Parana Continental Flood Basalt Province. *Am. Geophys. Union*, Fall Meeting, San Francisco, F933[Abstr].
- WHITE, D. L.; McPHIE, J.; SKILLING, I. 2000. Peperite: a useful genetic term. *Bulletin of Volcanology*, 62: 65-66.

- WHITE, I. C. 1908. Relatório sobre Coal Measures e rochas associadas ao sul do Brasil: Relatório final da comissão dos estudos das minas de carvão de pedra do Brasil, Rio de Janeiro, parte 1, p. 1-300.
- WILDNER, W.; LOPES, R. da C.; ROMANINI, S.; CAMOZZATO, E. 2003. Contribuição à estratigrafia do magmatismo Serra Geral na bacia do Paraná. In: Hartmann, L.A. (ed). I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias, Porto Alegre, SBG/IG-UFRGS/CPRM/UNISINOS/ABC, p. 204-210.
- WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDAL, C.G.S.C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A.; VAN WAGONER, J.C. 1988. Sea-level Changes: an Integrated Approach. Tulsa, AAPG, 470 p. (SEPM Spec. Publ. # 42).
- WILLIAMS, H. & MCBIRNEY, A.R. 1979. Volcanology. San Francisco, CA: Freeman, Cooper, 397 p.
- WILSON, M. 1989. Igneous petrology. New York: Unwin Hyman, 466 p.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, 20, 235-343.
- ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O. A. 1990. Bacia do Paraná. In: De RAJA GABAGLIA, G.P. e MILANI, E. J (Coordenadores). Origem e evolução de bacias Sedimentares. Petrobrás, Brasil.

ANEXO 1
Análises Geoquímicas no Distrito Mineiro de Ametista do
Sul

From ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD. 852 E. HASTINGS ST. VANCOUVER BC V6A 1R6																	
To UFRGS																	
Acme file # A650601 Received: SEP 25 2006 * 24 samples in this disk file.																	
Analysis: GROUP 4A - 0.200 GM SAMPLE BY LIBO2/LI2B4O7 FUSION, ANALYSIS BY ICP-ES. (LIBO2/LI2B4O7																	
ELEMENT	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO	Cr2O3	Ni	Sc	LOI	TOT/C	TOT/S	SUM
SAMPLES	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	%	%	%	%
QUARTZ	98,9	<.03	0,3	<.01	<.01	0,01	<.04	<.01	0,02	<.01	<.001	7	<1	0,7	<.01	0,01	99,93
DAME-5	46,91	12,65	16,05	4,82	8,49	2,49	1,22	3,62	0,55	0,22	0,004	33	31	2,7	0,11	0,03	99,74
DAME-6A	49,27	12,16	16,08	3,99	7,95	2,54	1,91	3,35	0,47	0,18	0,006	35	29	1,8	0,03	<.01	99,71
DAME-6C	48,41	12,19	15,72	4,06	8,41	2,51	1,08	3,33	0,47	0,22	0,007	41	30	3,3	0,03	0,01	99,72
DAME-7	48,26	12,37	15,56	4,2	8,4	2,69	0,93	3,87	0,6	0,24	0,005	33	31	2,6	0,04	<.01	99,73
DAME-9A	46,01	12,44	15,85	4,71	8,55	2,26	0,89	3,83	0,57	0,19	0,005	44	32	4,4	0,02	0,01	99,71
DAME-9B	49,9	12,34	15,31	3,68	7,93	2,51	1,7	3,68	0,57	0,19	0,004	34	31	1,9	0,02	0,01	99,73
DAME-9C	48,14	12,33	15,43	4,83	8,29	2,71	0,87	3,72	0,57	0,21	0,004	25	30	2,6	0,09	0,03	99,71
DAME-37	49,04	12,69	15,6	4,52	8,46	2,5	1,48	3,29	0,44	0,19	0,01	51	30	1,5	0,02	<.01	99,73
DAME-38A	45,17	12,59	15,39	4,85	8,49	2,17	1,04	3,91	0,55	0,16	0,004	31	32	5,4	0,04	<.01	99,73
DAME-38C	49,7	12,37	15,8	3,63	8,08	2,58	1,69	3,73	0,56	0,19	0,004	28	30	1,4	0,02	0,01	99,74
DAME-42A	49,29	12,29	15,33	3,54	7,34	2,35	2,61	3,76	0,53	0,2	0,004	29	30	2,6	0,02	0,01	99,85
DAME-42D	47,06	11,85	15,47	4,54	8,14	2,05	0,98	3,59	0,52	0,22	0,004	34	30	5,3	0,02	0,02	99,73
DAME-43	45	12,64	15,72	4,87	8,63	2,24	0,78	3,84	0,6	0,19	0,003	26	32	5,2	0,01	0,01	99,72
B	47,37	12,41	15,44	4,39	8,35	2,4	1,43	3,69	0,56	0,18	0,003	32	32	3,5	0,02	0,01	99,73
DAME-45	49,05	12,72	15,1	4,2	8,51	2,67	1,32	3,94	0,38	0,23	0,004	21	30	1,6	0,01	0,01	99,73
DAME-53	49,25	13,27	13,37	5,63	10,11	2,35	1	2,32	0,25	0,19	0,016	80	37	2	0,02	<.01	99,77
DAME-74	47,87	13,6	13,81	5,94	10,23	2,24	0,98	2,07	0,22	0,19	0,023	86	39	2,6	0,02	<.01	99,78
DAME-76	48,51	12,64	14,79	4,23	8,13	2,34	1,53	3,93	0,41	0,16	0,003	20	29	3,2	0,01	<.01	99,88
DAME-81	49,47	12,49	15,4	3,89	8,02	2,56	1,71	3,41	0,48	0,21	0,009	44	30	2,2	0,05	<.01	99,86
DAME-83B	68	11,44	5,44	1,62	0,79	0,77	6,24	0,72	0,17	0,06	0,007	33	10	4,5	0,02	<.01	99,76
RE DAME-83B	67,87	11,51	5,48	1,63	0,81	0,78	6,26	0,73	0,16	0,06	0,006	25	11	4,6	0,02	<.01	99,9
DAME-87B	73,91	7,42	5,95	2,6	1,39	1,34	2,38	0,62	0,13	0,05	0,01	35	7	4	0,02	<.01	99,8
DAME-93	49,23	12,73	15,05	4,24	8,56	2,62	1,32	3,88	0,41	0,23	0,005	42	29	1,6	0,03	<.01	99,88
STANDARD SO-18/CSC	58,15	14,16	7,64	3,34	6,39	3,69	2,16	0,69	0,83	0,39	0,552	45	25	1,9	3,18	4,27	99,9

From ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD. 852 E. HASTINGS ST. VANCOUVER BC V6A 1R6 PHONE(604)253-3158 FAX(604)253-1716 @ CSV TEXT FORMAT														
To UFRGS														
Acme file # A650601 Received: SEP 25 2006 * 24 samples in this disk file.														
Analysis: GROUP 1DX - 0.50 GM SAMPLE LEACHED WITH 3 ML 2-2-2 HCL-HNO3-H2O AT 95 DEG. C FOR ONE HOUR, DILUTED TO 10 ML, ANALYSED BY ICP-MS.														
ELEMENT	Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	As	Cd	Sb	Bi	Ag	Au	Hg	Tl	Se
SAMPLES	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb	ppm	ppm	ppm
QUARTZ	0,3	1,2	1,3	1	1	<.5	<.1	<.1	<.1	<.1	<.5	<.01	<.1	<.5
DAME-5	0,5	110	2,2	71	15,3	0,8	0,1	0,1	<.1	<.1	13,4	<.01	<.1	<.5
DAME-6A	0,7	198,4	1,1	73	17,1	<.5	<.1	<.1	<.1	<.1	<.5	<.01	<.1	<.5
DAME-6C	0,6	203,1	2,6	64	17,5	<.5	<.1	<.1	<.1	<.1	0,8	<.01	<.1	<.5
DAME-7	0,3	126,3	2,1	39	15,1	<.5	<.1	<.1	<.1	<.1	37,9	<.01	<.1	<.5
DAME-9A	0,3	195	2,9	92	17	<.5	<.1	<.1	0,1	<.1	1,5	<.01	<.1	<.5
DAME-9B	0,5	137,1	1,1	59	17,8	<.5	<.1	0,1	0,1	<.1	<.5	<.01	<.1	<.5
DAME-9C	0,4	105,8	2,3	45	21,1	<.5	<.1	<.1	<.1	<.1	83,8	<.01	<.1	<.5
DAME-37	0,7	206,2	1,1	71	25	<.5	<.1	<.1	<.1	<.1	0,8	<.01	<.1	<.5
DAME-38A	0,3	153,2	3,4	68	15,4	0,5	<.1	<.1	<.1	<.1	<.5	<.01	<.1	<.5
DAME-38C	0,8	72,3	1	60	20	0,5	<.1	<.1	0,2	<.1	4	<.01	<.1	<.5
DAME-42A	0,6	183,7	1,3	106	17,6	<.5	<.1	<.1	<.1	<.1	<.5	<.01	0,1	<.5
DAME-42D	0,6	171,2	2,7	76	15,9	<.5	0,1	<.1	<.1	<.1	0,6	<.01	0,1	<.5
DAME-43	0,4	165,3	3,2	75	13,1	<.5	<.1	<.1	0,1	<.1	<.5	<.01	<.1	<.5
DAME-44	0,4	150	2,3	70	14,8	<.5	<.1	<.1	<.1	<.1	<.5	<.01	<.1	<.5
DAME-45	0,7	99,7	1	70	14,9	<.5	0,1	<.1	<.1	<.1	<.5	<.01	<.1	<.5
DAME-53	0,6	234	0,9	59	50,1	<.5	0,1	<.1	<.1	<.1	3,7	<.01	<.1	<.5
DAME-74	0,4	114,8	1,1	55	36,9	<.5	0,1	<.1	<.1	<.1	0,8	<.01	0,1	<.5
DAME-76	0,2	51	3	56	7,4	<.5	0,1	<.1	<.1	<.1	1	<.01	0,1	<.5
DAME-81	0,7	236,5	1,4	78	18,1	<.5	<.1	<.1	<.1	<.1	0,6	<.01	<.1	<.5
DAME-83B	0,1	350,6	3,6	38	22,7	<.5	0,1	0,1	<.1	<.1	1	<.01	0,1	<.5
RE DAME-83B	0,1	353,1	3,7	39	23,2	<.5	<.1	<.1	<.1	<.1	0,7	<.01	0,1	<.5
DAME-87B	0,4	20,4	2,6	95	26,2	<.5	0,1	<.1	<.1	<.1	<.5	<.01	0,1	<.5
DAME-93	0,6	113,1	1,1	73	13,2	<.5	0,2	<.1	<.1	<.1	1,7	<.01	<.1	<.5
STANDARD DS7	21	100,7	62,7	403	51,3	47,7	6,2	4,7	4,4	0,7	49,7	0,19	3,8	3,1

From ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD. 852 E. HASTINGS ST. VANCOUVER BC V6A 1R6																	
PHONE(604)253-3158 FAX(604)253-1716 @ CSV TEXT FORMAT																	
To UFRGS																	
Acme file # A650601 Received: SEP 25 2006 * 24 samples in this disk file.																	
Analysis: GROUP 4B - REE - 0.200 GM BY LIBO2/LI2B4O7 FUSION, ICP/MS FINISHED.																	
ELEMENT	Ba	Be	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y
SAMPLES	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
QUARTZ	<.5	<1	<.5	<.1	<.5	<.5	0,5	<.5	<1	0,7	0,1	0,1	<.1	<5	0,3	<.5	<.1
DAME-5	466,8	1	41,6	0,2	21,9	7	24,5	13,7	2	490,9	1,5	3,5	0,8	464	0,5	239,6	37,1
DAME-6A	494	1	37,6	0,5	21,5	7,2	27,9	42,1	2	435,2	1,7	4,2	0,8	467	0,7	260	39,7
DAME-6C	495,3	2	36,9	1	21,2	7,6	26,8	30,4	2	466,2	1,7	4,5	0,7	456	0,4	259,8	40,1
DAME-7	550,5	1	39,4	0,4	21,8	7,7	28,6	28,5	2	441,5	1,6	4,5	0,9	466	0,7	256,6	41,1
DAME-9A	512,8	1	48	0,1	22,4	7,1	26,8	6,9	2	484,1	1,7	4,7	0,8	469	0,3	246,6	41
DAME-9B	614,1	2	37,9	0,4	21,5	7,4	28,4	44,5	2	454,1	2	4	0,9	461	0,5	258,5	41,9
DAME-9C	587,8	1	39,2	0,7	21	7,8	27,4	34,8	2	456,4	1,7	4	0,9	457	0,6	253,7	41
DAME-37	497,9	2	43,9	0,2	21	6,9	26	30,3	2	460,4	1,5	3,2	0,6	500	0,4	249,7	38,1
DAME-38A	473	1	41,8	<.1	21,2	7,1	26,9	16,1	2	465,7	1,6	3,9	0,8	477	5,3	248,7	40,5
DAME-38C	512,3	1	37,5	0,2	21,3	7	27,1	38,9	2	441,9	1,5	4,3	0,8	452	1,1	253,9	41,6
DAME-42A	539,4	2	39,4	1,3	20,5	7	26,5	73,4	2	444,1	1,6	3,5	0,8	451	0,5	249,7	38,8
DAME-42D	483,4	2	38,6	1,4	20,7	6,7	25,6	33,3	2	465,2	1,7	3,3	0,8	436	0,4	237,5	38,7
DAME-43	506,8	2	42	0,1	22,1	7,4	27,6	6,8	2	475,7	1,7	4,6	0,9	473	0,2	248,9	42,1
DAME-44	539,9	1	39,5	1,1	20,9	7,4	26,1	35,7	2	435,4	1,6	4,3	0,7	445	0,5	242,7	40
DAME-45	429,3	1	40,2	0,2	22,9	6,3	22,5	25,4	2	522,3	1,5	3,1	0,6	485	0,3	218,6	35,8
DAME-53	346,4	1	45,5	0,1	19,1	4,2	14,4	19	1	381,1	0,9	2,5	0,5	435	0,3	137,1	28,2
DAME-74	323,6	1	45,1	0,1	18,7	4,2	12,3	13	1	357	0,7	1,7	0,4	440	1	119,5	25,3
DAME-76	491,4	1	34,2	0,7	22,3	6,7	21,9	36,4	2	495,7	1,4	3,2	0,6	478	0,5	224,5	50,7
DAME-81	500,9	1	38,5	0,2	23,3	7,5	25,8	33,9	2	415,6	1,6	3,9	0,8	465	0,6	255,9	38,7
DAME-83B	581,6	1	6,8	1,3	14,7	6	17,6	107,7	1	172,2	1,1	10,8	1,5	52	0,7	188,3	34,6
RE DAME-83B	578,6	<1	6,9	1,3	15,3	5,9	17,5	112	1	174,7	1,1	9,4	1,5	54	0,6	197	37,2
DAME-87B	497,9	1	20,2	0,8	8,4	5,6	13,6	58,1	1	209,6	0,8	5,9	1,7	36	0,8	205,1	19,1
DAME-93	426,1	2	40	0,2	23,8	6,8	23,4	26,5	2	541	1,4	2,7	0,6	499	0,5	235,7	35,6
STANDARD SO-18	507,4	1	27,8	7,1	17,9	10,3	21,6	28,6	15	425,1	7,4	10,2	16,5	207	15,2	298,8	33

From ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD. 852 E. HASTINGS ST. VANCOUVER BC V6A 1R6 PHONE(604)253-3158 FAX(604)253-1716 @ CSV TEXT FORMAT														
To UFRGS														
Acme file # A650601 Received: SEP 25 2006 * 24 samples in this disk file.														
Analysis: GROUP 4B - REE - 0.200 GM BY LiBO2/LI2B4O7 FUSION, ICP/MS FINISHED.														
ELEMENT	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
SAMPLES	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
QUARTZ	0,7	<.5	0,02	<.4	<.1	<.05	<.05	0,01	<.05	<.05	<.05	<.05	<.05	0
DAME-5	31,7	79	9,68	41	8,4	2,66	8,12	1,43	7	1,31	3,8	0,54	2,98	0,4
DAME-6A	35,5	86	10,3	42	8,5	2,57	8,25	1,44	7	1,37	3,9	0,61	3,05	0,5
DAME-6C	34	83	9,83	42	8,6	2,52	8,44	1,41	6,8	1,34	3,9	0,54	3,11	0,4
DAME-7	36	89	10,4	47	9,1	2,75	8,83	1,49	7,2	1,47	4,1	0,59	3,35	0,5
DAME-9A	36,3	90	10,5	44	8,8	2,66	8,98	1,49	7,4	1,46	4	0,58	3,14	0,5
DAME-9B	37,1	90	10,6	45	9,1	2,79	8,86	1,51	7,5	1,43	4,1	0,62	3,3	0,5
DAME-9C	36,2	86	10,4	47	9	2,73	8,28	1,43	7,1	1,39	4,1	0,57	3,15	0,5
DAME-37	32,9	82	9,63	41	8	2,59	7,97	1,39	6,6	1,32	3,6	0,55	3,02	0,5
DAME-38A	35,2	85	10,2	44	8,6	2,62	8,31	1,41	7,1	1,4	4	0,58	3,23	0,5
DAME-38C	35,1	88	10,5	45	8,9	2,78	8,54	1,43	7,3	1,4	4	0,61	3,32	0,5
DAME-42A	35,2	86	10,2	44	8,6	2,53	8,46	1,44	6,9	1,4	4	0,56	3,08	0,5
DAME-42D	33,6	81	9,93	43	8,1	2,44	7,97	1,4	6,7	1,36	3,7	0,56	3,03	0,4
DAME-43	37	91	11	47	9,2	2,75	9,06	1,52	7,5	1,49	4	0,63	3,32	0,5
DAME-44	36,5	86	10,5	47	8,8	2,63	8,69	1,43	7,3	1,41	3,8	0,58	3,23	0,5
DAME-45	30	71	9,01	38	7,8	2,56	7,71	1,3	6,3	1,21	3,3	0,51	2,81	0,4
DAME-53	21,4	48	6,03	25	5,2	1,61	5,06	0,9	4,7	0,93	2,8	0,41	2,35	0,3
DAME-74	20,5	41	5,47	23	5	1,5	4,8	0,82	4,6	0,9	2,7	0,4	2,05	0,3
DAME-76	40,6	74	12,2	55	10,3	3,26	10,1	1,65	8,2	1,61	4,3	0,64	3,38	0,5
DAME-81	34,5	88	10,1	43	8,3	2,57	7,96	1,43	6,9	1,4	3,7	0,55	3,11	0,5
DAME-83B	27,5	57	7,47	31	5,6	1,35	5,81	1,04	5,4	1,17	3,2	0,46	2,64	0,4
RE DAME-83B	27,9	58	7,76	33	6	1,29	5,96	1,05	5,7	1,2	3,5	0,49	2,94	0,4
DAME-87B	23,9	51	6,11	25	4,5	1,01	3,81	0,68	3,2	0,66	1,7	0,27	1,7	0,2
DAME-93	28,9	71	8,86	39	7,8	2,6	7,42	1,28	6,6	1,27	3,3	0,49	2,96	0,4
STANDARD SO-18	11,9	28	3,41	14	3	0,86	2,91	0,54	3	0,62	1,8	0,28	1,76	0,3