

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

O VULCANISMO ÁCIDO DA PROVINCIA MAGMÁTICA
PARANÁ-ETENDEKA NA REGIÃO DE GRAMADO XAVIER, RS:
ESTRATIGRAFIA, ESTRUTURAS, PETROGENESE E
MODELO ERUPTIVO

Liza Angélica Polo

Orientador: Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

**SÃO PAULO
2014**

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação
do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Polo, Liza Angélica

O vulcanismo ácido da Província Magmática
Paraná Etendeka, na região de Gramado Xavier, RS:
estratigrafia, estruturas, petrogênese e modelo
eruptivo. / Liza Angélica Polo. -- São Paulo, 2014.
340 p. : il. + anexos + mapas

Tese (Doutorado) : IGc/USP

Orient.: Janasi, Valdecir de Assis

1. Vulcanismo 2. Rochas vulcânicas 3. Província
Magmática Paraná Etendeka 4. Riolitos I. Título

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço aos órgãos financiadores que viabilizaram a execução desta pesquisa: CAPES (bolsa de doutorado – 1 ano, cota institucional); CNPq (bolsa de doutorado e reserva técnica – 2 anos, processo: 142775/2009-6); FAPESP (projeto temático, no qual esta tese está vinculada - processo: 2012/06082-6) e bolsa Grant CNPq (303556/2010-2, concedida ao meu orientador).

Agradeço ao meu queridíssimo orientador Valdecir, que topou escapar das câmaras e ascender comigo até as erupções. Não consigo imaginar que rumo teria levado esta pesquisa sem sua orientação, suas ideias, seus ensinamentos, nossas discussões... simplesmente não encontro palavras para expressar toda a minha admiração! Obrigada por tudo Val!

Agradeço a Leticia Guimarães, a Beija, que a três anos vêm me acompanhado nesta jornada com as rochas gaúchas. Nos quase dois anos que estive afastada, foi ela que quebrou incontáveis galhos, procurando e entregando amostras no laboratório; auxiliando nas análises de microsonda, ajudando no trabalho de campo, me salvando com cópias de arquivos dados como perdidos... rsrs.. Obrigada! Ah, e sem contar as nossas incontáveis conversas e discussões geológicas via skype mantidas semanalmente, e agora na finaleira quase que diariamente (inclusive de madrugada), que foram fundamentais para iluminar diversas questões apresentadas neste trabalho... valeu Lets! ☺

Especial agradecimento ao professor Evandro Fernandes de Lima (Chinês) da UFRGS, pela produtiva e divertida companhia no trabalho de campo, e também pelas valorosas discussões e ensinamentos, seja no campo, seja em congressos, seja em encontros ao acaso.

Agradeço também ao pessoal do IGc-USP: Sandra e toda equipe do Lab. de Química e ICP, Paulinho do Lab. FRX, Zé Paulo do LTA, a toda equipe do lab. de laminação, Magali e Ana Paula (agora da reitoria) da Seção de pós-graduação, ao Tadeu (seção de apoio), ao Samuca que sempre me ajudou na preparação de amostras, ao Vasco do CPGeo, ao querido Marcos Mansueto (Lab. de Microsonda) que nunca (nunca!) me deixou na mão em toda minha trajetória acadêmica, Angélica do lab. de óptica e ao pessoal da gráfica.

Deixo também um agradecimento a Liz Zanchetta do LCT-EPUSP, pelo ótimo trabalho e belíssimas imagens que obteve no MEV.

Também expresse minha enorme gratidão aos meus queridíssimos amigos: Vinicius Tieppo (Mikuim) pela ajuda no acabamento final do mapa geológico. Patricia Magon (Fio) pela leitura e correção no inglês e suas valiosas sugestões durante preparação do artigo. Ao querido Vinicius Matté (Vini), por ter me acompanhado nos 10 dias de campo, sempre extraindo excelentes amostras e preparando deliciosos chimarrões com biscoitinhos amanteigados e finalmente, a Rachel Prochoroff, que mesmo com o tempo apertadíssimo conseguiu um tempinho pra ler e corrigir meu abstract, obrigada flor! ☺

A minha tão querida amiga-irmã Eva Kaiser. Obrigada por toda a ajuda nessa reta final! Pelas cuidadosas correções, auxílio na diagramação, verificação da bibliografia, sumário, ataques de “toc” mudando as letrinhas um dia antes da impressão (hahaha), pelos lanchinhos e cafés no meio da tarde e todo o excesso de carinho. Sem palavras. Serei eternamente grata! ☺

Meus agradecimentos aos professores Silvio Vlach e Renato Moraes, ex e atual chefe da comissão de pós-graduação do Programa de Mineralogia e Petrologia. Aos professores Excelso Ruberti, Leila Soares, Gergely Szabó, Rocha Campos e aos professores e amigos Fabio Ramos Dias, Renato Paes de Almeida, Lucilene Martins e Adriana Alves.

Aos amigos e colegas de pós que estiveram em algum momento destes 5 anos indo e vindo, pelos corredores do GMG, dividindo a sala, me acompanhando num café ou numa cerveja, me emprestando uma folha, um pendrive, uma régua, um martelo, algum livro, uma chave, uma carona, uma ajuda, sugerindo artigos e pelos inesquecíveis momentos durante trabalhos de campo: Lezado, Bruna Borges, Renato (Lesma), Luana, July, Cofrinho, Bruno (Melado), Lucas Warren (Falcon), Pedro, Pisa, Brenda, Cauê (Carrapato), Vidya, Diana, Felix, Frederico, Alba, Alice, Borba, Kabong, Pulga, Aedes, Thaís (Tchitcho), Felipe Orso, Matteo, Leonardo (Harry), Giovanna, Tatiana Tavares (Bambina), Victor Mauer... e tantos outros que não vêm na cabeça agora...

As minhas queridas amigas geológicas: Chahrazéd Layoun, Carolina Corrêa (Karni), Juliana Baitz (Kolla), Priscila Menezes (Xiw), Liliane Janikian, Ana Paula (Sabú), Simone (Pinguim), Manu Bahiense, Fabiana (Pará), Mariana Zuquim (Alceu)...

E finalmente, aos que não são geólogos, mas que sem eles eu jamais teria conseguido levar a tese até o fim: Maria Zuquim e toda sua maravilhosa família (Rafa, Lourdes, Jú, Pedro e a linda Linoca)! As queridas Ligia Pinheiro e Mariana Marchioni que me deram força pra seguir sobrevivendo longe do Instituto e do meu doutorado. Aos meus pais, por todo o carinho, ajuda e atenção ao longo de todos estes anos.

E a Catinha, que com apenas 6 anos teve uma paciência e compreensão que jamais imaginei ver em alguma criança. Me acompanhou na faculdade, aguentou minhas crises de mau humor, desespero e cansaço durante esta reta final, respeitou meus momentos de estudo, me mimou com muito carinho e desenhos (por vezes nos meus artigos e cadernos, mas tudo bem) e alegrou os meus dias com seu delicioso sorriso... te amo!

Obrigada queridos!

*“A vocês, eu deixo o sono.
O sonho, não!
Este eu mesmo carrego!”*

Paulo Leminski

Essentially, all models are wrong, but some are useful.

George Box (1987)

RESUMO

O mapeamento detalhado de uma área de ocorrência de rochas vulcânicas na borda sul da Província Magmática Paraná Etendeka (PMPE), entre as cidades de Gramado Xavier e Barros Cassal, RS, permitiu estabelecer a relação estratigráfica de três sequências vulcânicas ácidas geradas por eventos eruptivos associados a magmas-tipo quimicamente distintos.

A sequência Caxias do Sul corresponde à primeira manifestação de vulcanismo ácido e é formada por diversos fluxos de lava e lava-domos, emitidos de forma contínua, sem intervalos significativos entre as erupções, o que resultou em um espesso pacote de até 140 m de espessura. O final do magmatismo se deu de forma intermitente, com a deposição de arenito entre os últimos derrames. Estas rochas têm composição dacítica (68-70% SiO₂) e textura inequigranular hipohialina afanítica a fanerítica fina, sendo compostas por microfenocristais (<2,3 mm) e micrólitos de plagioclásio (An₅₅₋₆₇), piroxênios (hiperstênio, pigeonita e augita) e Ti-magnetita imersos em matriz vítrea ou desvitrificada. Modelos de fracionamento sugerem que seu magma parental pode ter evoluído a partir de um líquido fracionado de basaltos tipo Gramado. As assinaturas geoquímicas e isotópicas (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(i) 0,7192-0,7202) indicam que a evolução pode ter ocorrido em um sistema fechado, com participação, ao menos localmente, de um contaminante crustal mais oxidado. Estima-se que, previamente à erupção, apresentavam temperaturas próximas ao *liquidus*, de 980-1000°C, 2% de H₂O, *f*O₂ 10^{10,4} bar, e devem ter residido em reservatórios localizados na crosta superior, a P~3 kbar. Um evento de recarga na câmara pode ter disparado o início da ascensão, que ocorreu com um gradiente dP/dT de 100bar/°C e velocidades de 0,2 a 0,5 cm s⁻¹, propiciando a nucleação e crescimento de feno e microfenocristais. O magma teria alcançado a superfície a temperaturas de ~970°C e viscosidades de 10⁴ a 10⁵ Pa.s.

A segunda sequência vulcânica, aqui denominada Barros Cassal, é composta por diversos fluxos de lavas andesito basálticas, andesíticas e dacíticas (54-56; 57-58 e 64-66% SiO₂, respectivamente), com frequentes intercalações de arenito, que atestam o comportamento intermitente deste evento. Estas rochas apresentam uma textura hipohialina a hipocristalina afanítica a fanerítica fina, cor preta a cinza escura e proporções variadas de vesículas e amígdalas. Todas são compostas por microfenocristais (<0,75 mm) de plagioclásio, augita e Ti-magnetita subédricos, anédricos ou esqueléticos, imersos em matriz vítrea ou desvitrificada. As assinaturas isotópicas das rochas que compõem esta sequência (e.g., ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(i) = 0,7125-0,7132) encontram-se dentro do campo dos basaltos toleíticos tipo Gramado, que pode ter sido o magma parental a partir do qual derivaram por cristalização fracionada. Estimativas baseadas nas condições de equilíbrio cristal-líquido indicam que os magmas mais evoluídos da sequência Barros Cassal, de composição dacítica, apresentavam temperaturas de 990 a 1010 °C, 1,4 a

1,8% de H₂O e viscosidades de 10⁴ Pa.s. As pequenas dimensões dos cristais e cálculos barométricos indicam que a cristalização se deu durante a ascensão, entre 2 e 3 km de profundidade (0,5 a 0,7 kbar de pressão), enquanto o magma ascendia a uma velocidade de 0,12 cm s⁻¹. Com o fim deste evento vulcânico, desenvolveu-se regionalmente uma expressiva sedimentação imatura (espessura >10 m) de arenitos arcosianos e conglomerados.

O último evento vulcânico corresponde à sequência Santa Maria, composta por fluxos de lava e formação de lava domos de composição riolítica (70-73% SiO₂), que atingiram espessuras totais de 150 a 400 m. Na base ocorrem feições de interação lava-sedimento (peperitos) e autobrechas (formadas na base e carapaça dos derrames, que constituem lobos nas porções mais distais). Obsidianas bandadas e outras feições indicativas de fluxo coerente são características da unidade. No centro da pilha, a sequência de riolitos constitui uma camada mais monótona de rochas predominantemente cristalinas com marcante disjunção vertical que correspondem à parte central de corpos de lava-domos, no topo predominam as disjunções horizontais. Estas rochas contém < 6% de fenocristais e microfenocristais (<1,2 mm) de plagioclásio (An₄₀₋₆₀), Ti- magnetita e pigeonita imersos em matriz vítrea ou cristalina (maciça ou bandada) com até 20% de micrólitos. Modelos de fracionamento são consistentes com modelos em que o magma parental do riolito Santa Maria teria composição similar ao dacito Barros Cassal. As variações nas razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(i) (0,7230-0,7255) sugerem evolução em sistema aberto, envolvendo contaminação crustal. O magma teria evoluído em câmaras magmáticas localizadas a <12 km de profundidade (<3 kbar), a temperaturas entre 970 e 1000°C, com *f*O₂ de ~10¹⁰⁻¹¹ bar e até 1% de H₂O. A cristalização, que se iniciou dentro do reservatório, teria prosseguido durante a ascensão, que ocorreu em gradientes dP/dT de 100 bar/°C e velocidades médias de 0,2 cm s⁻¹. O processo de nucleação de micrólitos ocorreu quando o magma ultrapassou o limite de solubilidade a 200 bar de pressão, apresentando temperaturas de 940-950°C e viscosidades de 10⁵ a 10⁷ Pa.s. A alimentação por condutos fissurais, associada a altas taxas de extrusão, teriam elevado a tensão cisalhante próximo às paredes do conduto, gerando bandamentos com distintas concentrações de água. As bandas hidratadas funcionaram como superfícies de escorregamento, diminuindo a viscosidade efetiva, favorecendo a desgaseificação e aumentando a eficiência do transporte do magma desidratado até a superfície.

A identificação de estruturas associadas à efusão de lavas, como dobras de fluxo, fluxos lobados, auto-brechas, além da identificação de estruturas de lava domos, contraria interpretações que propõem origem predominantemente piroclástica para o vulcanismo ácido na região, a partir de centros efusivos localizados em Etendeka, na África.

ABSTRACT

The detailed mapping of an area in the southern edge of the Paraná Etendeka Magmatic Province (PEMP), between the cities of Gramado Xavier and Barros Cassal, Rio Grande do Sul, Brazil, revealed three stratigraphic sequences generated by silicic volcanic eruptions associated to chemically distinct magma-types.

The Caxias do Sul sequence corresponds to the first volcanic manifestation of silicic magmatism in the PMPE. It consists of several lava flows and lava domes which erupted continuously, without significant gaps between the events, and resulted in a thick deposit of up to 140 m. The deposition of layers of sandstone between the last lava flows show the intermittent ending of this volcanic event.. These rocks present dacitic composition (~68 wt% SiO₂) and hipohyaline to phaneritic texture with microphenocrysts (<2.3 mm) and microlites of plagioclase (An₅₅₋₆₇), pyroxene (hypersthene, pigeonite and augite) and Ti-magnetite surrounded by vitreous or devitrified matrix. The fractionation models suggest that their parental magma may have evolved from a liquid which fractionated from Gramado-type basalts. Geochemical and isotopic signatures (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(i) 0.7192 to 0.7202) indicate that evolution may have occurred in a closed system, with the participation, at least locally, of a more oxidized crustal contaminant. It is estimated that prior to the eruption the magma might have reached a near-liquidus temperature (980-1000°C), with 2% H₂O, *f*O₂ 10^{10.4} bar, in the reservoirs located in the upper crust, at P~3 kbar. A recharge event in the camera may have triggered the ascension, which occurred with a dP/dT gradient of 100bar/°C and speeds from 0.2 to 0.5 cm.s⁻¹, leading to nucleation and growth of pheno and microphenocrysts. The magma may have reached the surface at a temperature of ~970 °C and viscosity of 10⁴-10⁵ Pa.s.

The second volcanic sequence, Barros Cassal, is composed of several andesite basaltic, andesitic and dacitic lava flows (54-56, 57-58 and 64-66% SiO₂, respectively), with frequent intercalations of sandstone, proving the intermittent behavior of this event. These rocks present aphanitic hipohyaline to hipocrystaline phaneritic texture, black to dark gray color and varied proportions of vesicles. They are all composed of microphenocrysts (<0.75 mm) of plagioclase, augite and subhedral, anhedral or skeletal Ti-magnetite, immersed in glassy or devitrified matrix. The isotopic signatures of the rocks that make up this sequence (eg. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(i)= 0.7125 to 0.7132) are within the field of tholeiitic Gramado- type basalts, which may have been the parental magma from which they derived by fractional crystallization. Estimates based on the conditions of crystal-liquid equilibrium indicate that the most evolved magmas of the Barros Cassal Sequence, of dacitic composition, reached a temperature of 990-1010°C, 1.4 to 1.8% H₂O, and viscosity of 10⁴ Pa.s. The small size of the crystals and the barometric models indicate that crystallization occurred during the rise, between 2 and 3 km depth (0.5 to 0.7 kbar

pressure), while the magma ascended at a speed of 0.12 cm s^{-1} . With the end of this volcanic event, a significant immature sedimentation (thickness > 10 m) of feldspathic sandstone and conglomerates developed regionally.

The last sequence corresponds to Santa Maria, composed of lava flows and lava domes of rhyolitic composition (70-73% SiO₂). These deposits can be 150-400 m thick. Features as lava-sediment interaction (peperites) and autobreccias (formed at the base of the flows, which are lobated in the more distal portions) are common in the base of the volcanic pile. banded obsidian and other distinctive features of effusive flows are common in this unit. In the center of the stack, a more monotonous body flow predominates, with hipocrystalline textures and vertical disjunction (corresponding to the central portion of the lava dome). on the top, horizontal disjunctions predominate. These rocks contain <6 % of microphenocrysts and phenocrysts (<1.2 mm) of plagioclase (An₄₀₋₆₀), Ti-magnetite and up to 20 % of pigeonite microlites. all these mineral phases occur immersed in glassy or crystalline (massive or banded) matrix. The fractionation models are consistent with models in which the parental magma of the Santa Maria rhyolite and the dacites of Barros Cassal Sequence have similar composition. Variations in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ (0.7230 to 0.7255) suggest open-system evolution, involving crustal contamination. The magma might have evolved into dacitic composition in magma chambers located at a depth of <12 km (< 3 kbar), at temperatures between 970 and 1000°C, $f\text{O}_2$ of $\sim 10^{10}$ - 10^{11} bar and 1% of H₂O. The crystallization began in the reservoir and might have continued during the ascent, which occurred in dP/dT gradients of 100 bar/°C, with average speeds of 0.2 cm s^{-1} . The microlites nucleation process occurred when the magma exceeded the solubility limit at 200 bar and displayed a temperature of 940-950°C and viscosity of 10^5 - 10^7 Pa.s. The feeding through fissure conduits, associated to high- rate extrusion, might have increased the shear stress near the conduit walls, generating banding with different concentrations of water. Hydrated bands acted as slip surfaces, decreasing the effective viscosity, favoring degassing and increasing the efficiency of transport of dry magma to the surface.

The identification of structures associated with lava effusion - like folds of flow, lobed flows, autobreccias, as well as lava dome structures - contradicts the current interpretation, which proposes one single pyroclastic origin, eruptive centers located in Etendeka, Africa, for all deposits of silicic composition in the PEMP.

SUMÁRIO

CAPITULO 1

INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2. OBJETIVOS	2
1.3. LOCALIZAÇÃO E ACESSO	3
1.4. MATERIAIS E MÉTODOS	4
1.4.1. Atividades de Campo	4
1.4.2. Análises Petrográficas.....	4
1.4.3. Análise Química dos Minerais.....	5
1.4.4. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).....	5
1.4.5. Análise Química de Rocha Total	6
1.4.6 Geoquímica Isotópica Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total.....	7
1.5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	7

CAPITULO 2

REVISÃO CONCEITUAL – VULCANISMO ÁCIDO.....	11
2.1 ERUPÇÕES EFUSIVAS	11
2.1.1 Derrames ou Fluxos de Lava	11
2.1.2 Lavas Domos	12
2.1.3 Lavas Tipo-SR	14
2.2 ERUPÇÕES EXPLOSIVAS	15
2.2.1. Correntes de Densidade Piroclástica.....	16
2.2.2. Ignimbritos.....	16
2.2.3. Reoignimbritos.....	18
2.3 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	18

CAPITULO 3

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	21
3.1 PROVINCIA MAGMÁTICA PARANÁ-ETENDEKA – ASPECTOS GERAIS	21
3.2. CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA E ESTRATIGRAFIA DA PMP.....	24
3.2.1 Basaltos da PMP	24
3.2.2 Magmatismo Ácido da PMP.....	28

3.3. SEQUENCIA VULCÂNICA DE ETENDEKA	31
3.3.1. Basaltos da PME.....	32
3.3.2. Magmatismo Ácido da PME.....	33
3.4. GÊNESE E EVOLUÇÃO MAGMÁTICA DA PMPE	35
3.4.1 O magmatismo ácido Baixo Ti	38
3.5. ASPECTOS VULCANOLÓGICOS DA PMPE.....	39
3.5.1. Os Reoignimbritos da PMPE	39
3.6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	42

CAPITULO 4

CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO..... 47

4.1 APRESENTAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	47
4.2 ESTRATIGRAFIA	47
4.2.1 Sequencia Inferior – Caxias do Sul.....	47
4.2.2 Sequencia Intermediária – Barros Cassal	49
4.2.3 Sedimentos.....	49
4.2.4 Sequencia superior – Santa Maria.....	51

CAPITULO 5

ESTRUTURAS E TEXTURAS VULCÂNICAS 53

5.1 SEQUENCIA CAXIAS DO SUL	53
5.1.1 Derrames Lobados Simples (<i>Lava flow lobe</i>).....	54
5.1.2 Derrames Lobados Compostos	54
5.1.3. Derrames laminares (<i>Laminar flow</i> ou <i>sheet flow</i>)	56
5.1.4. Lava Domos.....	56
5.1.5 Auto Brechas.....	60
5.1.6 Diques Clásticos e Interação com Sedimento	62
5.2 SEQUENCIA BARROS CASSAL	64
5.2.1 Derrames Laminares	64
5.2.2 Lavas pahoehoe.....	65
5.3 SEQUENCIA SANTA MARIA.....	66
5.3.1 Derrames Lobados Simples e Compostos.....	66
5.3.2. Derrames tabulares	68
5.3.3 Lava-domos e Coulées.....	69
5.3.4 Fluxos Lobados com Auto-brecha.....	74

5.3.5 Peperitos.....	76
5.4 DESVITRIFICAÇÃO.....	78
5.4.1 Processo e Estágios de Desvitrificação.....	78
5.4.2 Estágio de Desvitrificação Identificados nas Amostras Estudadas.....	79
5.4.3 Efeitos Geoquímicos: Elementos Maiores.....	81
5.4.4 Variações nos Elementos Traços e Terras Raras.....	83
5.4.5 Mega-Esferulitos.....	84
5.5 BANDAMENTOS.....	85
5.5.1 Bandamento por Desvitrificação.....	85
5.5.2 Bandamento por oxidação.....	85
5.6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	87

CAPITULO 6
PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL 89

6.1 CAXIAS DO SUL.....	89
6.1.1 Plagioclásio.....	90
6.1.2 Piroxênio.....	95
6.1.3 Óxidos Fe-Ti.....	98
6.2 SEQUENCIA BARROS CASSAL.....	99
6.2.1 Plagioclásio.....	101
6.2.2 Piroxênio.....	103
6.2.3 Óxidos Fe-Ti.....	105
6.3 SEQUENCIA SANTA MARIA.....	106
6.3.1 Plagioclásio.....	109
6.3.2 Piroxênio.....	113
6.3.3 Ti-magnetita.....	115
6.4 MINERAIS ACESSÓRIOS.....	116
6.4 VIDRO.....	119
6.5 ORDEM DE CRISTALIZAÇÃO.....	121

CAPITULO 7
CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA 123

7.1 CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA.....	123
7.2. ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS.....	126

7.3 ELEMENTOS TERRAS RARAS	130
7.4 ELEMENTOS INCOMPATÍVEIS	132
7.5 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.....	135
7.6 CORRELAÇÕES COM OS MAGMAS TIPOS DO GRUPO PALMAS	137
7.6.1 Elementos Incompatíveis	139
7.5.2 Comparação com os Quartzos Latitos de Etendeka	140
7.7 MODELOS DE FRACIONAMENTO PARA GERAÇÃO DOS MAGMAS	142
7.7.1 Aplicação do Modelo para as Rochas Estudadas.....	142
7.7.2 Balanço de Massa de Elementos Maiores.....	143
7.7.3 Cristalização Fracionada com Partição dos Elementos Traços.....	146
7.8. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	151

CAPITULO 8

ESTIMATIVAS DOS PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS 153

PARTE I 154

8.1 TERMÔMETROS E BARÔMETROS.....	154
8.1.1 Temperatura de Saturação em Apatita.....	155
8.1.2 Ortopiroxênio-Líquido.....	156
8.1.3 Clinopiroxênio-Líquido	160
8.1.5 Plagioclásio-Líquido	166
8.2 FUGACIDADE DE OXIGÊNIO	171
8.3 GEOHIGRÔMETRO	173
8.3.1 Aplicabilidade dos Modelos	174
8.3.2 Resultados.....	175
8.4 SINTESE DAS ESTIMATIVAS - PARTE I (T, P, fO_2 , % H_2O).....	178
8.5 REFERÊNCIAS BIBLIOGRAFICAS	179

PARTE II 181

8.5 SOLUBILIDADE.....	181
8.6.1 Especificação de H_2O	182
8.6.2 Cálculo de Solubilidade	183
8.6.3 Resultados.....	183
8.7 VISCOSIDADE.....	184
8.7.1 Conceito de Viscosidade.....	184

8.7.2 Influência de Cristais e Vesículas na Viscosidade	187
8.7.3 Resultados	190
8.8 TEMPERATURA DE TRANSIÇÃO VÍTREA E FRAGILIDADE	193
8.9. DENSIDADE	194
8.10 REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	195

CAPITULO 9

EVOLUÇÃO MAGMÁTICA E ERUPTIVA 199

9.1 DACITO CAXIAS DO SUL	199
9.1.1 Início da Cristalização	200
9.1.2 Ascensão do Magma	202
9.1.3 Micrólitos	203
9.1.4 Limite de Solubilidade e Difusão da Água	203
9.1.5 Velocidades de Ascensão	204
9.1.6 Modelo de Erupção	205
9.2 BARROS CASSAL	207
9.2.1 Cristalização e Ascensão do Magma Dacítico Barros Cassal	208
9.3 SANTA MARIA	210
9.3.1 Início da Cristalização	210
9.3.2 Ascensão do Magma	212
9.3.3 Micrólitos	213
9.3.4 Limite de Solubilidade e Difusão da Água	213
9.3.5 Velocidade de Ascensão	213
9.3.6 Modelo de Erupção	214
9.4 MODELO EVOLUTIVO INTEGRADO PARA O VULCANISMO ÁCIDO	216
9.5 REFERÊNCIAS BIBLIOGRAFICAS	218

ÍNDICE DE FIGURAS

- Fig.1.1 Mapa de localização e estradas de acesso para área de estudo (entre as cidades de Barros Cassal e Gramado Xavier, no Estado do Rio Grande do Sul. Mapas da extraídos do *Google Maps* <<https://www.google.com.br/maps>> , acesso em 20 de abril de 2012. pg.3
-
- Fig.2.1 Figura 2.1. Dimensões das lavas de diferentes composições, segundo Cas e Wright (1987). As duas escalas ao longo do eixo-x dão a área de cobertura pela extrusão e o diâmetro do círculo que contém esta área. As linhas tracejadas marcam a razão V/H . As linhas pontilhadas são guias aproximados dos volumes extrudidos. pg 12
-
- Fig.2.2 Modelos de domos endógenos de Richardson (1978) *apud* Cas e Wright (1987), baseados em domos riolíticos observados em Lipari, Ilhas Aeolian, Itália: a) Domo S.Giuseppe; b) Domo Mount Guardia; c) modelo tridimensional para crescimento de domo; d) figura esquemática de lavas *coulées* adaptado de Branney *et al.*, (2008). pg. 14
-
- Fig.2.3 Modelo proposto por Branney *et al.* (2008) para lavas riolíticas tipo-SR. São lavas bastante volumosas, extensas e de baixas razões altura vs extensão (notar o exagero vertical). pg. 14
-
- Fig.3.1 Mapa adaptado de Peate *et al.* (1999), mostrando a localização das Províncias Magmáticas de Paraná (PMP) e Etendeka (PME), nos continentes da América do Sul e África, respectivamente pg. 21
-
- Fig.3.2 Mapa da Província Magmática do Paraná mostrando a distribuição dos basaltos do tipo alto e baixo Ti e rochas associadas de composição ácida. Adaptado de Janasiet *al.* (2011). pg. 22
-
- Fig. 3.3 Mapa da Província Magmática de Etendeka (PME), a noroeste da Namíbia (África), apresentando as principais ocorrências das suítes vulcânicas ácidas e máficas do PME, além do Complexo Intrusivo de Damaraland. Adaptado de Ewart *et al.* (2004a, 2004b). pg. 23
-
- Fig.3.4 Seção esquemática de direção N-S ao longo de 52°W, ilustrando a estratigrafia interna da sequência de derrames básicos do PMP, baseando em informações providas de furos de sondagem. Modificado de Peate *et al.* (1992). pg. 25
-
- Fig.3.5 Diagramas geoquímicos ilustrativos dos critérios utilizados para discriminar os diferentes tipos de basalto da PMP. I. Diagramas utilizados para divisão entre basaltos de alto e baixo-Ti, II. Diagramas discriminatórios para basaltos com $TiO_2 > 2\%$ (em peso), III. Diagramas discriminatórios para basaltos com $TiO_2 < 2\%$ (em peso). pg. 27
-
- Fig.3.6 Mapa lito-geoquímico das rochas ácidas do PMP, extraído de Luchetti *et al.* (2005). pg. 29
-
- Fig.3.7 Diagramas discriminantes utilizados para subdivisão dos subtipos Palmas: (i) Rb vs Zr, (ii) P_2O_5 vs TiO_2 (ambos de Nardy *et al.*, 2008), que incluem os subtipos Jacuí e Clevelândia, (iii) Cu vs TiO_2 (Garland *et al.*, 1995), (iv) $[^{87}Sr/^{86}Sr]_{130}$ vs SiO_2 (Garland *et al.*, 1995). O diagrama (iv) também é utilizado para discriminar as rochas dos tipos Palmas e Chapecó. pg. 31
-
- Fig.3.8 Polígonos de Marsh *et al.* (2001) e Bryan *et al.* (2010) que representam as áreas mínimas de alcance e distribuição dos distintos fluxos piroclásticos (no mínimo 8) gerados durante eventos eruptivos de grande magnitude na região de Etendeka. Estes polígonos foram criados com base na correlação de rochas vulcânicas ácidas pertencentes às províncias de Etendeka e do Paraná. Extraído de Bryan *et al.* (2010). pg. 40
-

- Fig.3.9 Modelo petrogenético para a geração das rochas ácidas do Paraná, segundo Garland et al. (1995). (a) Riolito Palmas: erupção explosiva, gerando fluxos reoignimbríticos, (b) Riolitos Chapecó: Magma anidro, quente, de baixa viscosidade flui como lava por dezenas de quilômetros mediante uma erupção explosiva. pg. 41
-
- Fig.4.1 Mapa geológico da área de estudo, de área localizada a sul da cidade de Soledade, RS pg. 48
-
- Fig.4.2 Perfis estratigráficos mostrando relações geológicas chaves na área mapeada. A-A': norte de Barros Cassal até Vale do Rio Fãozinho; B-B': Barros Cassal até o vale do córrego Marcelino; C-C': Barros Cassal até vale do rio Pardo; D-D': de Sitio Alegre até o vale do rio Pardo; E-E': Pedreira até vale do rio Pardo; F: afloramento RS-73; G-G': do afloramento RS-74 até Rio Pardo; H-H': rio Pardo até afloramento RS-97; I-I': Estrada de acesso para a cidade de Gramado Xavier. pg. 50
-
- Fig.5.1 Ilustração esquemática para derrame lobado simples formado por uma única frente de lava pg. 54
-
- Fig.5.2 A) Estrutura lenticular, semelhante a um olho, observada em corte perpendicular a direção de fluxo da lava (ponto GX98) ; B) sequência de derrames; na base do afloramento os derrames estão em corte paralelo à direção de fluxo e em cima em um corte perpendicular, onde é possível visualizar a estrutura lenticular, idem a anterior, porém com núcleo vítreo (GX03C); C) topo de derrame, em corte perpendicular. Neste afloramento a carapaça se destaca com uma rocha mais coerente, enquanto que a porção interna corresponde ao vidro intensamente alterado. pg. 55
-
- Fig.5.3 Ilustração esquemática para derrame lobado composto formado por várias frentes de lava, resultante da subdivisão de um lobo maior pg. 54
-
- Fig.5.4 Imagens de derrame lobado tipo composto da Sequência Caxias do Sul. A) Fotografia e respectivo croqui para corte perpendicular à direção de fluxo de um derrame lobado composto. A marcação em vermelho indica o lobo maior, com forma de gota devido ao peso sobreposto; B) Detalhe da lateral do mesmo lobo mostrando a tentativa de escape das vesículas, sentido topo (indicado pela seta); C) corte paralelo à direção de fluxo mostrando vesículas muito finas, intensamente achatadas, evidenciando a direção do fluxo; D) fotografia tomada do lado esquerdo do afloramento mostrando as disjunções paralelas à direção do fluxo (indicada pela seta); E) Detalhe da porção inferior do lobo, mostrando o contato com uma obsidiana (cor marrom – vidro alterado) que teria se deformado devido ao calor e sobre peso imposto no momento de passagem da lava. pg. 57
-
- Fig.5.5 Imagens de distintos fluxos laminares que afloram na área mapeada (A, B, C); D) vesículas e amígdalas presentes em derrame laminar, com cavidade (no centro) que deforma as vesículas e amígdalas previamente formadas; e) lavas laminares com topo intensamente vesiculado, com deformação de inflação que deforma outras vesículas presentes. pg. 58
-
- Fig.5.6 Imagens de três distintos lava-domos que afloram próximo ao vale do rio Palmeira: A) Afloramento GX50 com estrutura do tipo couve-flor que remete a um domo exógeno; B) Domo endógeno do afloramento GX07; C) Topo de domo com estrutura do tipo couve-flor. pg. 59
-
- Fig.5.7 Juntas verticais localizadas no centro do domo: A) Lava-domo GX07; B) Lava-domo GX03 (juntas verticais com divergência no topo formando uma estrutura do tipo couve-flor). Martelo como escala dentro do círculo amarelo. pg. 60
-
- Fig.5.8 Juntas curvas que se desenvolveram do centro para a borda do domo devido à expansão do corpo: Lava-domo GX03. pg. 60
-

Fig.5.9 A) Foto panorâmica do afloramento GX07, em que se observam dois domos coalescentes (centro e direita) recobertos por uma sequência de derrames de lavas auto-brechadas, à esquerda, no detalhe; b) Detalhes da imagem (B) mostrando estruturas em espiral da auto-brecha; C) ; D) detalhes da autobrecha; E) Detalhe da autobrecha (base) sobreposta por obsidiana bandada; F) detalhe da obsidiana bandada, mostrando plano de disjunção paralelo à direção de fluxo e bandamento; G) detalhe da autobrecha. pg. 61

Fig.5.10 Intenso estiramento de vesículas na fácies marrom vesiculada da lava bandada que compõe a auto-brecha. pg. 62

Fig.5.11 A) Fotografia em planta em que se observa a infiltração de areia em fraturas de resfriamento na lava dacítica; B) Diques clásticos em fraturas secundárias. A areia encontra-se cozida; C) Fragmentos de arenito dentro da lava; D) lavas de topo Caxias do Sul recobrimo um depósito de areia (o arenito está ensanduichado entre lavas da mesma sequência). pg. 63

Fig.5.12 Imagens do afloramento GX105, em que ocorrem derrames de dacito (1 e 2), depósito de arenito (3); derrame de andesito (4) e outro depósito de arenito (5) que recobre um outro derrame de andesito abaixo dele. Dobras de fluxo podem ser observadas nos derrames 1 (foto A) e 2 (foto B). Na foto (C) a flecha indica um dique clástico penetrando o andesito e sendo alimentado de areia da base para o topo; as fotos (D, E) observa-se “folhas” de arenito cozido dentro do derrame de dacito, essas camadas de areia se dobram junto ao fluxo de lava. pg. 64

Fig.5.13 A) e B) Estruturas de peperitos geradas pela interação de lava quente com sedimento inconsolidado; C) dique clástico em derrame dacítico; D) Fragmentação de rocha vulcânica (indicado pela flecha) para dentro do dique clástico, composta por arenito cozido. pg. 65

Fig.5.14 A) Afloramento de andesito basáltico com estruturas indicativas de lavas pahoehoe, no leito do rio Pardo. A linha vermelha tracejada indica a superfície externa da lava, e a linha tracejada amarela indica o limite superior do núcleo vesiculoso. A área amarela corresponde às porções mais vesiculadas (núcleos do pahoehoe); B) desenho esquemático para lavas pahoehoe conforme visualizado neste afloramento, a flecha indica a direção de fluxo. pg. 66

Fig.5.15 A) e B) Imagens de derrames riolíticos lobados da Sequência Santa Maria; C) núcleo de obsidiana maciça, em contato vertical com borda vítrea alterada; D) borda do fluxo com rocha mais coerente; E) detalhe de núcleo com presença de vesículas que indicam tendência de escape vertical, F) borda do fluxo constituído por vidro alterado. Notar que bandamento e estruturas de fluxo tornam-se mais nítidas; G) derrame lobado de menores dimensões (martelo como escala no círculo amarelo). pg. 67

Fig.5.16 Ilustração sobre imagem 3D, em que se destaca o relevo ao redor do afloramento GX-140 (destacada em amarelo). Neste afloramento se observa um conjunto de lobos de dimensões variadas em corte perpendicular a direção de fluxo. A direção dos fluxos (seta vermelha) acompanha o alinhamento do morro e sugere que as mesmas correspondam a estruturas dômicas reliquias. A coloração rosada indica a ocorrência de riolitos da Sequência Santa Maria. Imagem: Google Earth <<http://www.google.com/earth/>>, acesso em 10 janeiro 2012. pg. 68

Fig.5.17 Derrames laminares com topo brechado, característico de lavas rubbly; A) A linha tracejada vermelha indica o contato entre dois derrames; B) Detalhe da foto (A) – quadro em tracejado amarelo; C) Contato entre dois derrames laminares; D) foto de detalhe da autobrecha formada no topo da lava “rubbly”. pg. 69

Fig.5.18 A) a E) Grande diversidade de dobras presentes na base e borda dos derrames mais espessos de riolito; F) crenulação gerada nas superfícies paralelas ao bandamento de fluxo na base das lava-domos; G) vesículas achatadas e estiradas (manchas verdes, algumas delas delimitadas por linha tracejada amarela) no plano da foliação de fluxo. Em corte perpendicular estas vesículas têm espessuras <1 mm. pg. 70

Fig.5.19 A) Bandamento vertical com dobras associadas; B) Bandamento vertical com enclave; B), C), D) Enclaves de composição traquidacítica presentes na base dos grandes derrames: Na fotografia (B) o enclave apresenta as bordas bem arredondadas e sua presença afeta o bandamento. O enclave da fotografia (C) está deformado e orientado no sentido da foliação do fluxo (mesmo afloramento das vesículas achatadas) indicando que ele apresentava um comportamento reológico ainda plástico no momento de colocação da lava em superfície. pg. 71

Fig.5.20 Lava-domos e Coulées: A) Grandes exposições, de aprox. 100 m de altura, formando o vale do rio Pardo; B) e C) Detalhes da imagem anterior: (B) circunferência semelhante ao núcleo de fluxos lobados; (C) dobras de fluxo; D) Foto panorâmica de parte da pedreira em que se observam distintas famílias de disjunções; E) base do maciço, próximo à borda (à esquerda), mostrando a presença de disjunções curvas (dobras ?); F) disjunção circular com mergulho vertical que aflora bem no centro do corpo ígneo. pg. 72

Fig.5.21 Detalhes das estruturas internas observadas na pedreira. São disjunções circulares, com altos ângulos de mergulho, entre 45 e 90°. As flechas vermelhas indicam pontos de junção entre as duas imagens (A e B); C) e D) Disjunções horizontais cerradas, paralelas a direção de fluxo. Este aspecto «plaquinha» é característico do topo da Sequencia Santa Maria. pg. 73

Fig. 5.22 A) Fluxo lobado com autobrecha (AB), núcleo de obsidiana (NO); B) contato entre dois lobos auto-brechados; C) borda de lobo, com banda que apresenta feições de plasticidade e banda com maior concentração de fragmentos clásticos; D) e E) bordas de lobos, com obsidiana bandada; F) detalhe de amostra bandada: porção inferior fragmentada e imersa em matriz vítrea; G) detalhe da autobrecha em porção não alterada do afloramento; H) detalhe do núcleo, com feições de fluxo; I) detalhe da borda; J) detalhe da borda com fraturas preenchidas pela percolação de fluídos. pg. 75

Fig.5.23 Imagens de depósitos do tipo peperito: A) rocha vulcânica fresca (centro) gradando para rocha alterada (porção esbranquiçada à direita inferior) que interage com areia formando peperito (porção superior direita) ; B) depósito do tipo peperito, com maior concentração de rocha vulcânica na porção esquerda da foto; C) rocha vulcânica (esbranquiçada a esquerda) em contato com areia formando estrutura peperítica (centro-direita); D) detalhe do peperito em que se observam os fragmentos angulosos de rocha vulcânica alterada (material branco) imersos numa matriz de areia fina avermelhada cozida e com vesículas (flecha). pg. 76

Fig.5.24 Lava auto-brechada que interagiu com depósito sedimentar. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores paralelos (à esquerda) e cruzados (à direita). A matriz da rocha é constituída por vidro, com grande quantidade de fraturas perlíticas (A e B). Nas imagens (C) e (D) aparece fragmento de rocha vulcânica avermelhada (com micrólitos e vesícula) com contornos irregulares, evidenciando um estado semi-plástico do material no momento que foi envolvido pela lava. pg. 77

Fig.5.25 Tipos de esferulitos obtidos no trabalho experimental de Lofgren (1974), demonstrando que a morfologia varia com a temperatura de formação. Desenho esquemático modificado e apresentado por McPhie, 1993. pg. 79

Fig.5.26 Textura de desvitrificação no riolito da Sequencia Santa Maria, com a formação de esferulitos (pontos brancos de até 1 mm de diâmetro) pg. 79

- Fig.5.27 Exemplos das variações no grau de desvitrificação observadas nas rochas riolíticas da Sequência Santa Maria. A. estágio vítreo, amostra GX140; B. estágio esferulítico amostra RS74D; C. estágio microgranofírico, amostra GX65Bk. pg. 80
-
- Fig.5.28 Fotomicrografia (esquerda) mostrando globulitos (polarizadores paralelos) e imagem de MEV (direita) mostrando as fraturas perlíticas. Ambas observadas em amostras de obsidianas da Sequência Santa Maria em estágio vítreo. pg. 81
-
- Fig.5.29 Gráfico com razão dos elementos maiores mostrando possíveis alterações composicionais associadas ao processo de desvitrificação nos riolitos Santa Maria e dacitos Caxias do Sul. As barras consistem da razão de um elemento entre uma amostra de obsidiana fresca e uma desvitrificada. pg. 82
-
- Fig.5.30 Gráfico mostrando razão dos elementos traços obtidos por FRX mostrando possíveis alterações composicionais associadas ao processo de desvitrificação nos riolitos Santa Maria e dacitos Caxias do Sul. As barras consistem da razão de um elemento entre uma amostra de obsidiana fresca e uma desvitrificada, como nos gráficos da Fig. 6.5. pg. 83
-
- Fig.5.31 Mega-esferulitos e contramoldes deixados na rocha do afloramento RS74. Estes esferulitos são encontrados nas bandas com menor grau de desvitrificação que compõem o corpo de fluxo bandado. pg. 85
-
- Fig.5.32 Exemplos de bandamentos observados nas rochas ácidas: A) Detalhe de bandamento por cristalinidade – banda hipocristalina com grande concentração de micrólitos de pigeonita; B) detalhe de bandamento por cristalinidade – banda hipohialina; C) e D) bandamento por desvitrificação; E) bandamento por oxidação; F) microfotografia de lâmina delgada de amostra da imagem (E), onde se observa feições de fluxo no vidro com variações no grau de oxidação da matriz (fenocristal de 0,95 mm). pg. 86
-
- Fig.6.1 As três variedades texturais que ocorrem na sequência Caxias do Sul. Cinza cristalino à esquerda, preto vítreo no centro, e marrom vesiculado à direita. pg. 89
-
- Fig.6.2 Diagramas ternários para classificação dos plagioclásios presentes nas rochas da sequência Caxias do Sul. Dados obtidos mediante análises em microsonda eletrônica. Os dados analíticos são apresentados no ANEXO 1 pg. 90
-
- Fig.6.3 Fenocristais e microfenocristais de labradorita em dacitos Caxias do Sul. A) Obsidiana com fenocristais euédricos de plagioclásio (labradorita) e titanomagnetita imersos em matriz vítrea não desvitrificada; B) Dacito cinza com fenocristais e microfenocristais de plagioclásio e ortopiroxênio euédricos a subédricos, com bordas levemente arredondadas, constituindo um aglomerado. A matriz ocorre desvitrificada e apresenta uma grande quantidade de micrólitos de plagioclásio, titanomagnetita e clinopiroxênio; C) Microfenocristal euédrico de plagioclásio com zoneamento normal; D) Fenocristal de plagioclásio com núcleo parcialmente reabsorvido e com zoneamento complexo. E) Fenocristal de hiperstênio com semi-inclusões de microfenocristais de plagioclásio; F) Dacito cinza desvitrificado, com matriz de textura microgranofírica e esferulitos dispersos. Presença de glomerofenocristais e microfenocristais com feições de rápido resfriamento (cauda de andorinha). pg. 91
-
- Fig.6.4 Diagrama de variações do teor de An de centro a borda do cristal, analisados por microsonda eletrônica: A) análises em fenocristais com feições de dissolução no núcleo; B) análises em fenocristais com zoneamento complexo no núcleo; C) análises em fenocristais sem feições de desequilíbrio. C ou centro: centro do cristal; Z ou zonal: zoneamento mais próximo ao centro (esquerda) sentido borda (direita, zona 3); B ou borda: borda do cristal. pg. 92
-

- Fig.6.5 A) Fenocristal de plagioclásio com feições de reabsorção e zoneamento complexo no núcleo, associado a saltos no teor de anortita (valores apresentados), que passa a decrescer sentido borda (ponto An61,2 na borda e ponto An60,6 próximo a cavidade no centro). B) Fenocristal de plagioclásio com zoneamento inverso no núcleo e normal sentido borda. pg. 93
- Fig.6.6 Fotomicrografia de microfeno-cristais de plagioclásio, evidenciando a grande quantidade de inclusões fluídas dispersas no mineral (concentradas principalmente nas bordas), polarizadores paralelos (esquerda) e cruzados (direita). pg. 94
- Fig.6.7 Fotomicrografia (esquerda) e imagem de MEV (direita) apresentando aglomerados de microfeno-cristais de plagioclásio e clinopiroxênio. Ambos encontram-se imersos em vidro não desvitrificado, sendo que na imagem de MEV é possível visualizar as fraturas perlíticas na matriz. pg. 94
- Fig. 6.8 Fotomicrografias de fenocristais de plagioclásio com textura tipo peneira observados em distintas amostras de dacito do subtipo Caxias do Sul. Na fotomicrografia da direita, além do fenocristal reabsorvido (1,2 mm de dimensão), têm-se também uma vesícula (parte inferior da fotografia) e aglomerado de fenocristais imersos em matriz parcialmente desvitrificada (polarizadores cruzados). pg. 95
- Fig.6.9 Diagrama ternário para classificação de piroxênio (Fe-Mg-Ca) – a cor vermelha corresponde a análises no centro do cristal, verde zona intermediária e azul borda. Círculos, quadrados e triângulos correspondem respectivamente a fenocristais, microfeno-cristais e micrólitos. pg. 95
- Fig.6.10 Imagens de MEV de fenocristais de ortopiroxênio presentes nos dacitos Caxias do Sul. A) fenocristais subédricos (cinza claro) formando aglomerado com fenocristais de plagioclásio (cinza escuro) e titanomagnetita (branco); B) Fenocristal subédrico de ortopiroxênio com zoneamento em suas bordas; C) Fenocristal anédrico de ortopiroxênio com nítido zoneamento composicional e dissolução de suas bordas; D) detalhe da imagem anterior, mostrando a grande concentração de inclusões de titanomagnetita; E) e F) Fenocristal anédrico de ortopiroxênio associado entre dois fenocristais de plagioclásio. Na imagem (F) é possível observar o zoneamento composicional próximo à borda no fenocristal de ortopiroxênio, como também a distinção entre microfeno-cristais de clinopiroxênio e de titanomagnetita (com formas subédricas a anédricas) dispersos pela matriz vítrea. pg. 96
- Fig.6.11 Imagens de MEV apresentando exemplos de microfeno-cristais de orto e clinopiroxênio (hiperstênio, pigeonita e augita), em cor cinza claro, as cores brancas correspondem a titanomagnetita. pg. 97
- Fig.6.12 Fotomicrografias de dacito Caxias do Sul em que se observa um aglomerado de fenocristais e microfeno-cristais de plagioclásio e ortopiroxênio, além de microfeno-cristais de plagioclásio e micrólitos de plagioclásio e clinopiroxênio dispersos pela matriz vítrea. Polarizadores paralelos (esquerda) e cruzados (direita). pg. 97
- Fig.6.13 Imagens de MEV apresentando as feições comuns de fenocristais de ti-magnetita presentes nos dacitos Caxias do Sul. pg. 98
- Fig.6.14 Diagrama ternário para óxidos Fe-Ti. Todos os minerais opacos analisados dos dacitos Caxias do Sul ocorrem sobre a linha de solução sólida Usp-Mt, classificando-se como titanomagnetitas. pg. 99
- Fig.6.15 Fotomicrografias apresentando as principais características texturais do A) basalto, B) andesito e C) dacito que compõe a sequência Barros Cassal. Notar variação de granulometria entre as amostras. Para todas as fotomicrografias foi utilizado um aumento de 5x, sendo a esquerda polarizadores paralelos a direita polarizadores cruzados. pg. 100

- Fig. 6.16 Fotomicrografias (A) e (B) cristais subédricos com cauda de andorinha em distintas amostras de andesito; C) e D) Microfenocristais subédricos com zoneamento e feições de reabsorção observados em distintas amostras de andesito. Esquerda: aumento de 5x, direita: aumento de 20x. pg. 101
- Fig.6.17 Diagramas ternários para classificação dos plagioclásios dos dacitos e andesitos da sequência Barros Cassal. Dados obtidos mediante análises em microsonda eletrônica. Cor vermelha: centro, verde: zona, azul: borda, marrom: micrólitos. Os dados analíticos são apresentados no ANEXO 3. pg. 102
- Fig.6.18 Diagrama para variação do teor de anortita de plagioclásio analisados por microsonda eletrônica: A) análises centro, zona, borda de plagioclásio de andesito. B) análises em plagioclásio de dacito (amostra GX22) e andesito (amostra GX113 e 94). pg. 103
- Fig.6.19 Diagrama ternário para classificação de piroxênio (Fe-Mg-Ca) – a cor vermelha corresponde a análises em piroxênio que compõe os andesito e em verde os dacitos. Círculos e quadrados correspondem respectivamente a análises no centro e na borda dos cristais. pg. 104
- Fig.6.20 A) e B) Imagens de MEV amostra de andesito GX94 apresentando microfenocristais subédricos a anédricos de augita (cpx) com bordas bastante irregulares em contato com matriz vítrea; C) e D) Microfenocristais de augita com bordas irregulares, produto de reação com a matriz parcialmente desvitrificada (amostra GX113). Imagem d é detalhe da imagem c. Legenda: augita (cpx), plagioclásio (plg) e titanomagnetita (UspM). pg. 104
- Fig.6.21 Imagens de MEV apresentando microfenocristais de augita (cpx), plagioclásio (plg) e titanomagnetita (UspM), ambas obtidas da amostra de dacito GX22. Na figura a esquerda observa-se a augita com zoneamento composicional próximo a suas bordas irregulares. pg. 105
- Fig.6.22 Imagens MEV demicrofenocristais esqueléticos de titanomagnetita em amostra de andesito da sequência Barros Cassal. pg.106
- Fig.6.23 Fotomicrografias e imagens de MEV de obsidianas riolíticas não desvitrificadas pertencentes à Sequência Santa Maria. Na fotomicrografias G) e H) são apresentadas feições de fluxo no vidro com orientação dos micrólitos e vesículas, respectivamente. vd: vidro, plg: plagioclásio, cpx: piroxênio, UspM: titanomagnetita, ves: vesícula. Em G) foi usado aumento de 5x. pg.107
- Fig.6.24 Fotomicrografias de riolitos com matriz cristalina (desvitrificada) da Sequência Santa Maria. C) e D) aspecto da textura microgranofírica desenvolvida na matriz riolítica; E) e F) presença de esferulitos radiais e vesículas estiradas em meio a matriz vítrea afetada por baixo grau de desvitrificação; G) e H) esferulitos em matriz afetada por avançado grau de desvitrificação (aumento 5x). pg. 108
- Fig.6.25 Diagramas ternários para classificação dos plagioclásios presentes nos riolitos da sequência Santa Maria. Dados obtidos mediante análises em microsonda eletrônica. Para fenocristais: cor vermelha: análises em cristais com feições de desequilíbrio (núcleos com texturas tipo peneira e zoneamentos complexos), verde: cristais sem feições de desequilíbrio (i.e. com zoneamento normal simples e sem reabsorção interna). Os dados analíticos são apresentados no Anexo 3.. pg. 109
- Fig.6.26 A) Fenocristal de plagioclásio com feições de reabsorção e zoneamento complexo no núcleo, associado a variações no teor de anortita, que aumenta sentido borda (zoneamento inverso). No centro do cristal ocorre uma zona de reabsorção com cristalização de uma borda tardia com o mesmo teor de anortita (39,7%) encontrado em micrólitos e nas bordas de alguns cristais. Imagem obtidas por MEV. B) Fenocristal subédrico de plagioclásio com núcleo (An49) com feições de reabsorção e zoneamento inverso que se desenvolve até zona externa (An56.9), havendo uma queda de teor na borda (An51.1). Imagem obtidas por MEV pg.110

- Fig.6.27 Fenocristal de plagioclásio (labradorita) composicionalmente mais homogêneo e sem feições internas de reabsorção. Imagem obtidas por MEV. pg. 111
- Fig.6.28 Imagens de MEV e fotomicrografias (E, F, G, H) apresentando alguns exemplos de: fenocristais com reabsorção (B, C); fenocristais sem reabsorção (A, D); microfenocristais (E, F, G); aglomerado de microfenocristais (H) e micrólitos (E, F, G, H). pg. 112
- Fig.6.29 Diagrama ternário para classificação de piroxênio (Fe-Mg-Ca) em obsidianas da sequência Santa Maria – a cor vermelha corresponde a análises em fenocristais e azul em microfenocristais; sendo círculos para análises no centro do cristal e quadrado para borda. pg. 113
- Fig.6.30 (A-F), imagens de MEV e fotomicrografia (G, H) apresentando algumas variedades texturais comuns de piroxênio presente em obsidianas riolíticas da Sequência Santa Maria. A) B) fenocristal e microfenocristal de pigeonita com inclusões de titanomagnetita; C) E) imagens com contrastes para plagioclásio (cinza) e minerais Fe-magnesianos (branco) em matriz vítrea; D) F) idem as imagens da esquerda com contraste para piroxênio (cinza) e titanomagnetita (branco); G) H) fotomicrografias em microscópio de luz transmitida mostrando uma grande quantidade de microfenocristais e micrólitos finos e alongados dispersos na matriz vítrea. pg. 114
- Fig.6.31 Diagrama ternário para óxidos Fe-Ti. Todos os opacos analisados em obsidianas (cor vermelha) da sequência Santa Maria ocorrem sobre a linha de solução sólida Usp-Mt (área delimitada em amarelo), classificando-se como titanomagnetitas. Magnetitas e hematitas foram encontradas apenas em amostras devitrificadas (cor verde). pg. 115
- Fig.6.32 Imagem de MEV, com localização dos pontos em que a composição química foi determinada por EDS (pontos brancos e espectros) e análises de química mineral (pontos coloridos na imagem e diagrama). pg. 115
- Fig.6.33 Imagens de MEV apresentando formas de ocorrência da apatita, zircão e óxidos Fe-Ti nas vulcânicas ácidas baixo-Ti. A) cristais de apatita semi-inclusos em ti-magnetita (amostra de riolito); B) detalhe da imagem anterior (retângulo) em que se observa microinclusões de apatita e “rastros” deste mineral dentro da ti-magnetita (apatita corresponde aos tons de cinza escuro, ex. indicados com flechas); C) microaglomerados de apatita-zircão e óxidos Fe-Ti em riolito; D) E) aglomerados na matriz dos dacitos Barros Cassal; F) microaglomerados em amostra do andesito Barros Cassal. pg. 117
- Fig.6.34 Imagem de MEV (elétrons retroespalhados) e espectros de EDS, apresentando a composição química dos pontos analisados em dois distintos microaglomerados. pg. 118
- Fig.6.35 Diagramas de variação mostrando a composição química da matriz vítrea de distintas amostras. Vermelho: riolito Santa Maria vítreo; Roxo/rosa: riolito Santa Maria desvitrificado; Azul: dacito Caxias do Sul; Cinza: andesito Barros Cassal; Verde: dacito Barros Cassal. As estrelas no diagrama TAS correspondem à composição da rocha total das amostras analisadas. pg. 119
- Fig.7.1 Diagrama de classificação TAS (Total Alcalis vs Silica), segundo LeBas (1986). As amostras Santa Maria denominadas de riolito correspondem às rochas de matriz cristalina/desvitrificadas. pg. 123
- Fig.7.2 Diagrama classificatório para rochas vulcânicas R1R2, por De la Roche et al. (1980). pg. 124
- Fig.7.3 Diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971) com a subdivisão dos campos toleíticos e calcio-alcálicos. pg. 125
- Fig.7.4 Diagrama A/NK vs A/CNK de Shand (1943), para discriminação de rochas metaluminosas, peraluminosas e peralcalinas. pg. 125

Fig.7.5 Diagramas de variação química tipo Hacker para elementos maiores (% em peso) utilizando a SiO ₂ (%) como índice de diferenciação. Aplicado em amostras pertencente as três sequencias mapeadas, além dos enclaves do Santa Maria.	pg. 126
Fig.7.6 Diagramas Hacker para elementos traços (ppm) e mg#, utilizando SiO ₂ (% em peso) como índice de diferenciação. Os diagramas para La, Y, Th, Cs e Pb utilizam as análises obtidas por ICP-MS, os demais diagramas com análises pro FRX.	pg. 128
Fig.7.7 Diagramas para variações de Sr (ppm) vs #mg, CaO (%) e K ₂ O/Na ₂ O (%). Os símbolos das figuras são os mesmos das figuras anteriores. Os campos delimitados para basaltos Tipo Gramado e Esmeralda correspondem à composição química de amostras aflorantes em áreas vizinhas (dados inéditos).	pg. 129
Fig.7.8 Padrões de elementos terras-raras para os distintas sequências vulcânicas estudadas normalizadas pelo condrito de Boynton (1984).	pg. 130
Fig.7.9 Diagrama para grau de fracionamento de ETR (ppm) normalizados pelo condrito de Boynton (1984); a) fracionamento para ETRL; b) fracionamento para ETRP; c) fracionamento total ETR; d) anomalia de Eu.	pg. 131
Fig.7.10 Diagrama spider para elementos traços incompatíveis normalizados para Manto Primitivo segundo Sun & McDonough (1989).	pg. 132
Fig.7.11 Diagrama spider para elementos traços incompatíveis de amostras de riolito da Sequencia Santa Maria normalizados para Manto Primitivo segundo Sun & McDonough (1989).	pg. 133
Fig.7.12 Diagramas binários para elementos incompatíveis (ppm) com razões Nd/Pb, Nb/Ta, Sr/Y e Rb/Ba. Baixas razões Sr/Y refletem diferenciação a baixas pressões na crosta superior e razões Rb/Ba > 0,16 são características de crosta continental superior (crosta média ~ 0,046), assim como as baixas razões Nd/Pb e Nb/Ta. BG=Basalto Tipo Gramado.	pg. 134
Fig.7.13 Diagrama spider para amostras das três sequencias estudadas normalizadas pela amostra de andesito basáltico da Sequencia Barros Cassal (GX09).	pg. 134
Fig.7.14 Diagrama 87Sr/86Sr vs εNdt para as rochas vulcânicas ácidas analisadas.	pg. 136
Fig.7.15 Diagrama 87Sr/86Sr vs 143Nd/144Nd para as rochas vulcânicas ácidas do presente estudo, com campos que delimitam as distintas séries magmáticas que compõe o PMP, além do embasamento Brasileiro, apresentados por Peate (1997) e Garland et al. (1995) para idade inicial de 130Ma.	pg. 136
Fig.7.16 Gráfico de εNdt vs idade TDM (Sm-Nd) para as rochas analisadas. DM: curva do manto empobrecido, segundo DePaolo (1981). DCS: dacito Caxias do Sul; ABC: andesito Barros Cassal; DBC: dacito Barros Cassal; RSM: riolito Santa Maria.	pg. 137
Fig.7.17 Diagramas de variação correlacionando as sequencias vulcânicas que afloram na área de estudo (pontos) com os distintos magma-tipos ácidos baixo-Ti da PMPE já definidos na literatura. As áreas coloridas nos diagramas Cu (ppm) vs TiO ₂ (%) correspondem ao estudo de Garland et al., 1995 e nos diagramas P ₂ O ₅ (%) vs TiO ₂ (%), Rb (ppm) vs Zr (ppm) e TiO ₂ (%) vs SiO ₂ (%) correspondem ao estudo de Nardy et al., 2008. AG: Anita Garibaldi; CS: Caxias do Sul; JC: Jacuí; SM: Santa Maria; CL: Clevelândia; ABBC: andesito basáltico Barros Cassal.	pg. 138
Fig.7.18 Spidergram para elementos traços incompatíveis normalizados para Manto Primitivo de Sun & McDonough (1989) para amostras da área de estudo e amostras analisadas por Garland et al. (1995), Nardy et al. (2008) e Peate (1997).	pg. 139

- Fig.7.19 Diagramas químicos utilizados para discriminar os distintos magmas-tipos identificados na província de Etendeka de Marshet al. (2001) sendo correlacionadas as amostras analisadas no presente estudo (círculos): a) Diagrama TiO₂ vs Fe₂O₃; b) Diagrama TiO₂ vs Cu; c) Razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr vs SiO₂. Nas figuras (b) e (c) são apresentados os campos de Marshet al. (2001) para rochas do Etendeka e de Garland et al. (1995) para rochas do Paraná. pg. 141
- Fig.7.20 Diagrama ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr₁₃₂ vs ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd₁₃₂ para correlação entre amostras analisadas para esta tese com campos delimitados para rochas de Etendeka conforme Ewart et al. (2004) e para rochas do Paraná, apresentado em Garland et al. (1995). pg. 141
- Fig.7.21 Diagramas binários de elementos compatíveis vs incompatíveis com linhas de tendência para processo de cristalização fracionada (CF) a partir do coeficiente de partição de elementos traços. Cada ponto na linha de evolução corresponde a 10% na taxa de cristalização, considerando-se 0% na fusão inicial. Vermelho: riolito Santa Maria (RSM); azul claro: dacito Caxias do Sul (DCS), verde claro: dacito Barros Cassal (DBC), amarelo: andesito Barros Cassal (ABC); marrom: andesito basáltico Barros Cassal (ABBC), BG= Basalto Gramado. pg. 147
- Fig.8.1 Diagrama Rhodes para teste de equilíbrio de opx-liquido, de Putirka (2008). O equilíbrio é dado por KD (Fe-Mg) opx-liq = 0,29 ±0,06. Se o ortopiroxênio estiver em equilíbrio com a composição da rocha total ou vidro então o ponto irá coincidir com linha sólida, dentro do limite de erro estabelecido pelas linhas tracejadas. Uma utilidade adicional deste diagrama é que os desvios (trends das amostras projetadas) podem ser usados para explicar o desequilíbrio no sistema, conforme indicado pelas setas. pg. 158
- Fig.8.2 (a) Diagramas para temperatura de equilíbrio vs temperatura de saturação de ortopiroxênio no liquido. Valores estimados a partir de geotermômetros desenvolvidos por Putirka et al. (2003) e Putirka (2008) (Eq. 8.2 a 8.4); b) Diagrama para temperatura de saturação de ortopiroxênio vs pressão de três composições Caxias do Sul calculadas segundo modelo de Putirka (2008) (Eq.8.3, triângulos verdes no diagrama a esquerda). Para efeito de comparação também foram plotadas faixas de temperaturas liquidus (para as mesmas composições de rocha total) segundo modelo MELTS de Ghiorso e Sack, (1995); a faixa azul corresponde às estimativas com 2% de H₂O e a faixa amarela com 1% de H₂O. pg. 160
- Fig.8.3 Teste de equilíbrio para cristais de clinopiroxênio presentes no dacito Barros Cassal, segundo Putirka (2005). pg. 161
- Fig. 8.4 Diagramas para temperatura de cristalização de clinopiroxênio no liquido em função da pressão, segundo diferentes modelos de geotermobarômetros desenvolvidos por Putirka et al. (2003) e Putirka (2008) (Eq. 8.6 a 8.10); a) estimativas para riolito Santa Maria; b) estimativas para dacitos Barros Cassal; c) estimativas para Caxias do Sul. Neste diagrama, para efeito de comparação, também foram plotados as estimativas T-P de ortopiroxênios (asteriscos laranjas), obtidas nos cálculos do item anterior. pg. 165
- Fig.8.5 Diagramas para temperatura de equilíbrio plagioclásio-liquido vs temperatura de saturação de plagioclásio no liquido. Valores estimados a partir de geotermômetros desenvolvidos por Putirka, 2005 (Eq. 8.11 e 8.12) pg. 170
- Fig.8.6 Estimativa de fO₂ a partir do conteúdo de ulvospinélio de cristais de titanomagnetita e temperaturas estimadas para as rochas da sequência Caxias do Sul e Santa Maria. pg. 172
- Fig.8.7 Estimativas do teor de água para dacito Caxias do Sul, segundo dois modelos de geohigrômetro a uma temperatura fixa de 1000°C. As barras de erro verticais correspondem à variação na % H₂O de acordo com a mudança de pressão (indicada na legenda), sendo que para pressões maiores o teor de água será maior. pg. 174

- Fig.8.8 Estimativas de água obtidas mediante três modelos de geohigrômetros de plagioclásio-líquido. (a) Sequência Santa Maria; (b) Sequência Caxias do Sul. Legenda: símbolos vazios - Lange, 2009 (L09); símbolos cheios vermelho e azul - Lange, 2014 (L14); símbolos cheios amarelo e verde - Putirka, 2005 (P25b). CF: centro de fenocristal (losango); ZF: zona de fenocristal (triângulo) e BF: borda de fenocristal (quadrado). pg. 175
- Fig.8.9 Faixas de temperaturas de saturação de plagioclásio considerando até três teores de água no líquido. Calculados segundo Putirka, 2005 pg. 177
- Fig.8.10 (a) diagrama de solubilidade de H₂O em função da pressão para composições representativas das três sequências vulcânicas estudadas. As linhas correspondem ao limite de solubilidade de cada amostra e os pontos correspondem ao teor de H₂O obtido pelos geohigrômetros apresentados no Item 8.3. (b) zoom do diagrama da direita. As linhas tracejadas indicam o limite de solubilidade para alguns teores de água calculados. Legenda: cor azul: Dacito Caxias do Sul; cor verde: dacito Barros Cassal e cor laranja: riolito Santa Maria pg. 183
- Fig.8.11 Relação entre a viscosidade do líquido magmático e teor de H₂O solubilizada, que varia em função da mudança de pressão. Viscosidade calculada segundo a equação de Hess e Dingwell (1996). pg. 187
- Fig.8.12 Gráfico de viscosidade (η) do líquido para diferentes teores de H₂O solubilizada (H₂O_s) e viscosidade efetiva para H₂O vapor máximo em função da temperatura, calc Figura 8.14 Gráfico de viscosidade (η) do líquido para diferentes teores de H₂O solubilizada (H₂O_s) e viscosidade efetiva para H₂O vapor máximo em função da temperatura, calculados, conforme Tabela 8.11. ulados, conforme Tabela 8.8. pg. 191
- Fig.8.13 Gráfico de viscosidade (η) do líquido para diferentes teores de H₂O solubilizada (H₂O_s) e viscosidade efetiva para H₂O vapor máximo em função da temperatura, calculados conforme Tabela 8.9. pg. 192
- Fig.8.14 Gráfico de viscosidade (η) do líquido para diferentes teores de H₂O solubilizada (H₂O_s) e viscosidade efetiva para H₂O vapor máximo em função da temperatura, calculados, conforme Tabela 8.11 pg. 192
- Fig.9.1 Diagramas da proporção de componentes na fusão (amostra GX07ob) em função da variação de temperatura e pressão, com Log f O₂ inicial fixa em -10,6 bars. A) para pressão constante de 1 kbar, com 2% H₂O; B) para pressão constante de 3 kbar, com 2% H₂O. Estimativas calculadas pelo programa Melts (Ghiorso e Sack, 1995). pg. 200
- Fig.9.2 Teste de equilíbrio plagioclásio-líquido, baseado no teor de An do plagioclásio e teor de anortita no líquido, calculado segundo equação de Lange et al. (2009). Cristais em equilíbrio com o líquido devem ficar dentro da área sombreada, definida a partir de trabalhos experimentais, citados em Waters e Lange (2013). Neste diagrama estão plotados apenas os centros de fenocristais analisados. Vermelho e laranja: Santa Maria; Azul: Caxias do Sul pg. 201
- Fig. 9.3 Diagrama para razões iniciais ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (134 Ma) e seus respectivos erros (2 sigma) obtidas para distintos fenocristais de plagioclásio da amostra GX101. A razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (134 Ma) de rocha total da amostra GX101 corresponde à linha azul. A linha laranja corresponde à média da razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (134 Ma) calculada para as demais amostras analisadas da Sequência Caxias do Sul. pg. 202
- Fig.9.4 Figura esquemática para ilustrar o modelo de momentos pré e sin-eruptivos do magmatismo Caxias do Sul. pg. 206
- Fig.9.5 Diagrama spider de elementos incompatíveis para rochas da Sequência Barros Cassal normalizados pelo basalto Tipo Gramado (composição extraída de Peate et al., 1997). pg. 208

Fig.9.6 Figura esquemática para ilustrar o modelo de momentos pré e sin-eruptivos do magmatismo Barros Cassal pg. 209

Fig.9.7 Diagramas da proporção de componentes na fusão (amostra GX35) em função da variação de temperatura e pressão, com $\text{Log}f\text{O}_2$ inicial fixa em -10,3 bars. A) para pressão constante, com 0,4% H₂O; B) para pressão constante de 3 kbar, com 1,2% de água; C) para mudança de gradiente dP/dT. Estimativas calculadas pelo programa Melts (Ghiorso e Sack, 1995). pg. 211

Fig.9.8 Figura esquemática para ilustrar o modelo de momentos pré e sin-eruptivos do magmatismo Santa Maria. pg. 216

Fig.9.9 Desenho esquemático representando de 1 a 4 a sequência de eventos vulcânicos que ocorreram na região. pg. 218

ÍNDICE DE TABELAS

Tab. 3.1 Nomenclatura e critérios de classificação para basaltos do PMP, apresentada por Peate et al. (1992). Na terceira linha, em itálico, são apresentadas as diversas nomenclaturas utilizadas para denominar os mesmos tipos de rocha: ¹ Bellieni et al., 1984b., ² Fodor et al., 1985, ³ Marques et al., 1988, ⁴ Peate et al., 1988, ⁵ Hawkesworth et al., 1988, ⁶ Mantovanni et al., 1988, ⁷ Petrini et al., 1987.	pg. 26
Tab. 3.2 Áreas de exposição, volumes estimados e espessuras máximas observadas para cada subtipo de acordo com Nardy et al. (2008). Na última coluna estão citadas as referências dos trabalhos que primeiro as definiram.	pg. 30
Tab. 6.1 Comparação de teores de elementos maiores de amostras de rocha total representativas (análise de obsidiana por FRX) e respectivos vidros.	pg. 120
Tab. 7.1 Dados isotópicos de Sr e Nd, medidos e calculados para idade inicial de 134 Ma (Janasi et al., 2011), de rochas vulcânicas ácidas da região de Soledade, RS. SSM: Sequência Santa Maria; ABC: Andesito Barros Cassal; DBC: Dacito Barros Cassal; SCS: Sequência Caxias do Sul.	pg. 135
Tab. 7.2 Modelo de fracionamento do basalto Tipo Gramado para dacito Barros Cassal, segundo cálculo de balanço de massa com fracionamento de fenocristais. A composição das fases minerais é apresentada na Tabela 7.5 e 7.6.	pg. 144
Tab. 7.3 Modelo de fracionamento para geração do riolito Santa Maria, segundo cálculo de balanço de massa com fracionamento de fenocristais cuja composição é apresentada na Tabela 7.5 e 7.6.	pg. 145
Tab. 7.4 Modelo de fracionamento para geração do dacito Caxias do Sul, segundo cálculo de balanço de massa com fracionamento de fenocristais cuja composição é apresentada na Tabela 7.5 e 7.6.	pg. 146
Tab. 7.5 Composição dos minerais (extraídas de Bellieni et al., 1984 e Garland et al., 1995) utilizados para cálculos de balanço de massa de elementos maiores.	pg. 149
Tab. 7.6 Composição de fases minerais (análises pertencentes a este estudo) utilizados para cálculos de balanço de massa de elementos maiores. Plag 1 e Cpx 1 correspondem a composições médias de cristais de plagioclásio e clinopiroxênio do andesito Barros Cassal (amostra GX113) e Plag2 e Cpx2 correspondem a composições médias de cristais de plagioclásio e clinopiroxênio do dacito Barros Cassal (GX22).	pg. 149
Tab. 7.7 Fração média de cristais (estimadas pelo balanço de massa) e coeficiente de partição (D) calculado para cada magma-tipo. Os valores K_D são apresentados na tabela 7.8.	pg. 150
Tab. 7.8 Valores de coeficiente de distribuição (K_D) utilizados para cálculo do coeficiente de partição (D) das distintas composições de rocha.	pg. 150
Tab. 8.1 Estimativas de temperatura (°C) de saturação em apatita, segundo modelo de Harrison e Watson (1984), para amostras das três sequências vulcânicas ácidas estudadas.	pg. 156

Tab. 8.2 Estimativas de temperatura e pressão para análises de cristais de ortopiroxênio e líquido, com $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{opx-liq}} = 0,29 \pm 0,06$.	pg. 159
Tab. 8.3 Estimativas de temperatura e pressão para algumas análises de cristais de clinopiroxênio e líquido, com $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{opx-liq}} = 0,27 \pm 0,03$	pg.163
Tab. 8.4 Estimativas de temperatura e pressão para algumas análises de cristais de plagioclásio e líquido, com $K_D(\text{An-Ab})^{\text{plg-liq}} = 0,10 \pm 0,05$.	pg.168
Tab.8.5 Estimativas de % água calculadas a partir do modelo de Lange et al., 2009 (L09) e Lange et al. 2014 (L14) e Putirka, 2005(P05) a temperaturas fixas (1000°C Caxias do Sul e 990°C Santa Maria) e com variação de pressão, sendo 3 kbar o centro dos fenocristais, 2 kbar as zonas intermediárias e 1 kbar as bordas.	pg.176
Tab. 8.6 Estimativas de % água calculados a partir do modelo de Lange et al., 2009 (L09) e Lange et al. 2014 (L14) e Putirka, 2005(P05) à temperaturas fixas (1000°C Caxias do Sul e 990°C Santa Maria) e com variação de pressão, sendo 3Kbar o centro dos fenocristais, 2Kbar zonas e 1Kbar bordas.	pg. 177
Tab. 8.7 Síntese das estimativas de temperatura, pressão, fugacidade de O_2 e % água calculados a partir dos diversos modelos apresentados na Parte 1 deste capítulo.	pg. 178
Tab. 8.8 Estimativas de viscosidade do líquido magmático (η_{liq}) para diferentes temperaturas e teor de H_2O solubilizada, segundo modelo de Giordano et al, 2008.	pg. 187
Tab. 8.9 Estimativas de viscosidade efetiva calculadas para os riolitos Santa Maria, sendo η_c a viscosidade efetiva do magma com a presença de cristais, segundo Eq. 8.24; e η_{mag} a viscosidade efetiva do magma considerando a presença de cristais + vesículas. A fração de volume de gás ($\text{H}_2\text{O}_{\text{vapor}}$) presente no magma foi calculada para 200 bar (limite de solubilidade do riolito Santa Maria para 1,3 a 1,5% de água). O valor de η_{liq} utilizado na equação foi obtido a partir do modelo de Giordano et al. (2008).	pg. 190
Tab. 8.10 Estimativas de viscosidade efetiva calculadas para os dacitos Caxias do Sul, sendo η_c a viscosidade efetiva do magma com a presença de cristais, segundo Eq. 8.24; e η_{mag} a viscosidade efetiva do magma considerando a presença de cristais + vesículas. A fração de volume de gás ($\text{H}_2\text{O}_{\text{vapor}}$) presente no magma foi calculada para 400 bar (limite de solubilidade para 2,0 a 2,3% de água). O valor de η_{liq} utilizado na equação foi obtido mediante modelo de Giordano et al, (2008).	pg. 191
Tab. 8.11 Estimativas de viscosidade calculadas para os dacitos Barros Cassal. sendo η_c a viscosidade efetiva do magma com a presença de cristais, segundo Eq. 8.24; e η_{mag} a viscosidade efetiva do magma considerando a presença de cristais + vesículas. A fração de volume de gás ($\text{H}_2\text{O}_{\text{vapor}}$) presente no magma foi calculada para 350 bar (limite de solubilidade para 2,0% de água). O valor de η_{liq} utilizado na equação foi obtido mediante modelo de Giordano et al, (2008).	pg. 193
Tab. 8.12 Temperatura de transição vítrea (°C) e valor de fragilidade (m) calculada para três teores de água, segundo modelo de Giordano et al. (2008).	pg. 194
Tab. 8.13 Densidades calculadas para magmas das três sequências vulcânicas estudadas	pg. 195
Tab.9.1 Velocidades de ascensão, disponíveis na bibliografia, calculadas para magmas formadores de lava-domos	pg. 204

ANEXOS

Anexo 1 – Mapa de pontos e tabela de pontos

Anexo 2 – *Volcanic stratigraphy of intermediate to acidic rocks in southern Paraná Magmatic Province, Brazil* - Artigo aceito para publicação na Série Científica – Geologia USP.

Anexo 3 – Tabelas de Análises de Química Mineral (plagioclásio, piroxênio e óxido Fe-Ti) e vidro

Anexo 4 – Tabelas de Análises Químicas de Rocha Total (FRX e ICP-MS)

CAPITULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

As rochas vulcânicas de composição ácida da Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE), embora volumetricamente subordinadas em relação ao magmatismo basáltico associado, constituem um marcador tectônico e estratigráfico de mudanças fundamentais na evolução da província (Peate, 1997; Janasi et al., 2011).

O volume preservado destas rochas ácidas (~15.000 km³; Nardy et al., 2008) é o maior entre todas as grandes províncias basálticas continentais do planeta; e sua forma de ocorrência, cujas características físicas são reconhecidamente distintas das manifestações vulcânicas ácidas mais típicas; é tema controverso na literatura desde a década de 1980, quando foram inicialmente reconhecidas de modo sistemático (e.g.: Bellieni et al., 1984; 1986; Roisenberg, 1990; Peate et al., 1992; Peate; 1997; Nardy, 1995; Garland et al., 1995).

A literatura mais recente para a porção da PMPE exposta na Namíbia (Etendeka) tem mostrado certo consenso de que essas rochas teriam sido geradas por erupções explosivas (e.g. Milner et al., 1992, 1995; Marsh et al., 2001; Ewart et al., 2004; Peate, 2009; Bryan et al., 2010), dada as baixas razões de espessura x extensão dos corpos individuais (acima de 1:200; Milner et al., 1992) e pela presença de escassas, e em parte duvidosas, evidências piroclásticas. A teoria de super erupções tem sido aceita pela comunidade científica internacional, onde o extenso depósito de rochas vulcânicas ácidas da PMPE têm sido citado como exemplo de um dos maiores eventos de super erupções explosivas registrados no planeta (e.g. Green e Fitz III, 1993; Jerram, 2002; Bryan et al., 2002; 2010; Ayalew e Yirgu, 2003; Mason et al., 2004, Jerram e Widdowson, 2005; Mawby et al., 2006; Branney et al., 2008; Peate; 2009, Bryan e Ferrari, 2013).

No entanto, estimativas de temperatura obtidas por diferentes modelos indicam, de modo consistente, valores da ordem de 1000°C (e.g. Bellieni et al., 1986; Garland et al., 1995; Janasi et al., 2007; Lima et al., 2013), configurando tratar-se de magmas ácidos significativamente mais quentes que magmas similares encontrados em ambientes onde caracteristicamente se formam depósitos piroclásticos, podendo refletir num comportamento vulcanológico singular, com poucos análogos conhecidos (e.g., Henry e Wolff, 1992; Branney et al., 2008). Estimativas de viscosidade, fundamentais para a compreensão do comportamento

reomórfico desses magmas, são esparsas na literatura, e em boa parte limitadas por dificuldades na estimativa dos conteúdos de voláteis. Um teor mínimo de 2% de H₂O foi estimado por Garland et al. (1995), com base na mineralogia máfica anidra das rochas, mas os autores admitiram teores de até 4%, que resultariam em viscosidades similares às dos basaltos toleíticos associados. Embora mesmo em províncias CFB (*Continental Flood Basalts*) extensivamente estudadas como a do Columbia River existam ainda importantes controvérsias nas estimativas dos teores de voláteis (Lange, 2002), são poucos os estudos sistemáticos apresentados para as rochas vulcânicas ácidas da PMPE.

Trabalhos recentes, desenvolvidos por grupos de pesquisa brasileiros, têm trazido importante contribuição para o refinamento da tipologia geoquímica do magmatismo ácido da PMPE, dos volumes de material extrudido e de sua distribuição espacial (Luchetti et al., 2005; Janasi et al., 2007; Nardy et al., 2002; 2008, Waichel et al., 2012; Lima et al., 2013). Estudos de semi-detalle desenvolvidos por equipe do Instituto de Geociências da USP e do Instituto Geológico-SMA em rochas vulcânicas ácidas da região de Ourinhos (Negri et al., 2006; Janasi et al., 2007) mostraram a possibilidade de que elas formem corpos do tipo lava-domo, uma hipótese que requer refinamento em áreas com excelente nível de exposição.

As melhores e mais contínuas exposições existentes para essas rochas se encontram nos platôs do Rio Grande do Sul, onde existem extensivos afloramentos de rochas vítreas preservadas (obsidianas) e alguns registros da ocorrência de rochas piroclásticas. Este foi o alvo de estudo da presente tese de doutoramento, que propõe a partir de um levantamento geológico-estrutural de detalhe, somado aos estudos petrológicos e geoquímicos, um modelo para evolução magmática e eruptiva das ocorrências vulcânicas de composição ácida baixo-Ti da PMPE.

1.2. OBJETIVOS

O modo de ocorrência das rochas ácidas do PMPE nos leva a questionar sobre como teria sido as manifestações eruptivas destes magmas e quais mecanismos de colocação teriam predominado durante a passagem destes fluxos.

Caracteristicamente, os fluxos efusivos gerados por magmas de composição ácida (riolitos, riodacitos e dacitos) constituem corpos espessos, de pequeno volume e de curto alcance, no entanto, extensivos e volumosos fluxos lávicos de composição riolítica também podem se desenvolver (e.g. Branney et al., 2008). Sabe-se que a viscosidade do magma associada a outros parâmetros físico-químicos, exerce um controle fundamental na forma de

escoamento da lava em superfície, sendo invariavelmente dependente da temperatura, composição química, presença de H₂O, fração de cristais e taxa de descarga durante a erupção.

Esta tese de doutorado teve como principal objetivo caracterizar a geometria de corpos ácidos pertencentes à PMPE, oferecendo um modelo de evolução magmática, de erupção e deposição para as distintas sequências vulcânicas que afloram na área de estudo. Os modelos foram baseados a partir do estudo estrutural, petrológico, geoquímico e de estimativa dos parâmetros físico-químicos.

1.3. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo está localizada entre as cidades de Barros Cassal e Gramado Xavier, na região centro-norte do Estado do Rio Grande do Sul (Fig.1.1). A partir da capital Porto Alegre, o acesso principal se dá pela rodovia BR-386, passando por Lajeado até a cidade de Soledade. A partir de Soledade o acesso é feito pela BR-153 (antiga RS-471) para as cidades de Barros Cassal e Gramado Xavier.

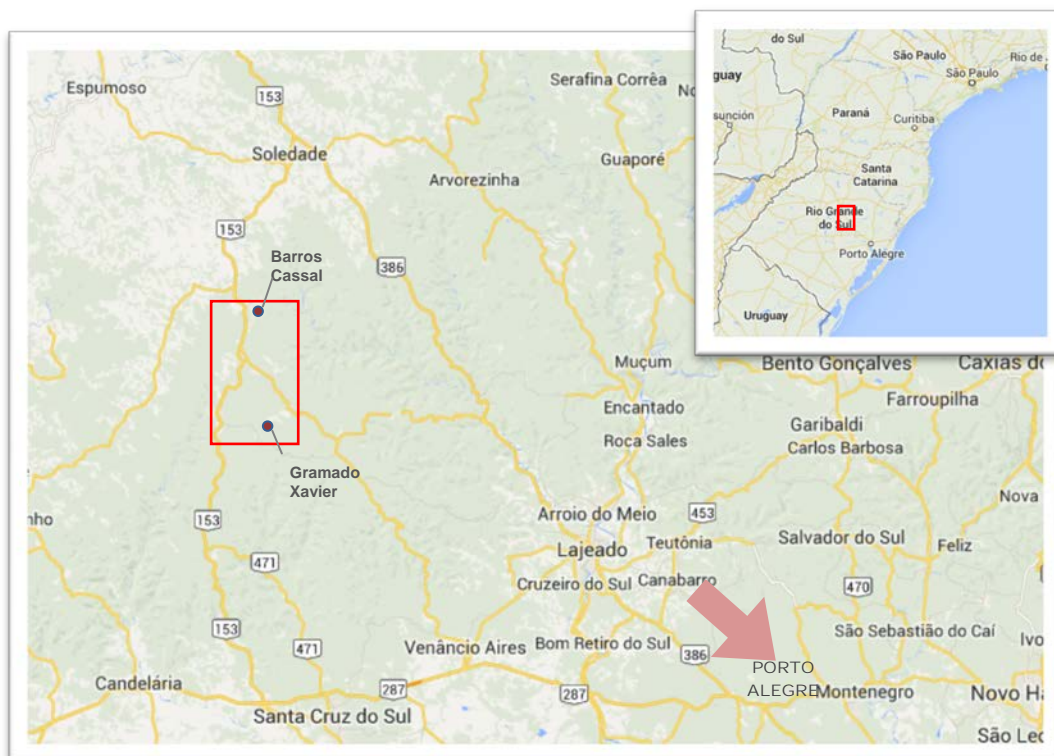


Fig. 1.1 Mapa de localização e estradas de acesso para área de estudo (entre as cidades de Barros Cassal e Gramado Xavier, no Estado do Rio Grande do Sul). Mapas da extraídos do *Google Maps* <<https://www.google.com.br/maps>> , acesso em 20 de abril de 2013.

1.4. MATERIAIS E MÉTODOS

Com o intuito de reconhecer, delimitar e caracterizar a geometria dos corpos vulcânicos pertencentes ao domínio de rochas ácidas do tipo Palmas da PMPE, detalhar aspectos estruturais a procura de evidências da reologia do fluxo, assim como o de avançar nos conhecimentos sobre a evolução magmática destas rochas, o trabalho contou com a combinação de levantamento de campo em escala de detalhe e a aplicação de diferentes técnicas em laboratório para obtenção de dados petrológicos, geoquímicos e petrofísicos.

1.4.1. Atividades de Campo

Para o desenvolvimento do presente trabalho foram realizadas três atividades de campo, totalizando 20 dias e 158 pontos visitados. O mapa de pontos e uma tabela com coordenadas geográficas de localização dos pontos é apresentado no Anexo 1.

Para mapeamento foram utilizadas as cartas topográficas 1:50.000 de Barros Cassal (Folha SH. 22-V-C-III-2/ MI-2950/2) e Gramado Xavier (Folha SH. 22-V-C-III-4/ MI-2950/4). Para confecção do mapa georreferenciado utilizou-se o software *ArcGis* 9.2.

Na primeira etapa de campo realizou-se o reconhecimento da área foco, localizada entre as cidades de Barros Cassal e Gramado Xavier, no Estado do Rio Grande do Sul, e a delimitação de 100 km² para início do mapeamento em escala de detalhe (1:50.000). Este campo visou o reconhecimento das distintas unidades vulcânicas aflorantes e suas relações de contato, com coleta de amostras para início dos estudos em laboratório.

No segundo e terceiro trabalho de campo deu-se uma maior ênfase ao levantamento de dados estruturais (e.g. padrão de juntas, contatos entre derrames, interações lava-sedimento, feições de fluxo, autobrechas, dimensões, geometria e possíveis zonalidades nos corpos), além da coleta de amostras para posteriores estudos em laboratório.

1.4.2. Análises Petrográficas

Para a presente tese foram confeccionadas 122 lâminas delgadas para análise em microscópio petrográfico de luz transmitida tipo *Olympus* modelo EXP-50 e *Zeiss Axioplan*, pertencentes ao Laboratório de Óptica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. A análise de seções delgadas permitiu (i) definir as assembleias mineralógicas características para cada unidade vulcânica e suas distintas litofácies; (ii) utilizar como ferramenta de auxílio para delimitar a extensão e espessura dos corpos, visto a dificuldade de se diferenciar em campo as obsidianas e rochas afíricas pertencentes as distintas unidades vulcânicas; (iii) caracterizar os aspectos texturais dos minerais e suas relações com a matriz

vítrea, visando entender a evolução petrológica dos magmas; (iv) identificar as microestruturas presentes que podiam fornecer indícios sobre os mecanismos atuantes durante a fase efusiva; (v) selecionar as amostras a serem utilizadas nos estudos de química mineral e química de rocha.

Para registro fotográfico das feições texturais e minerais observadas em lâminas delgadas utilizou-se uma câmara fotográfica *Olympus C5050Z* acoplada ao microscópio *Olympus BXP-50*.

1.4.3. Análise Química dos Minerais

As análises químicas quantitativas dos principais minerais foram efetuadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Departamento de Mineralogia e Geotectônica, do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, utilizando um equipamento JEOL JXA-8600S, provida de cinco espectrômetros de dispersão de comprimento de onda (WDS) com Rowland Circle de 140 mm. Cada espectrômetro é dotado de dois cristais analisadores permutáveis tipo Johann: espectrômetro 1 com cristais STE/TAP, espectrômetro 2 com TAP/PET e espectrômetro 3-5 com cristais tipo PET/LiF. O sistema é acoplado a um espectrômetro de dispersão de energia (EDS) *Noran Voyager* (v.4.3) e os efeitos de matriz foram corrigidos pelo sistema PROZA.

O objetivo destas análises foi caracterizar quimicamente as fases minerais presentes (plagioclásio, piroxênio e opaco), além da matriz vítrea, dando especial atenção às feições texturais (e.g. minerais zonados, feições de dissolução, bordas de reação, etc.) que pudessem revelar os processos evolutivos do magma. As análises dos minerais foram conduzidas sob 15kV, aceleração de 20nÅ e diâmetro de 5 a 10µm, enquanto que para as análises do vidro, com intuito de reduzir os danos pelo feixe elétrons com a difusão de alguns elementos (e.g. Na, K, H₂O), as correntes foram reduzidas para 10nÅ, e o feixe desfocado para um diâmetro de 15 a 20 µm.

Os dados analíticos obtidos por microsonda eletrônica também foram utilizados em diversos modelos de geotermômetro, higrômetros e barômetros para cálculo das estimativas físico-químicas e reológicas do magma em momentos pré e sin-eruptivos. Maiores detalhes sobre os modelos utilizados são apresentados no Capítulo 8 desta tese.

1.4.4. Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

Uma das maiores dificuldades encontradas ao se analisar as obsidianas na microsonda eletrônica foi a interferência de vidro vulcânico, que muitas vezes recobre completa ou

parcialmente os micrólitos e fenocristais. No geral trata-se apenas de uma fina película que, apesar de imperceptível ao microscópio óptico, é suficiente para contaminar a análise, resultando em teores anômalos em alguns elementos (e.g. K, Si, Na) nas fases minerais. Uma medida paliativa foi a de se obter imagens de MEV, onde cristais encobertos pelo vidro não são identificados por elétrons retro-espalhados (*Backscattered Electrons*). As imagens também permitiram visualizar com maior nitidez os zoneamentos composicionais de fenocristais e microfenocristais de plagioclásio e piroxênio, que posteriormente foram analisados por microsonda eletrônica, assim como observar com maior nitidez as características dos pequenos micrólitos (<0,02 mm) e as feições texturais da matriz vítrea.

As imagens de elétrons retro-espalhados e algumas análises EDS foram obtidas no Laboratório de Caracterização Tecnológica da Escola Politécnica da Universidade de São Paulo (LCT-EPUSP), utilizando um Microscópio Eletrônico de Varredura, marca LEO, modelo *Stereoscan 440* com sistema acoplado EDS (*Energy Dispersive Spectrometry*: detector de Si, marca Oxford, modelo INCAx act com tecnologia SDD (*Silicon Drift Detector*)).

1.4.5. Análise Química de Rocha Total

Todo o processo de preparação de amostras foi realizado no Laboratório de Preparação de Amostras (LTA-DMG) e contou com as seguintes etapas: (i) limpeza e retirada de eventuais porções alteradas de amostras representativas; (ii) fragmentação em britador de mandíbulas de aço ou prensa hidráulica até a fração granulo; (iii) quarteamento e moagem em moinho de anéis de ágata do tipo planetário, até obtenção de um pó com granulação < 200 mesh.

As análises químicas foram realizadas nos Laboratórios de Fluorescência de Raio-X e Laboratório de Química e ICP do Departamento de Mineralogia e Geotectônica, do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Para Fluorescência de raios-X (FRX) foram confeccionadas pastilhas prensadas (7,5 g de amostra para 20% de parafina) para determinar a concentração de elementos traços e pastilhas fundidas (9g de amostra para 1g de fundente) para determinação dos elementos maiores, segundo metodologia descrita em Mori et al., (1999).

A concentração de elementos traços adicionais e elementos terras raras de um subconjunto de amostras selecionadas, foram determinados mediante ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), segundo procedimentos analíticos descritos em Navarro et al., (2008).

1.4.6 Geoquímica Isotópica Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total

Análises isotópica Rb-Sr e Sm-Nd de 12 amostras foram realizadas no Centro de Estudos Geocronológicos (CPGeo) da Universidade de São Paulo. As análises de Sm-Nd foram realizadas no espectrômetro de massa ICP-MS - *Thermo Neptune* e as análises de Rb-Sr foram efetuadas via TIMS (*Thermal Ionization Mass Spectrometry*), utilizando-se um espectrômetro VG354 em um detector Faraday único, conforme metodologia apresentada por Torquato e Kawashita (1994), Sato et al. (1995) e Souza. (2009).

Para o cálculo das razões iniciais, foram empregadas correções para as idades de efusão das rochas vulcânicas que compõe a PMPE e razões Rb/Sr e Sm/Nd elementais obtidas por fluorescência de raios-X e ICP-MS, respectivamente. As razões normalizadoras são $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ e $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ e as constantes utilizadas conforme Steiger e Jäger (1978) e De Paolo (1981) para Sr e Nd, respectivamente.

1.5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ayalew, D., Yirgu, G. (2003). Crustal contribution to the genesis of Ethiopian plateau rhyolitic ignimbrites: basalt and rhyolite geochemical provinciality. *Journal of the Geological Society*, 160(1), 47-56.
- Bellieni, G.; Brotzu, P.; Comin-Chiaramonti, P; Ernesto, M.; Melfi, A.J.; Pacca, I.G.; Piccirillo, E.M. (1984). Flood Basalt to Rhyolite Suites in the Southern Paraná Plateau (Brazil): Paleomagnetism, Petrogenesis and Geodynamics Implications. *Journal of Petrology*, 25(3), 579-618.
- Bellieni, G.; Comin-Chiaramonti, P; Marques, L.S; Melfi, A.J.; Nardy, A.J.R.; Papatrechas, C.; Piccirillo, E.M.; Roisemberg, A.; Stolfa, D. (1986) – Petrogenetic Aspects of Acid and Basaltic Lavas from the Paraná Plateau (Brazil): Geological, Mineralogical and Petrochemical Relationships. *Journal of Petrology*, 27(4), 915-944.
- Branney, M.J., Bonnicksen, B., Andrews, G.D.M., Ellis, B., Barry, T.L., McCurry, M. (2008). “Snake River (SR)-type” volcanism at the Yellowstone hotspot track: distinctive products from unusual, high-temperature silicic super-eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 70(3), 293-314.
- Bryan, S.E., Riley, T.R., Jerram, D.A., Stephens, C.J., Leat, P.T. (2002). Silicic volcanism: an undervalued component of large igneous provinces and volcanic rifted margins. *Special Papers-Geological Society of America*, 97-118.
- Bryan, S.E., Ukstins Peate, I.A., Self, S., Peate, D., Jerram, D.A., Mawby, M.R., Miller, J., Marsh, J.S. (2010). The largest volcanic eruptions on Earth. *Earth- Science Reviews*, 102, 207–229.
- Bryan, S.E., Ferrari, L. (2013). Large igneous provinces and silicic large igneous provinces: Progress in our understanding over the last 25 years. *GSA Bulletin*, 125(7/8), 1053–1078.
- De Paolo, D.J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 29(1), 193-196.

- Ewart, A., Marsh, J.S., Milner, S.C., Duncan, A.R., Kamber, B.S., Armstrong, R.A. (2004). Petrology and geochemistry of Early Cretaceous bimodal continental flood volcanism of the NW Etendeka, Namibia. Part 2: Characteristics and petrogenesis of the high-Ti latite and high-Ti and low-Ti voluminous quartz latite eruptives. *Journal of Petrology*, 45(1), 107-138.
- Garland, F.; Hawkesworth, C.J.; Mantovani, M.S.M. (1995). Description and petrogenesis of the Paraná rhyolites, southern Brazil. *Journal of Petrology*, 36, 1193-1127.
- Green, J.C., Fitz III, T.J. (1993). Extensive felsic lavas and rheognimbrites in the Keweenaw Midcontinent Rift plateau volcanics, Minnesota: petrographic and field recognition. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 54(3), 177-196.
- Henry, C.D., Wolff, J.A. (1992). Distinguishing strongly rheomorphic tuffs from extensive silicic lavas. *Bulletin of Volcanology*, 54(3), 171-186.
- Janasi, V.A., Negri, F.A., Montanheiro, T.J., Freitas, V. A., Rocha, B.C., Reis, P.M. (2007). Geochemistry of the eocretacic basalt magmatism in the Piraju-Ourinhos region, SE Brazil, and implications to the stratigraphy of the Serra Geral Formation. *Brazilian Journal of Geology*, 37(1), 148-162
- Janasi, V.D.A., de Freitas, V.A., Heaman, L.H. (2011). The onset of flood basalt volcanism, Northern Paraná Basin, Brazil: A precise U–Pb baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite. *Earth and Planetary Science Letters*, 302(1), 147-153.
- Jerram, D.A. (2002). Volcanology and facies architecture of flood basalts. *Volcanic Rifted Margins*, 362, 119.
- Jerram, D.A., Widdowson, M., (2005). The anatomy of Continental Flood Basalt Provinces: geological constraints on the processes and products of flood volcanism. *Lithos*, 79(3), 385-405.
- Lange, R.A. (2002). Constraints on the pre-eruptive volatile concentrations in the Columbia River flood basalts. *Geology*, 30(2), 179-182.
- Lima, E.F.D., Philipp, R.P., Rizzon, G.C., Waichel, B.L., Rossetti, L.D (2013). Sucessões vulcânicas, modelo de alimentação e geração de domos de lava ácidos da Formação Serra Geral na região de São Marcos-Antônio Prado (RS). *Geologia USP. Série Científica*, 12(2), 49-64.
- Luchetti, A.C.F.; Machado, F.B.; Nardy, A.J.R.; Squizzato, E.; Oliveira, M.A.F. (2005). Litoestratigrafia e litogeoquímica das rochas vulcânicas ácidas associadas ao vulcanismo Serra Geral. In: *Anais do III Simpósio de Vulcanismo e Associados*, Cabo Frio, R.J., 1, 277-282.
- Marsh, J.S.; Ewart, A.; Milner, S.C.; Duncan, A.R.; Miller, R.McG. (2001). The Etendeka Igneous Province: magmas types and their stratigraphic distribution with implications for the evolution of the Paraná-Etendeka flood basalt province. *Bulletin of Volcanology*, 62, 464-486.
- Mason, B.G., Pyle, D.M., Oppenheimer, C. (2004). The size and frequency of the largest explosive eruptions on Earth. *Bulletin of Volcanology*, 66(8), 735-748
- Mawby, M.R., Bryan, S., Jerram, D.A., Davidson, J.P. (2006). How are Super'eruptions preserved in the past? Volcanological features of Large Volume Silicic Eruptions of the Paraná-Etendeka. In *AGU Fall Meeting Abstracts* , 1, 683.
- Milner S.C., Duncan A.R., Ewart A., (1992). Quartz latite rheognimbrite flows of the Etendeka Formation, north-western Namibia. *Bulletin Volcanology*, 54, 200-219
- Milner, S.C.; Duncan, A.R.; Whittingham, A.M.; Ewart, A. (1995). Trans Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silicic units within the Paraná-Etendeka igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69, 137-157.

- Mori, P.E., Reeves, S., Correia, C.T., Haukka, M., 1999. Development of a fused glass disc XRF facility and comparison with the pressed powder pellet technique at Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 29, 441-446.
- Nardy, A.J.R. (1995) – *Geologia e petrologia do Vulcanismo mesozóico da Região central da Bacia do Paraná*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas – Rio Claro (SP), 315p.
- Nardy, A. J. R., Oliveira, M. A. F., Betancourt, R. H. S., Verdugo, D. R. H., and Machado, F. B.: Geologia e estratigrafia da Formação Serra Geral, *Revista Geociências*, 21, 15–32, 2002.
- Nardy, A.J.R., Machado, F.B., de Oliveira, M.A.F. (2008). As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. *Brazilian Journal of Geology*, 38(1), 178-195.
- Navarro, M.S., Andrade, S., Ulbrich, H., Gomes, C.B., Girardi, V.A.V., (2008). The Direct Determination of Rare Earth Elements in Basaltic and Related Rocks using ICP-MS: Testing the Efficiency of Microwave Oven Sample Decomposition Procedures. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 32(2), 167-180.
- Negri, F. A., Montanheiro, T. J., Janasi, V. A., Reis, P. M. (2006). Mapa de distribuição das rochas vulcânicas nas Folhas Piraju/SP e Jacarezinho/SP-PR.SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia*, 43, 247.
- Peate, D.W., Hawkesworth, C.J.; Mantovani, M.S.M. (1992). Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (S. America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, 55, 119-139.
- Peate, D.W. (1997). The Paraná-Etendeka Province. In: Mahoney, J.J. & Coffin, M.F. (eds) Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism. Geophysical Monograph 100, *American Geophysical Union (AGU)*, 217-245.
- Peate, D. W. (2009). Global dispersal of Pb by large-volume silicic eruptions in the Paraná-Etendeka large igneous province. *Geology*, 37(12), 1071-1074.
- Roisenberg, A. (1990). *Petrologia e Geoquímica do Vulcanismo Ácido Mesozóico da Província Meridional da Bacia do Paraná*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre (inédito).
- Sato, K., Tassinari, C.C.G., Kawashita, K., Petronilho, L., (1995). O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 67, 315-336
- Souza, S.L., (2009). Métodos radiométricos Rb-Sr e Sm-Nd no CPGeo Igc-USP. In: Simpósio 45 anos de Geocronologia no Brasil, 2009, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*, 137-139.
- Steiger, R.H., e Jager, E., (1978). Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 359-362
- Torquato, J r. e Kawashita, K., (1994). Geologia Nuclear V - O método Rb/Sr. *Revista de Geologia*, 46pp.
- Waichel, B. L., de Lima, E. F., Viana, A. R., Scherer, C. M., Bueno, G. V., & Dutra, G. (2012). Stratigraphy and volcanic facies architecture of the Torres Syncline, Southern Brazil, and its role in understanding the Paraná–Etendeka Continental Flood Basalt Province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 215, 74-82.

CAPITULO 2

REVISÃO CONCEITUAL – VULCANISMO ÁCIDO

O magmatismo ácido pode manifestar-se em superfície de duas formas distintas, por meio de efusão de lavas, podendo constituir derrames e domos vulcânicos; ou através de erupções explosivas gerando grandes volumes de material piroclástico. A viscosidade do magma, associada a outros fatores físicos e químicos, tais como temperatura, pressão litostática, composição do magma, teor e tipo de voláteis, velocidade de ascensão e permeabilidade do magma e das paredes do conduto; são tidos como os principais parâmetros que irão controlar o tipo de erupção e o grau de explosividade da atividade vulcânica.

2.1 ERUPÇÕES EFUSIVAS

2.1.1 Derrames ou Fluxos de Lava

A efusão de fluxos lavas ou derrames corresponde a principal forma de manifestação vulcânica na superfície da Terra. Os aspectos reológicos da lava (controlados principalmente pela composição e temperatura) somados a taxa de extrusão e características do terreno (por onde a lava escorre) irão definir a velocidade do fluxo, a morfologia do corpo, sua extensão e taxa de resfriamento.

Entre os tipos de lavas mais conhecidos estão as lavas 'a'a e pahoehoe, formadas em lavas de baixa viscosidade, principalmente as de composição básica, e blocada associada a lavas de maior viscosidade, no geral, de composições mais ácidas.

Lavas do tipo 'a'a de formam em fluxos com altas taxas de descarga, que fluem sobre superfícies inclinadas, mais frequentemente em canais abertos de escoamento. Estas lavas caracterizam-se principalmente por suas superfícies escoriáceas, onde se têm fragmentos de lava vesiculada imersas na porção central do fluxo, no geral, menos vesiculada.

Lavas blocadas são resultantes do escoamento de lavas viscosas, no geral associada a composições mais ácidas como riolitos e dacitos. Estas lavas caracterizam-se pela presença de uma grande quantidade de fragmentos angulosos com superfícies lisas e dimensões irregulares.

O fluxo de lava pahoehoe se caracteriza como fluxos de baixa velocidade que avançam na forma de lobos de pequena espessura. Uma das principais características destas lavas é sua capacidade de manter uma crosta de resfriamento lisa e não fragmentada, com diversas ondulações ou feições “cordadas”.

Lavas do tipo rubbly correspondem a uma variedade de transição de pahoehoe para lavas do tipo ‘a’a. Estas lavas apresentam maiores espessuras e extensões que os lobos de uma pahoehoe comum, apresentando um núcleo maciço, envolto por uma lava mais vesicular e coberto por um topo de auto-brecha. Os fragmentos da auto-brecha são caracteristicamente vesiculados e oxidados, com dimensões irregulares.

2.1.2 Lavas Domos

Por definição, lava domo são morros gerados pela extrusão de uma lava viscosa, associada em geral a magmas com alto teor de sílica. As altas taxas de efusão somadas a baixas velocidades de dispersão lateral em superfície (em resposta a alta viscosidade) fazem com que estas lavas alcancem espessuras de <50 a >500 m, com médias em torno de 100 m (Cas e Wright, 1987; Fig. 2.1).

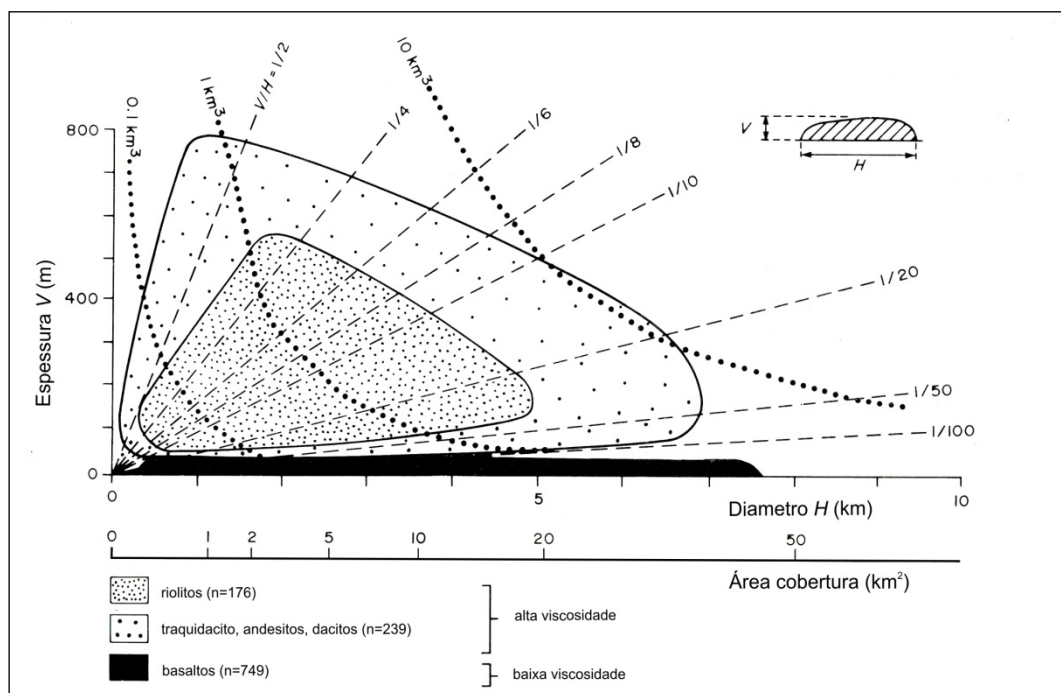


Fig. 2.1 Dimensões das lavas de diferentes composições, segundo Cas e Wright (1987). As duas escalas ao longo do eixo-x dão a área de cobertura pela extrusão e o diâmetro do círculo que contém esta área. As linhas tracejadas marcam a razão V/H . As linhas pontilhadas são guias aproximados dos volumes extrudidos.

Sua morfologia pode ser bastante variada (*e.g.* tabulares, circulares, elípticas, irregulares, etc.), com diâmetros de poucos metros a alguns quilômetros (<5 km), e terminações, em geral, abruptas e íngremes. De acordo com Fink e Anderson (1999), o crescimento do domo pode ser constante ou episódico, com taxas de efusão que podem variar de 1 m³/s a 100 m³/s, no período de algumas horas ou muitas décadas.

Quando a superfície do domo se expande para acomodar a efusão de lava no seu interior através do conduto (conforme ilustrado na Fig. 2.2a, b, c), ele é classificado de domo endógeno (Willian, 1932 *apud* Newhall e Melson, 1983). Estes tipos de domo são característicos de lavas de alta viscosidade (> 10⁷ P), sendo que as porções externas já resfriadas (base, topo e *front*) dificultam ainda mais o escoamento da lava, quebrando-se devido à enorme pressão de expansão exercida sobre elas e desenvolvendo autobrechas (a carapaça já resfriada, constituída por obsidiana maciça, bandada ou intensamente vesiculada (púmice), se fragmenta gerando clastos angulosos que são envoltos por uma lava ainda em estado plástico).

É comum que domos formados por lavas de menor viscosidade (<10⁷ P) desenvolvam lóbulos, também denominados *coulées* (Fig. 2.2d). Estas estruturas são ejetadas do centro do domo e caracterizam-se como fluxos mais delgados de rocha afírica ou vítrea, apresentando diversas estruturas e feições de fluxo indicativas de uma baixa viscosidade da fusão (Cas e Wright, 1987). Quando o crescimento do domo ocorre devido a um sucessivo empilhamento de *coulées* ele passa a ser denominado de domo exógeno (Williams, 1932 *apud* Newhall e Melson, 1983). Alguns domos exibem dois estilos de crescimentos simultâneos (exógeno e endógeno) e outros podem alterar seu estilo de endógeno a exógeno, ou vice-versa, com o passar do tempo (Newhall e Melson, 1983).

De acordo com Cas e Wright (1987), as lavas ácidas podem apresentar uma grande variedade litológica e textural, que incluem: obsidianas (*pichestone*, maciças, vesiculadas, bandadas, com foliação de fluxo e dobradas), camadas ricas em esferulitos (encontradas principalmente nas carapaças), camadas intensamente vesiculadas ou “lava pumiceas”, horizontes de rocha cristalina (riolitos) e zonas ricas em perlitos. Destas, os riolitos bandados representam o principal componente da maioria das lavas ácidas, especialmente domos, sendo que a principal fase de cristalização ocorre em momentos pós-eruptivos, durante a colocação e subsequente resfriamento do derrame. Em geral, carapaças vítreas (com aproximadamente 10 m) podem ser geradas ao redor destas lavas riolíticas, exceto quando as lavas são muito delgadas, podendo neste caso, ser constituídas inteiramente por obsidiana (Cas e Wright, 1987).

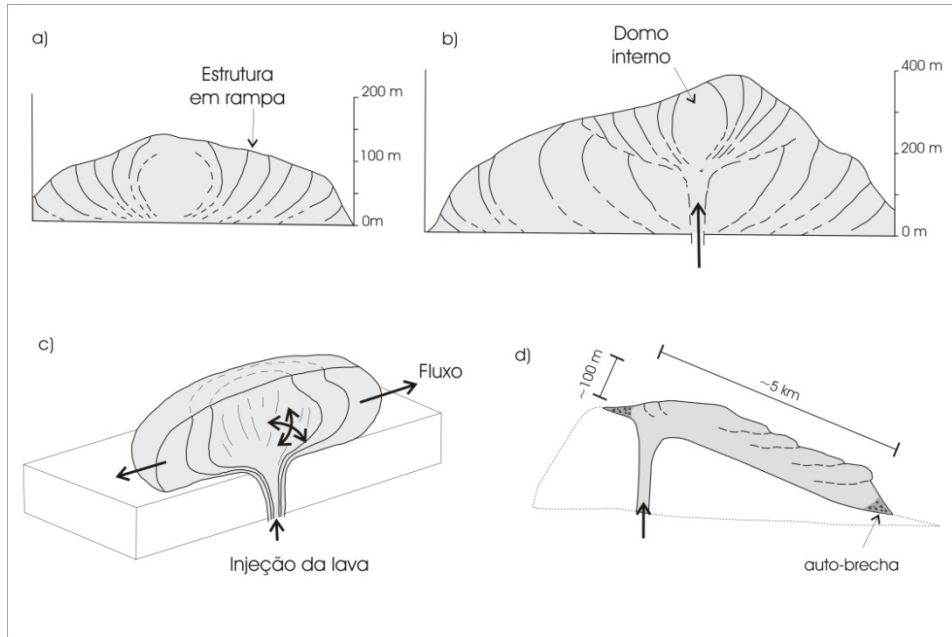


Fig. 2.2 Modelos de domos endógenos de Richardson (1978) *apud* Cas e Wright (1987), baseados em domos riolíticos observados em Lipari, Ilhas Aeolian, Itália: a) Domo S.Giuseppe; b) Domo Mount Guardia; c) modelo tridimensional para crescimento de domo; d) figura esquemática de lavas *coulées* adaptado de Branney et al., (2008).

2.1.3 Lavas Tipo-SR

O modelo de lava-SR foi proposto por Branney et al (2008) e está associada a uma nova categoria de vulcanismo ácido de grande escala denominada de Vulcanismo tipo Snake River (SR) (*op.cit.*). Estas lavas caracterizam-se como derrames de grande volume de massa e baixas razões espessura *vs* extensão (Fig. 2.3).

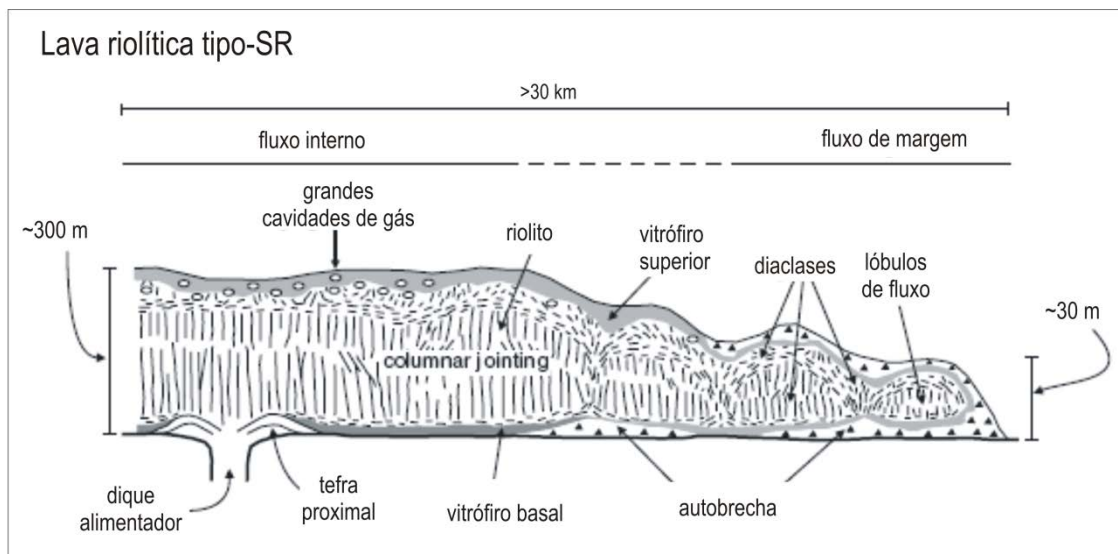


Fig. 2.3 Modelo proposto por Branney et al (2008) para lavas riolíticas tipo-SR. São lavas bastante volumosas, extensas e de baixas razões altura *vs* extensão (notar o exagero vertical).

Segundo os autores, vulcanismo tipo-SR envolve magmas metaluminosos, anidros, com baixo $\delta^{18}\text{O}$ e baixas viscosidades, em parte devido as altas temperaturas magmáticas (900-1050 °C). As características para lavas ácidas (descritas no item anterior) também são aplicadas as lavas tipo-SR

2.2 ERUPÇÕES EXPLOSIVAS

Erupções explosivas podem gerar grandes volumes de material piroclástico, i.e. fragmentos de rocha e poeira, somado a gases quentes; que podem ser lançados na atmosfera como colunas eruptivas de até 50 km de altura ou formar fluxos piroclásticos que descem as encostas do edifício vulcânico a velocidades de até 400 m/s.

O principal mecanismo que desencadeia uma erupção explosiva é o aumento de pressão no interior do conduto vulcânico devido à exsolução de voláteis contidos no magma. Diversos outros fatores podem estar associados a estes mecanismos, incrementando a força de explosividade e fragmentação, entre eles: a viscosidade do magma, temperatura, pressão interna na câmara, geometria do conduto, mistura de magmas, contato com água externa (explosões freatomagmáticas), etc. (Scandone, 1996).

O decréscimo de pressão durante a subida progressiva do magma induz a exsolução de componentes voláteis que, sob a forma de bolhas, crescem de maneira difusa e acelerada até atingir uma concentração de 70 a 80% da fusão (Cashman et al., 1999). A partir deste ponto, a nucleação de bolhas é inibida pela pressão interna do conduto (que atinge um valor supercrítico) e pela alta viscosidade do magma residual, já pobre em componentes voláteis, dando inicio ao processo de fragmentação no conduto.

A solubilidade de voláteis na fusão é controlada principalmente pela pressão confinante. E o processo de exsolução (sob a forma de vesículas) só irá ocorrer quando a pressão de voláteis dentro da câmara ou conduto se igualar à pressão confinante. Sendo assim, quanto maior o conteúdo de voláteis no magma, maior será a pressão de vapores exercida e a maiores profundidades a exsolução poderá ser iniciada (Cas e Wright, 1987). Para magmas saturados em voláteis, o processo de nucleação de vesículas se inicia ainda a altas profundidades, enquanto magmas insaturados tornam-se mais vesiculados somente a profundidades muito rasas.

Se a velocidade de ascensão do magma for alta, o desenvolvimento de bolhas também será prejudicado, e neste caso, assim como em magmas insaturados, o processo de fragmentação ocorre muito tardiamente e a erupção explosiva não se desenvolve.

A força explosiva de um magma em erupção ocorre durante a fragmentação, quando a energia potencial de um magma em expansão é convertida em energia cinética (quando o magma se fragmenta em pedaços individuais) e então para energia termal, com a geração de colunas piroclásticas (Cashman et al, 1999). A energia termal dissipada dependerá da temperatura e da composição do material lançado.

As colunas piroclásticas são geradas pela fragmentação do magma e consequente descarga do material pela boca do conduto, na forma de violentas e turbulentas plumas convectivas movidas à alta velocidade. As colunas podem ser mantidas por um longo período de tempo devido à continua descarga de material pelo conduto ou podem desestabilizar-se gerando correntes de densidade piroclástica.

2.2.1. Correntes de Densidade Piroclástica

São correntes geradas pelo colapso (assimétrico ou lateral) de uma coluna piroclástica, por explosões laterais direcionadas ou fluxos de detritos de rochas oriundas do domo.

Estas correntes descem as encostas do vulcão com velocidades de até 400m/s e estão constituídas por fragmentos de rocha, gases e líquidos a altíssimas temperaturas. As correntes podem ser diluídas (*surges* e nuvens de cinza) ou podem apresentar uma alta concentração de sólidos (correntes de fluxo). A principal diferença está no mecanismo de transporte e deposição, usando-se como principal parâmetro discriminante a presença ou ausência de turbidez.

As correntes de fluxo são densas, parcialmente fluidificadas (com alta concentração de partículas) e pouco turbulentas. Sua distribuição é controlada principalmente pela topografia, depositando-se em vales adjacentes ao vulcão. Durante a passagem do fluxo e deposição de material mais denso, a entrada de ar externo permite o início da flotação de partículas finas, aumentando a turbulência, e possivelmente resultando em plumas co-ignimbríticas, também denominadas de *ash-cloud-surges*.

Entre os diversos tipos de fluxos existentes, o fluxo de púmice é o que merece maior destaque, pois seus depósitos, também denominados de ignimbritos, representam os mais volumosos e mais extensos depósitos piroclásticos conhecidos.

2.2.2. Ignimbritos

O uso do termo ignimbrito é um pouco controverso na literatura. Alguns pesquisadores utilizam o termo no sentido litológico, referindo-se a todo tufo soldado. Outros têm utilizado o termo no sentido genético, referindo-se aos depósitos de fluxo piroclástico. No entanto, a

definição mais aceita é a de Cas e Wright (1987) na qual um ignimbrito caracteriza-se como uma rocha ou depósito formado a partir de uma ou mais unidades de fluxo piroclástico de púmice (*pumice-flow*), independente de estar ou não soldado.

Fluxos de púmice são as correntes geradas pelo colapso de colunas piroclásticas plinianas (erupções de grande magnitude e intensidade geralmente associadas à formação de caldeiras) e estão constituídas por uma grande quantidade de fragmentos juvenis (i.e. fragmentos vesiculados do magma em erupção que podem ser vítreos ou parcialmente cristalizados, sendo representados por púmices, escórias e *glass-shard*).

Seus depósitos são caracteristicamente maciços e muito mal selecionados, podendo apresentar variações granulométricas dentro de uma mesma unidade de fluxo.

As espessuras também podem variar bastante, podendo ultrapassar os 100 m quando confinados em vales. Baseando-se na relação espessura x área de dispersão, Walker (1983) classificou os depósitos como (i) HARI (*high aspect ratio ignimbrites*): fluxos controlados pela topografia – deposita-se passivamente no fundo de vales e resulta em espessos depósitos, com possível zoneamento de soldagem; (ii) LARI (*low aspect ratio ignimbrites*) fluxos gerados por eventos cataclísmicos – seus fluxos podem ultrapassar barreiras topográficas e rios a altas velocidades, o que resultará em depósitos extensos, com pouca espessura e maior soldamento.

Soldamento é o processo de coesão e deformação do material piroclástico depositado a altas temperaturas e com uma carga sobreposta (Freundt et al, 1999). O soldamento não é uniforme em todo o depósito e pode ocorrer dentro de zonas, associado a outros processos pós-deposicionais como desvitrificação, reomorfismo e alteração fase-vapor.

A desvitrificação envolve a cristalização sub-sólida de vidro vulcânico resultando no intercrescimento de cristobalita e feldspato alcalino potássico, por vezes em arranjo fibro-radial (Freundt et al, 1999). É mais frequente que este processo ocorra em ignimbritos com alto grau de soldamento.

Já o reomorfismo representa uma fluidez secundária que ocorre durante a fase de soldamento do ignimbrito, no qual, devido às altas temperaturas, o depósito se mantém em estado plástico. O reomorfismo é evidenciado principalmente pela presença de textura eutaxítica e *fiammes*.

A alteração fase-vapor, por sua vez, ocorre durante a percolação de fluidos derivados do resfriamento do próprio fluxo, que preenche os espaços vazios e “cimenta” a rocha.

2.2.3. Reoignimbritos

Quando magmas insaturados e de elevada temperatura ascendem a altas velocidades à superfície, a nucleação de bolhas se dá de forma muito lenta, retardando o disparo do processo de fragmentação (que pode ocorrer apenas na boca do conduto) e resultando em erupções de baixa magnitude explosiva. Desta forma, a coluna piroclástica resultante apresentará pouco desenvolvimento vertical, sem a presença da zona convectiva e zona de *umbrella* (zonas que constituem a pluma piroclástica), o que irá dificultar a entrada de ar externo que tende a resfriar o sistema.

Devido à pouca perda de calor, as altas temperaturas passam a exercer um forte controle na movimentação dos fluxos piroclásticos, permitindo que os fragmentos vítreos se mantenham em estado semi-plástico. Os gases quentes exsolvidos do magma e lançados durante a erupção movimentam-se a altas velocidades carregando todo o material piroclástico em densas nuvens que se espalham pelo paleo-relevo, formando depósitos do tipo LARI. Durante o transporte e deposição, os fragmentos ainda se encontram em estado semi-plástico e a partir do processo de aglutinação e coalescência passam a constituir fluxos, semelhantes a lavas, que seguem se movimentando em estado plástico, até que alcance seu total resfriamento (Branney e Kokelaar, 1992).

Pelo fato destes depósitos apresentarem feições idênticas aos derrames de lava, eles foram denominados de *lava-like*, tornando-se, às vezes, quase impossível diferenciá-los, pois fragmentos piroclásticos podem ser completamente obliterados pelo processo de soldamento e reomorfismo. De acordo com alguns pesquisadores (*e.g.* Bonnicksen e Kauffman, 1987; Branney et al, 1992; Henry e Wolff, 1992), a presença de autobrechas basais, característica de lavas riolíticas, não são esperadas em ignimbritos reomórficos e a única forma de inferir uma origem piroclástica a este tipo de rocha é através das relações de campo, como por exemplo, uma gradação lateral ou vertical para fácies ignimbriticas menos soldadas (evidentes tufos vitroclásticos).

2.3 REFERÊNCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Branney, M.J., Kokelaar, P. (1992). A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bulletin of Volcanology*, 54, 504-520.
- Bonnicksen, B., Kauffman, D.F. (1987). Physical features of rhyolite lava flows in the Snake River Plain volcanic province, southwestern Idaho. The emplacement of silicic domes and lava flows. *Geological Society of America - Special. Paper*. 212, 119-145.

- Branney, M.J., Bonnicksen, B., Andrews, G.D.M., Ellis, B., Barry, T.L., McCurry, M. (2008). “Snake River (SR)-type” volcanism at the Yellowstone hotspot track: distinctive products from unusual, high-temperature silicic super-eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 70(3), 293-314.
- Cas, R.A.F.; Wright, J.V. (1987). *Volcanic Successions, modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions*. Allen & Unwin (Publish) Ltd., U.K., 487p.
- Cashman, K.V., Sturtevant, B., Papale, P., and Navon, O., (2000). Magmatic fragmentation. In Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., and Stix, J., eds., *Encyclopedia of Volcanoes*: San Diego, Academic Press, 421-430.
- Fink, J.H.; Anderson, S.W., (1999). Lava Domes and Coulées in: Sigurdsson H. (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego, Academic Press, 307-320.
- Freundt, A.; Wilson, C.J.N.; Carey, S.N. (1999). Ignimbrites and Block and ash Flow Deposits in: Sigurdsson H. (Ed), *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego, Academic Press, 581-600.
- Henry, C. D., Wolff, J. A. (1992). Distinguishing strongly rheomorphic tuffs from extensive silicic lavas. *Bulletin of Volcanology*, 54(3), 171-186.
- Newhall, C.G.; Melson, W.G. (1983). Explosive activity associated with the growth of volcanic domes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17, 111-131.
- Scandone, R. (1996). Factors Controlling the Temporal Evolution of Explosive Eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 72, 71-83.
- Walker, G.P.L. (1983). Ignimbrites types and ignimbrites problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17, 65-88.
- Williams, H. (1932). The history and character of volcanic domes. *University of California publications. Bulletin of the Department of Geological Sciences*, 21(5), 51-146.

CAPITULO 3

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1 PROVINCIA MAGMÁTICA PARANÁ-ETENDEKA – ASPECTOS GERAIS

A Província Magmática Paraná Etendeka (PMPE) representa uma das maiores províncias magmáticas do planeta, englobando cerca de 900.000 km³ de rochas vulcânicas e sub-vulcânicas da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná (Província Magmática do Paraná - PMP) e da Formação Etendeka (Província Magmática de Etendeka - PME) a NW de Namíbia, no continente africano (Fig. 3.1). Estas duas formações estiveram outrora unidas no Gondwana e sua gênese está intimamente relacionada ao processo de distensão, rifteamento e abertura do Oceano Atlântico a aproximadamente 130 Ma.



Fig. 3.1 Mapa adaptado de Peate et al. (1999), mostrando a localização das Províncias Magmáticas de Paraná (PMP) e Etendeka (PME), nos continentes da América do Sul e África, respectivamente

A Província Magmática do Paraná (PMP) estende-se por uma área de aproximadamente 917.000 km² (\pm 15.000 km²) sobre os estados do sul e centro-oeste do Brasil (Formação Serra Geral), além de países vizinhos, como sudeste do Paraguai (Formação Alto Paraná), leste do Uruguai (Formação Arapey) e norte da Argentina (Membro Posadas da Formação Curuzú Cuatiá) – Fig. 3.2.

Com espessuras médias em torno de 660 m e máximas de 1.700 m ao longo do eixo central da Bacia o volume médio estimado para todas as rochas vulcânicas da província é de 600.000 km³, sendo destas ~450.000 km³ relativo a rochas extrusivas e ~112.000 km³ para

corpos intrusivos, como sills e diques (Frank et al., 2009). Segundo Nardy (1995), os derrames basálticos podem apresentar espessuras individuais de 10 até 90 m constituindo sequencias que superaram 1.000m de espessura, enquanto as rochas vulcânicas ácidas apresentam espessuras individuais de 20 a 80 m, formando sequencias de até 400 m de espessura.

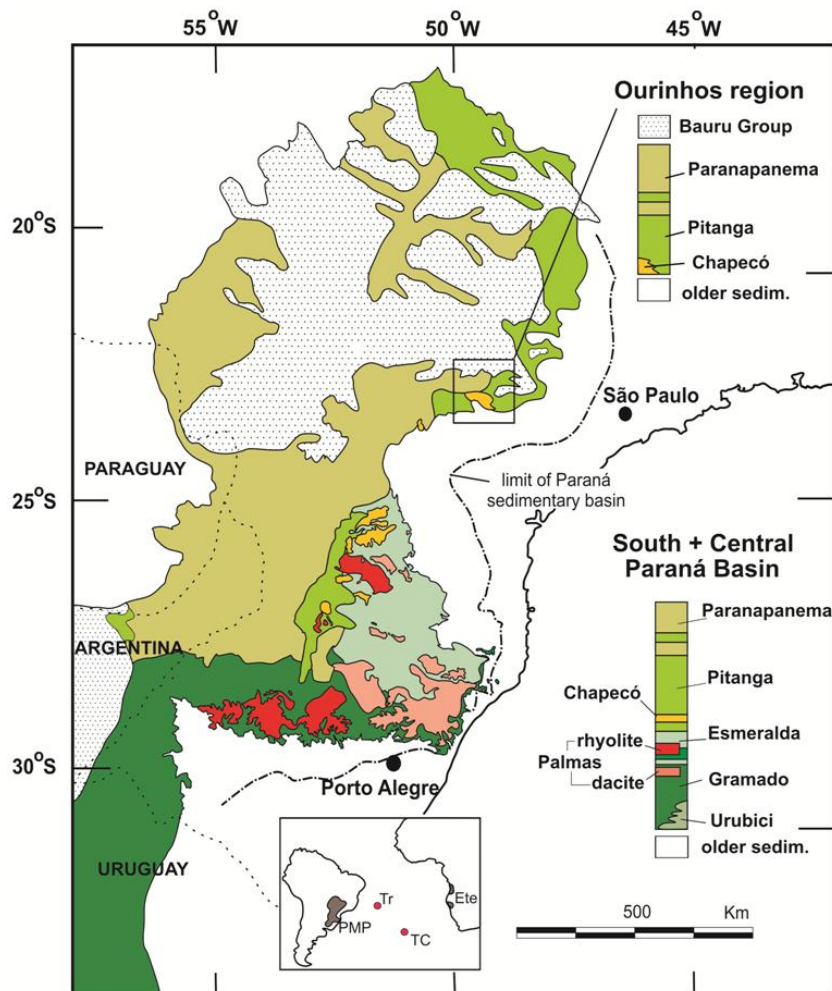


Fig.3.2 Mapa da Província Magmática do Paraná mostrando a distribuição dos basaltos do tipo alto e baixo Ti e rochas associadas de composição ácida. Adaptado de Janasi et al. (2011).

Como uma província de magmatismo bimodal, estima-se que 90% das rochas que compõem a PMPE sejam basaltos toleíticos continentais. Rochas vulcânicas intermediárias e ácidas equivalem a 7 e 3%, respectivamente, do volume total (Bellieni et al., 1984; 1986), e podem ser encontradas no topo do pacote vulcânico (no caso das rochas ácidas Tipo Palmas a sul da província) ou na base da pilha de basaltos (observados a norte da PMP, representadas pelas rochas ácidas tipo Chapecó), sendo que estas últimas encontram-se assentadas diretamente sobre os arenitos eólicos da Formação Botucatu da Bacia do Paraná.

A maioria das lavas datadas pelo método K-Ar sugere que o evento eruptivo do PMP teria se iniciado há 138 Ma persistindo até 115 Ma atrás (e.g. Rocha Campos et al., 1988), no

entanto, hoje há um consenso de que a principal fase magmática ocorreu entre 133 e 130 Ma (Renne et al., 1992a, 1996a, 1996b, Peate et al., 1992, Turner et al., 1994, Stewart et al., 1996, Ernesto et al., 1999, 2002, Mincato et al., 2003), com uma aparente migração do vulcanismo de sul para norte da Bacia (Renne et al., 1992a, 1992b) hipótese comprovada também por dados paleomagnéticos (Ernesto et al., 1999). Datações mais recentes divulgados por Janasi et al., (2011), sugerem que o magmatismo teria se iniciado a $134,3 \pm 0,8$ Ma, tomando como base as datações U-Pb TIMS em zircão e baddeleíta, considerando ainda um período de ~ 3 Ma para a colocação dos magmas ácidos alto-Ti.

Já a Província Magmática de Etendeka (PME) é interpretada como um remanescente erodido do PMP (Peate, 1992, Ewart et al., 2004a, 2004b), cobrindo uma área de ~ 80.000 km² ao longo da costa norte da Namíbia e atravessando 130 km para o interior do país, com espessuras máximas de 1.000 m e volumes estimados de ~ 78.000 km³ (Harris et al., 1989, Peate et al., 1992, Milner et al., 1995a), conforme ilustrado na Fig. 3.3.

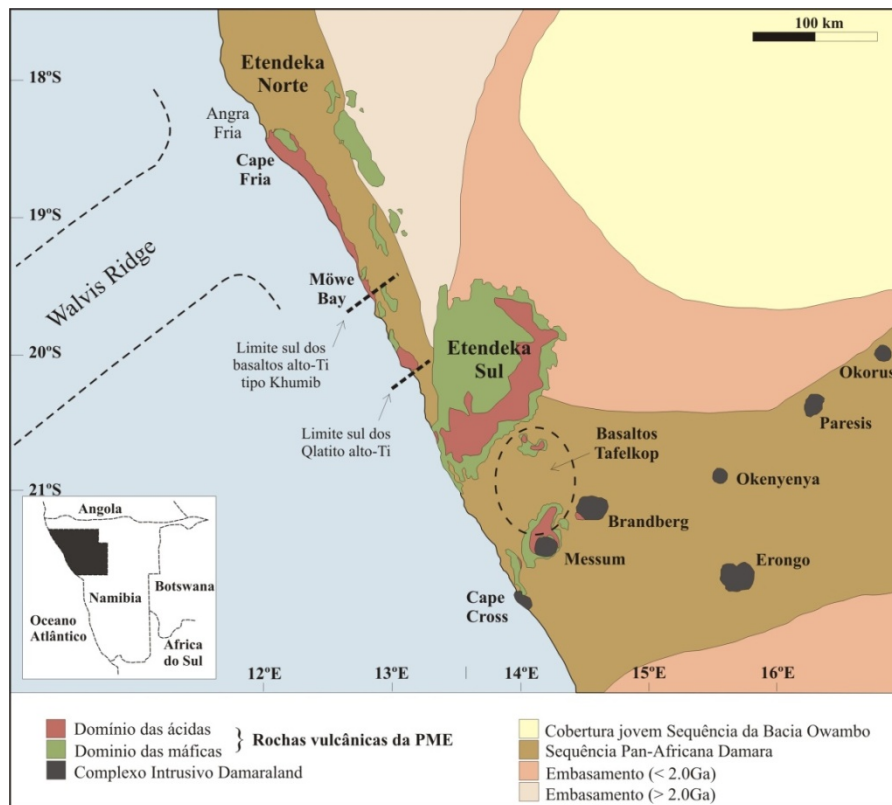


Fig. 3.3 Mapa da Província Magmática de Etendeka (PME), a noroeste da Namíbia (África), apresentando as principais ocorrências das suítes vulcânicas ácidas e máficas do PME, além do Complexo Intrusivo de Damaraland. Adaptado de Ewart et al. (2004a, 2004b).

Segundo Milner et al. (1995a, 1995b) estas sucessões vulcânicas consistem de basaltos e andesito-basaltos toleíticos (51 a 59% de SiO₂) intercalados com rochas vulcânicas ácidas, classificadas de quartzo latito com teores de SiO₂ entre 66 e 69%. Além destas sucessões

vulcânicas também fazem parte do PME rochas intrusivas associadas, que incluem complexos de sills, enxames de diques e complexos intrusivos, com destaque para o Complexo Damaraland (Milner et al., 1995b) e Complexo Messum (que comporta rochas alcalinas, toleítos, carbonatitos, riolitos e diques anelares, sendo interpretada como uma caldeira por Ewart et al., 1998a, 2002). Toda a sequência vulcânica da PME, assim como grande parte dos diques e complexos intrusivos apresentam idades de $131,7 \pm 0,7$ Ma e $132,3 \pm 0,7$ Ma (Renne et al., 1996b).

Em contraposição à PMP, as rochas de composição ácida de Etendeka representam mais de 50% do volume total exposto, estendendo-se por >8.800 km², com volumes de corpos individuais variando entre 400 a 2.600 km³ e espessuras entre 40 e 300 m (Milner et al., 1992). A partir de raras evidências de texturas piroclásticas, os autores (Milner et al., 1992) atribuem a estas rochas vulcânicas ácidas uma origem explosiva, assumindo tratar-se de ignimbritos de alto grau de soldamento (i.e. reoignimbritos ou lava-like).

3.2. CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA E ESTRATIGRAFIA DA PMP

Trabalhos pioneiros ofereciam uma classificação generalizada para as rochas vulcânicas da PMPE, denominando todas as rochas com conteúdos de SiO₂ < 62% de basaltos e aquelas com SiO₂ > 64% de riolitos. A ausência – “virtual” segundo Peate (1997) – de rochas com teores de SiO₂ entre 60 e 64% em peso, foi utilizada como um marcador composicional para esta divisão.

3.2.1 Basaltos da PMP

A proposta de classificação composicional que deu impulso à classificação atual, foi apresentada por Bellieni et al. (1984a) e Mantovani et al. (1985), que dividiram os basaltos da PMP com base na concentração de TiO₂ e abundância em elementos incompatíveis. O grupo **baixo-Ti** (TiO₂ < 2%) restringe-se à porção sul da província, e tem como característica o empobrecimento em Ba, La, Ce, Zr e Sr, e enriquecimento em Rb, Th e U em comparação às rochas de **alto-Ti** (TiO₂ > 2%) que predominam nas porções centro e norte da PMP. Alguns autores (e.g. Bellieni et al., 1986, Piccirillo et al., 1987, Petrini et al., 1987) com o intuito de “facilitar” a organização de dados obtidos pelo vasto território do PMP (Peate et al., 1992) subdividiram a província em três setores geográficos principais, limitadas por lineamentos tectônicos regionais de direção E-W (Fig. 3.2), sendo eles: i) Setor-sul: a sul do lineamento Uruguai com predomínio das rochas de baixo-Ti, ii) Setor-central: entre os lineamentos do Rio Uruguai e Rio Piqueri, considerada como zona de transição entre os setores sul e norte, iii) Setor

Norte: a norte do lineamento do Rio Piqueri predominam as lavas alto-Ti. No entanto, como estes divisores geográficos também se transformaram em “divisores geoquímicos” (e.g. Piccirillo et al., 1988a, 1988b) os lineamentos passaram a serem interpretados como estruturas que exerceram forte influência na natureza e distribuição destes tipos de magma em superfície (Peate et al., 1992), optando-se, posteriormente, em abandonar esta subdivisão.

Estudos geoquímicos e isotópicos subsequentes (Fodor et al., 1985, Petrini et al., 1987, Piccirillo et al., 1987, 1988b, 1988c, Peate et al., 1990, 1992, 1999) permitiram estabelecer uma tipologia mais detalhada para os basaltos, distinguindo seis subtipos que se dividem entre os de alto-Ti (Urubici, Pitanga e Paranapanema) e baixo-Ti (Gramado, Esmeralda e Ribeira), conforme apresentado na Tabela 3.1 e ilustrado na Fig. 3.4 (seção estratigráfica para os basaltos do PMP, elaborada por Peate et al., 1992) e Fig. 3.5 (diagramas geoquímicos).

A primeira diferença composicional foi observada por Bellieni et al. (1984a) para basaltos alto-Ti, separando o tipo Pitanga (oeste e norte do PMP) do tipo Urubici (restrito a uma pequena área a sudeste do PMP). Em comparação aos demais basaltos da província, ambos os tipos apresentam altos conteúdos de TiO_2 ($\sim >3\%$) e abundância em elementos traços incompatíveis (com exceção para os elementos LIL – Large Ion Lithophile), sendo que entre eles, o magma tipo Pitanga caracteriza-se por apresentar conteúdos mais baixos de SiO_2 , TiO_2 , K_2O e Sr (210-625 ppm versus 550-1050 ppm do tipo Urubici) e teores mais altos de Fe_2O_3 – estes dois últimos considerados como os melhores elementos discriminantes (Bellieni et al., 1984a).

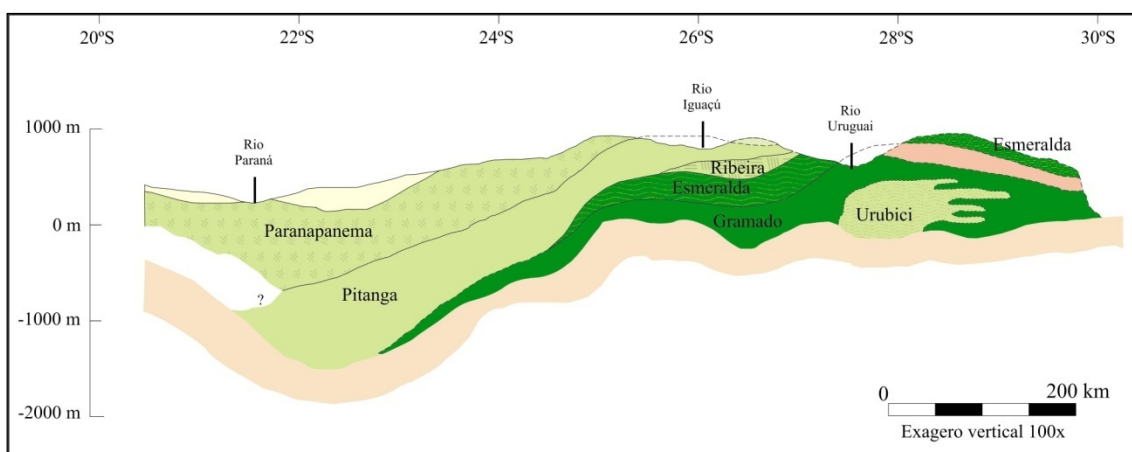


Fig. 3.4 Seção esquemática de direção N-S ao longo de 52°W, ilustrando a estratigrafia interna da sequência de derrames básicos do PMP, baseando em informações providas de furos de sondagem. Modificado de Peate et al. (1992).

Concentrações intermediárias de TiO_2 (2-3%) em basaltos provenientes da região central da província foram interpretadas por Piccirillo et al. (1988b) como feições indicativas de

uma zona de transição entre os grupos de alto e baixo Ti. Em contraposição, Peate et al. (1988) associou esses basaltos a um novo tipo de magma, denominado **tipo Paranapanema**. Embora os teores de TiO₂ do tipo Paranapanema sejam notoriamente inferiores ao do tipo Pitanga e Urubici, algumas amostras apresentam sobreposição com os valores definidos para o tipo Pitanga, sendo necessária a utilização de outros elementos discriminatórios para o Paranapanema, tais como alto Fe₂O₃, baixas razões Zr/Y (< 6,0) e Sr < 450 ppm (Peate et al., 1992).

Tabela 3.1 Nomenclatura e critérios de classificação para basaltos do PMP, apresentada por Peate et al. (1992). Na terceira linha, em itálico, são apresentadas as diversas nomenclaturas utilizadas para denominar os mesmos tipos de rocha: ¹Bellieni et al., 1984b., ²Fodor et al., 1985, ³Marques et al., 1988, ⁴Peate et al., 1988, ⁵Hawkesworth et al., 1988, ⁶Mantovanni et al., 1988, ⁷Petrini et al., 1987.

	Alto-Ti			Baixo-Ti		
	Urubici	Pitanga	Paranapanema	Gramado	Esmeralda	Ribeira
	HTiB ¹ , HTi(S) ³ , HPT ⁵	HTiB ¹ , HTi(N) ³ , HPT ⁵	HTiB ¹ , sector III ² , IPT ⁵ , ITi ⁶	LTiB ¹ , sector II ² , LTi(S) ³ , LPT ⁵	LTiB ¹ , sector I ² , LPTupper ⁴	LTiB ¹ , LTi(N) ³ , groupA ⁷
SiO ₂	>49	>47	48-53	49-60	48,0-55,0	49-52
TiO ₂	>3,3	>2,8	1,7-3,2	0,7-2,0	1,1-2,3	1,5-2,3
P ₂ O ₅	>0,45	>0,35	0,2-0,8	0,05-0,40	0,1-0,35	0,15-0,50
Fe ₂ O ₃ (t)	<14,5	12,5-18,0	12,5-17,0	9,0-16,0	12,0-17,0	12-16
Sr	>550	>350	200-450	140-400	<250	200-375
Ba	>500	>200	200-650	100-700	90,0-400	200-600
Zr	>250	>200	120-250	65,0-275	65,0-210	100-200
Ti/Zr	>57	>60	>65,0	<70,0	>60	>65
Ti/Y	>500	>3500	>3500	<330	<330	>300
Zr/Y	>6,5	>5,5	4,0-7,0	3,50-6,50	2,0-5,0	3,5-7,0
Sr/Y	>14	>8,0	4,5-15,0	<13,0	<9,0	5-17
Ba/Y	>14	>9,0	5,0-19,0	<19,0	<12,0	6-19

Para a classificação do tipo **Ribeira** (Petrini et al., 1987) também se fez necessária a utilização de outros parâmetros discriminantes, pois, apesar deste basalto apresentar teores de elementos maiores semelhantes ao basalto Esmeralda (baixo-Ti), feições como seu padrão de abundância em elementos traços e as baixas razões isotópicas de Sr (< 0,706, Petrini et al., 1987) o tornam similar às rochas do grupo alto-Ti, mais especificamente do tipo Paranapanema. Peate et al.(1992) sugerem as razões Ti/Y e Rb/Ba como um dos principais parâmetros distintivos para inserir o tipo Ribeira dentro do domínio alto-Ti, demonstrando que dentre os magmas de baixo-Ti os basaltos (Gramado e Esmeralda) apresentam alto Rb/Ba (>0,1) e baixo Ti/Y (<300) em comparação ao tipo Ribeira.

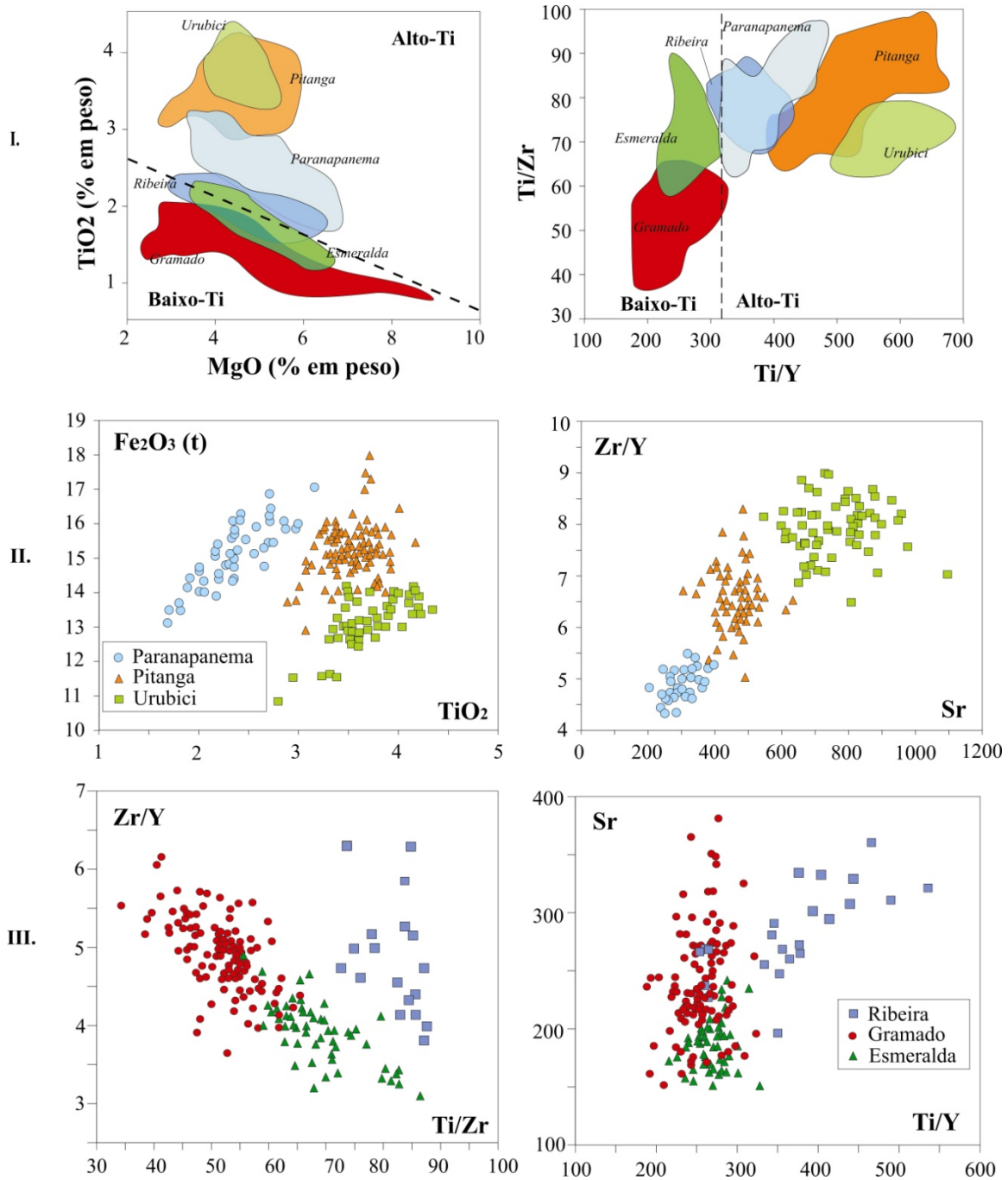


Fig. 3.5 Diagramas geoquímicos ilustrativos dos critérios utilizados para discriminar os diferentes tipos de basalto da PMP. **I.** Diagramas utilizados para divisão entre basaltos de alto e baixo-Ti, **II.** Diagramas discriminatórios para basaltos com $TiO_2 > 2\%$ (em peso), **III.** Diagramas discriminatórios para basaltos com $TiO_2 < 2\%$ (em peso).

Os basaltos tipo Gramado e tipo Esmeralda correspondem ao domínio baixo-Ti e afloram a sul do PMP. O primeiro representa a base da pilha vulcânica, e caracteriza-se pelos menores teores em TiO_2 (0,7-2,0%) e maiores em SiO_2 (49-60%). Já o tipo Esmeralda ocorre intercalado às rochas ácidas do tipo Palmas e apresenta teores de TiO_2 entre 1,1 e 2,3% de SiO_2

entre 48 e 55% (Peate et al., 1992). Em comparação com os magmas alto-Ti, estes dois basaltos se destacam pelo enriquecimento em elementos LIL e razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de [0,707-0,715] para o tipo Gramado e de [0,7045-0,708] para o Esmeralda (Peate et al., 1992). As razões Zr/Y (2-5 para Esmeralda e de 3,5-5,5 para Gramado) e de Ti/Zr (>60 para Esmeralda e <60 para Gramado) são tidas como os principais discriminantes para separar estes dois tipos. Alguns diagramas geoquímicos ilustrativos dos critérios utilizados para discriminar os diferentes tipos de basalto da PMP são apresentados na Fig.3.5.

3.2.2 Magmatismo Ácido da PMP

Para as rochas vulcânicas de natureza ácida e intermediária, Bellieni et al. (1984b, 1986) e Piccirillo et al. (1986) observaram um padrão geoquímico e de distribuição similar aos derrames basálticos do Serra Geral e denominaram de tipo **Palmas** toda as rochas com teores entre 64 e 72% de SiO_2 e 0,57 e 1,23% de TiO_2 , e de tipo **Chapecó** todas as rochas com 64-68% de SiO_2 e 0,95-1,59% de TiO_2 . O enriquecimento em Sr radiogênico ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{130} = 0,714-0,727$), a depleção em elementos incompatíveis (e.g. Ba, Nb, Sr e Ti), a anomalia positiva de K e o enriquecimento em elementos LIL são também características do tipo Palmas, uma vez que as rochas pertencentes ao grupo Chapecó apresentam baixas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{130}$ (0,705-0,708), enriquecimento em elementos incompatíveis e em terras raras leves, tais como La, Nd e Ce (Mantovani et al., 1985, Peate et al., 1992, Garland et al., 1995, Nardy et al., 2008).

As rochas tipo Palmas são volumetricamente superiores as rochas do tipo Chapecó e correspondem a 80% do volume total das ácidas e a 2,5% do volume total do magmatismo do PMP (Nardy et al., 2008). Elas podem ser encontradas majoritariamente nos limites meridionais da província na forma de um extenso platô de direção EW (Fig. 3.6), logo acima dos basaltos baixo-Ti ou intercaladas a eles (tipo Gramado e Esmeralda, respectivamente). Pequenas ocorrências isoladas na porção central da província também já foram identificadas (Fig. 3.6) com as rochas do tipo Palmas sendo sobrepostas pelas rochas vulcânicas ácidas do tipo Chapecó (Nardy, 1995). Este segundo grupo está distribuído nas porções centro-norte da província e ocorre na base dos derrames de alto-Ti, podendo, inclusive, ser encontrado em contato direto com os arenitos eólicos da Formação Botucatu da Bacia do Paraná (Janasi et al., 2005, 2007a, 2007b, Nardy et al., 2008).

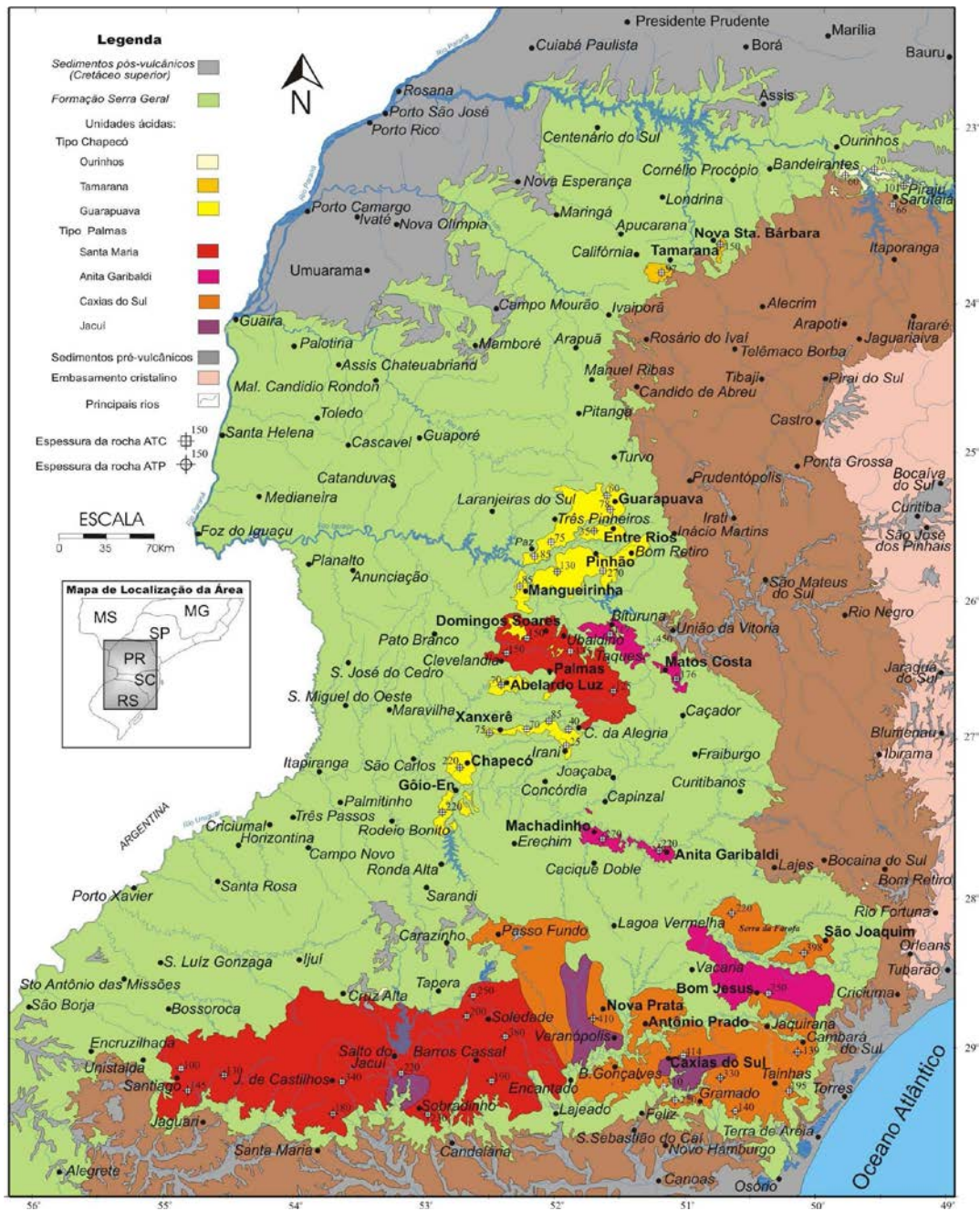


Figura 3.6 Mapa lito-geoquímico das rochas ácidas do PMP, extraído de Luchetti et al. (2005).

Através das variações geoquímicas observadas entre as diferentes ocorrências do tipo Palmas foi possível agrupar as ocorrências em dois grupos principais, sendo eles: (i) **Riolitos**: com SiO_2 (69,56-70,28%) e TiO_2 (<0,87%), denominados Santa Maria e Clevelândia, (ii) **Dacitos**: com SiO_2 (63,83%-69,56%) e TiO_2 (> 0,90%), representado pelos três subtipos: Caxias do Sul, Anita Garibaldi e Jacuí. Na Tabela 3.2 são apresentados alguns detalhes sobre extensões e volumes estimados para cada um destes subtipos, de acordo com Nardy et al. (2008).

Tabela 3.2 Áreas de exposição, volumes estimados e espessuras máximas observadas para cada subtipo de acordo com Nardy et al. (2008). Na última coluna estão citadas as referências dos trabalhos que primeiro as definiram.

	Área (km ²)	Volume (km ³)	Espessuras (m)	Referências	
Baixo-Ti	Santa Maria	12.300	4.500	150-450	Peate et al., 1992
	Clevelândia	4.087	613	150	Luchetti et al., 2005, Nardy et al., 2008
Alto-Ti	Caxias do Sul	16.000	4.832	-	Peate et al., 1992
	Anita Garibaldi	4.486	1.008	-	Garland et al., 1995
	Jacuí	3.451	1.058	-	Luchetti et al., 2005, Nardy et al., 2008

De acordo com Nardy et al. (2008), cada subgrupo do tipo Palmas apresenta uma assinatura geoquímica particular, com pequenas diferenças quanto aos teores de SiO₂, Cu, Ti, P e Zr, entre outros. Segundo Garland et al. (1995), o subtipo Anita Garibaldi caracteriza-se pelos teores mais elevados em TiO₂, Cu e P₂O₅ e razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de 0,7137-0,7147, enquanto o subtipo Santa Maria distingue-se pela maior concentração em elementos incompatíveis, tais como Rb, Zr, Ba e Nb com razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de 0,7217-0,7274. O subtipo Caxias do Sul apresenta razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de 0,7137-0,7264, segundo Garland et al. (1995). Na Fig. 3.7, são apresentados quatro diagramas discriminantes utilizados na literatura para subdividir estes subtipos: i) Rb vs Zr, ii) P₂O₅ vs TiO₂, iii) Cu vs TiO₂, iv) [⁸⁷Sr/⁸⁶Sr]₁₃₀ vs SiO₂.

Já para as rochas do tipo Chapecó, Garland et al. (1995) reconheceram dois subtipos principais, denominando-os de Ourinhos e Guarapuava que constituem a base da pilha vulcânica de basaltos alto-Ti e se assentam diretamente acima dos sedimentos eólicos da formação Botucatu. O subtipo Ourinhos caracteriza-se quimicamente pela alta SiO₂ (65-69%), pelas razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de 0,7076-0,7080 (Garland et al., 1995), baixo Fe₂O₃, CaO, TiO₂, P₂O₅ e Zr e enriquecimento em certos elementos incompatíveis (e.g. Rb, Pb e Th) em comparação ao subtipo Guarapuava (SiO₂ entre 64,3-66,3% e razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de 0,7055-0,7060 obtidos por Garland et al., 1995).

Um terceiro subtipo pertencente ao domínio das rochas ácidas tipo Chapecó foi definido recentemente por Nardy et al. (2008) sendo denominado de Tamarana. Segundo o autor, este subtipo se encontra assentado sobre os basaltos a norte da província e apresenta uma composição intermediária entre os subtipos Ourinhos e Guarapuava.

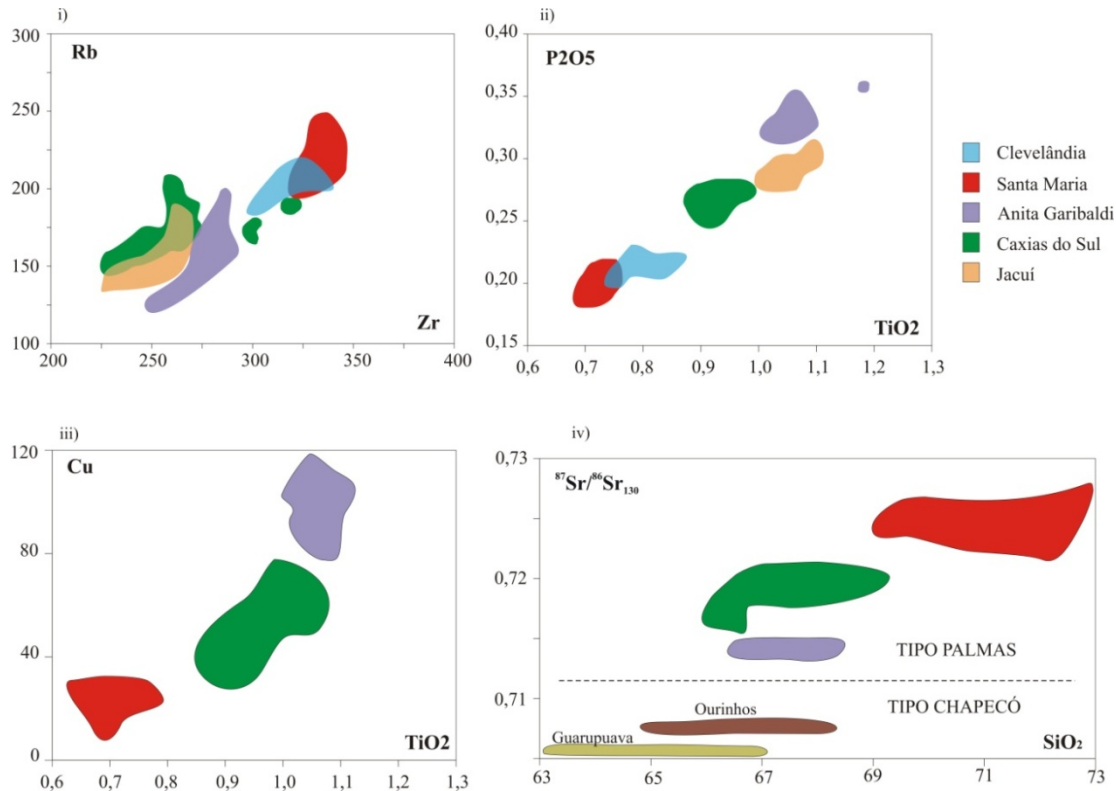


Figura 3.7 Diagramas discriminantes utilizados para subdivisão dos subtipos Palmas: (i) Rb vs Zr, (ii) P₂O₅ vs TiO₂ (ambos de Nardy et al., 2008), que incluem os subtipos Jacuí e Clevelândia, (iii) Cu vs TiO₂ (Garland et al., 1995), (iv) [⁸⁷Sr/⁸⁶Sr]₁₃₀ vs SiO₂ (Garland et al., 1995). O diagrama (iv) também é utilizado para discriminar as rochas dos tipos Palmas e Chapecó.

3.3. SEQUENCIA VULCÂNICA DE ETENDEKA

Caracterizada como uma suíte bimodal, a sequência vulcânica de Etendeka pode conter rochas de composição máfica (48-52% de SiO₂), ácida (65-72% de SiO₂) e, em menor proporção, rochas de composição intermediária (58-62% em peso de SiO₂). As rochas vulcânicas ácidas representam mais de 50% das rochas expostas na PME, seguidas por derrames máficos a intermediários toleíticos, diques e sills de diabásio e uma série de complexos intrusivos subvulcânicos (Ewart et al., 1998a). A exemplo da PMP, todas estas rochas também foram agrupadas em domínios de alto-Ti e baixo-Ti, tendo-se como principal parâmetro às diferenças nos teores de TiO₂, somadas ou não a outros elementos discriminantes, tais como: P, Zr e outros HFSE, além de isótopos radiogênicos.

De acordo com Marsh et al. (2001), cada uma das unidades estratigráficas representa um magma-tipo. No entanto, ao se tentar compreender a relação estratigráfica entre estas distintas unidades composicionais citadas pelos autores, observa-se que ocorrências vulcânicas associadas a um mesmo evento foram individualizadas (recebendo diferentes denominações) ou

associadas a outras sequências vulcânicas contemporâneas (pertencendo assim, a uma distinta Formação ou Membro).

Posteriormente, Ewart et al. (2004b) consideraram que as unidades estratigráficas de Etendeka são formadas por um ou mais fluxos que se resfriaram em conjunto, formando unidades compostas de resfriamento. Variações químicas entre os diversos fluxos de uma mesma unidade estratigráfica evidenciam que os derrames podem ter sido gerados por diferentes centros de emissão, pois zoneamentos químicos verticais não são esperados, uma vez que a homogeneidade química de unidades eruptivas é tida como uma das principais características da PMPE. O trabalho de Turner et al. (1994) também reforça esta hipótese, pois afirma que os distintos magmas tipo da PMPE são diacrônicos, ou seja, que diferentes magmas foram extravasados simultaneamente em distintos locais durante um longo período de tempo.

3.3.1. Basaltos da PME

As rochas máficas, ou basaltos do Etendeka (como são denominados de forma generalizada na bibliografia), foram agrupadas em dois domínios principais, de alto-Ti (com $\text{TiO}_2 > 2,2\%$) e baixo-Ti ($\text{TiO}_2 < 2,2\%$), e dentro deles subdivididas em nove magmas-tipo. Alguns autores (e.g. Erlank et al., 1984, Milner et al., 1995a, Ewart et al., 1998a), no entanto, preferem adicionar o Zr como um segundo elemento discriminante, designando-os como de alto ou baixo-TZ.

Para o domínio alto-Ti apenas um magma-tipo foi reconhecido, o subtipo **Khumib** (Marsh et al., 2001), restrito à região norte de Etendeka (Fig. 3.3), com espessuras decrescentes para sudoeste. Somado aos derrames Tafelberg de baixo-Ti (descritos a seguir) constituem a Formação Khumib, e predominam na base da sequência vulcânica de Etendeka (Ewart et al., 2004a), sendo que apenas cinco diques Khumib foram reconhecidos a norte da latitude $18^\circ 27' \text{S}$. A Formação Khumib é considerada correlata ao tipo Urubici do PMP, no entanto, a série basáltica da Formação Khumib apresenta uma variabilidade química muito maior que seu equivalente no Paraná, com MgO de 2,4 a 11,4% para MgO 3,7 a 5,4%, respectivamente (Ewart et al., 2004a).

Já no domínio baixo-Ti (predominantes na região centro e sul da PME), oito magmas-tipo foram reconhecidos, sendo eles denominados de Tafelberg (Erlank et al., 1984, Ewart et al., 1998a), Albin, Horingbaai, “Diabásios Regionais”, Huab (Duncan et al., 1989, Erlank et al., 1984, Marsh et al., 2001), Kuidas (Duncan et al., 1988, Marsh et al., 2001), Esmeralda (Peate et al., 1992, Marsh et al., 2001) e basaltos Tafelkop (Milner & Le Roex, 1996, Ewart et al., 1998a, Peate, 1997). Resumidamente, o tipo **Tafelberg** é o mais volumoso e aflora em toda a província

de Etendeka e é considerado equivalente ao tipo Gramado do PMP. Assim como Khumib, Tafelberg é composicionalmente mais variado que seu equivalente do Paraná, com teores de MgO entre 2,9 e 8% e SiO₂ entre 50 e 57,8% (Ewart et al., 2004a). O tipo-**Esmeralda** seria equivalente ao Esmeralda do PMP e ocorre no topo da sequência máfica e também intercalado às rochas ácidas (como fluxos ou diques), compreendendo a Formação Skeleton Coast. São composicionalmente variáveis, com MgO de 3,2 a 6,1% em peso e alto FeO_{total} em peso. O baixo teor de Zr e as baixas razões Zr/Y ajudam a diferenciá-lo da série Tafelberg (Ewart et al., 2004a). Os basaltos Albin são encontrados na base da sequência vulcânica, e são considerados como uma variante petrográfica do Tafelberg, com tendências mais primitivas (Marsh et al., 2001). O diabásio **Horingbaai** ocorre apenas na forma de diques (equivalentes vulcânicos não foram reconhecidos) e, apesar de ser volumetricamente menos expressivo que os demais magmas-tipo, destaca-se por sua assinatura geoquímica e isotópica de E-MORB (Erlank et al., 1984, Duncan et al., 1990 apud Ewart et al., 1998a). Idades Ar-Ar sugerem que Horingbaai representa o encerramento das atividades magmáticas de Etendeka (Marsh et al., 2001). **Diabásios Regionais**, segundo Marsh et al. (2001), é a denominação dada por Erlank et al. (1984) a um pequeno grupo de corpos intrusivos máficos que ocorrem na forma de sills, derrames, diques e *plugs* e que a partir de sua composição geoquímica puderam ser correlacionadas a seus equivalentes sub-vulcânicos, que incluem Tafelberg, Khumib, Esmeralda e Horingbaai. O Complexo de Sills doleríticos **Huab** foi separado em dois subtipos com base nas distintas razões Zr/Y, e ambos afloram no vale Huab River, a sul de Etendeka (Marsh et al., 2001). O basalto **Kuidas**, denominado de basalto Huab por Duncan et al. (1988), caracteriza-se como um toleito mais primitivo, com razões isotópicas de Sr similares ao Tafelberg, porém, de composição química mais próxima aos diabásios Huab e Horingbaai (Marsh et al., 2001). E por último, o basalto **Tafelkop** que se caracteriza por sua assinatura de pluma mantélica (Ewart et al., 1998a), limitando-se a duas pequenas ocorrências nas regiões a sul de Etendeka (Goboboseb Mountains e Doros, intercalados aos derrames do tipo Tafelberg).

3.3.2. Magmatismo Ácido da PME

Em Etendeka, as rochas pertencentes a suíte vulcânica ácida são classificadas como latito e quartzo latito (Qlatito)¹ e estão agrupadas em dois domínios químicos principais: i) alto-Ti que predomina a norte do PME e é correlacionado ao Tipo Chapecó do Paraná e ii) baixo-Ti

¹ Em contraposição à nomenclatura aplicada para as rochas ácidas do PMP, i.e. riolitos, rio-dacito e dacito; as rochas de Etendeka, com composições quimicamente idêntica, são definidas por “unanimidade” na bibliografia (e.g. Milner et al., 1992; 1995; Ewart et al., 1998; 2004b; Marsh et al., 2001) como latitos (59-65% SiO₂, que inclui traquiandesito, andesito, traquidacito e dacito) e quartzo-latitos (Qlatito; 65-72% SiO₂ que inclui traquidacito, dacito e riolito).

que predomina a sul de Etendeka e é correlacionado ao Tipo Palmas. Dentro destes dois domínios 17 subtipos foram reconhecidos, sendo seis Qlatitos e um latito pertencentes ao baixo-Ti e cinco Qlatitos e quatro latitos do domínio alto-Ti (Marsh et al., 2001, Ewart et al., 2004b).

O **domínio alto-Ti** estende-se pela na bacia do Cuanza e Namibe, a sul de Angola, além da região de Sarusas, NW Etendeka na Namíbia (Fig. 3.3). Segundo Ewart et al. (2004b), os oito subtipos alto-Ti encontrados na região norte do PME são (em ordem base-topo): latitos **Nadas**, **Sechomib** e **Hoarusib**, e Qlatitos **Ventura**, **Khoraseb**, **Sarusas**, **Elliott** e **Naudé**. Os subtipos Khoraseb e Sarusas são considerados equivalentes litoestratigráficos aos subtipos Ourinhos e Guarupava do PMP, respectivamente (Marsh et al., 2001), sendo que o Qlatito Fria (equivalente ao Santa Maria do PMP), pertencente à suíte baixo-Ti e único aflorante dentro do domínio alto-Ti ocorre intercalado a estes dois subtipos.

Os melhores elementos discriminantes utilizados para caracterizar os diferentes subtipos alto-Ti são TiO_2 , FeO_{total} , P_2O_5 , SiO_2 , Zr, V, Nb, Rb e Y, assim como as razões isotópicas de $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Marsh et al., 2001). Os diagramas discriminantes $P_2O_5 \times SiO_2$ e $P_2O_5 \times TiO_2$ são, segundo Ewart et al. (2004b), fundamentais para a distinção dos latitos e Qlatitos da região norte de Etendeka com base na assinatura geoquímica.

Para o domínio baixo-Ti foi reconhecido um total de sete magmas-tipo, sendo seis de Qlatitos: Fria (Marsh et al., 2001), Goboboseb, Springbok, Beacon, Wereldsend e Grootberg (os dois últimos interpretados como equivalentes do Caxias do Sul da PMP por Marsh et al., 2001) e apenas um latito, denominado **Hoas**. Entre estes, o subtipo Frias é o único que se estende para a região que predominam as rochas alto-Ti intercalada aos Qlatitos Khoraseb e Sarusas. Segundo Milner et al. (1995), as unidades de Qlatito são composicionalmente muito uniformes, mas certos elementos, tais como: Fe, Ti e Cu são efetivos discriminantes entre as várias unidades. A região costeira entre Möwe e Terrace Bay (Fig. 2.6) é considerada como a zona de transição entre as províncias norte (alto-Ti) e sul (baixo-Ti) de Etendeka. Ali afloram os Qlatitos baixo-Ti Hoas, alto-Ti Sarusas, além das unidades **Hoanib**, **Terrace** e **Lower Coastal**, considerados como pertencentes a um domínio de composição intermediária, com teores que oscilam entre os de alto e baixo-Ti.

O subtipo Goboboseb é composto por três unidades de fluxo Qlatito, com espessuras individuais de 100 a 150 m, que cobrem, se intercalam e são cobertas por derrames basálticos baixo-Ti de até 170 m de espessura, incluindo o subtipo Tafelkop. No topo desta sequência ocorre o subtipo Springbok que é então intrudido por numerosos diques e sills de diabásio plugs, gabros e raros diques riolíticos e carbonatíticos. Segundo Marsh et al. (2001), toda esta

sequencia com até 600 m de espessura, somada ao provável centro eruptivo de Goboboseb e Springbok, denominado Complexo Messum (Milner et al., 1992), corresponde ao Sistema Magmático Awahab (SMA), que segundo os autores estende-se também ao SE da PMP e pode alcançar volumes de até 8.000 km³. Quimicamente, as unidades Qlatito do SMA mostram progressivo decréscimo nos teores de FeO* (Fe_{total} expresso em FeO) da base ao topo da sequencia, mas sem alteração nas concentrações de Cu (Milner et al., 1995b).

3.4. GÊNESE E EVOLUÇÃO MAGMÁTICA DA PMPE

Há controvérsias na literatura sobre a origem dos magmas que constituem a PMPE, sobre quais teriam sido seus magmas parentais e que processos teriam influenciado na geração de grandes volumes de lava na província. As diferenças químicas e isotópicas observadas entre as rochas do PMPE, assim como suas características petrográficas, indicam contrastantes processos evolutivos para cada tipo de magma (Bellieni et al., 1986, Garland et al. 1995). E são diversos os trabalhos que discutem a influência do adelgaçamento e distensão litosférica associado ou não a presença da Pluma Tristão da Cunha (e.g. Harry e Sawyer, 1992, Ewart et al., 1998a, Ernesto et al., 2002), a contribuição de material da astenosfera e/ou do manto litosférico subcontinental (MLC) (e.g. Hawkesworth et al., 1988, Peate et al., 1990, Peate, 1997) ou a influencia da crosta continental inferior (metassedimentos ou granulitos), associados ou não a processos ACF, para a geração destes magmas (e.g. Mantovanni et al., 1985, Bellieni et al., 1986, Harris e Milner, 1997, Ewart et al., 2004 a,b).

Hawkesworth et al. (1988) consideram que as razões isotópicas assim como concentrações de elementos traços observadas nos basaltos do PMPE são assinaturas de manto litosférico continental, sendo raras as evidências de contribuições da astenosfera. Também já é consenso entre diversos pesquisadores que os basaltos do PMPE não apresentam assinaturas de crosta oceânica (e.g. Bellieni et al., 1984a, 1986, Petrini et al., 1987, Ellam e Cox, 1991, Gallagher e Hawkesworth, 1992, Peate et al., 1990, Peate, 1997, Marques et al., 1999, Ewart et al., 2004a), exceção feita aos diques Horingbaai de Etendeka com assinaturas E-MORB² (Ewart et al., 2004a) e para as pequenas ocorrências de picritos da unidade Tafelkop, também de Etendeka (com componentes da pluma Tristão – Ewart et al., 1998a, Gibson et al., 2000). Aliás, foi a partir destas restritas ocorrências de picrito em Etendeka, somadas a outras pequenas ocorrências associadas a diferentes províncias CFB (Continental Flood Basalts), que Cox (1980) sugeriu um novo modelo para geração de grandes volumes de magmas máficos toleíticos. Neste

² Os autores Erlank et al. (1984) e Duncan et al. (1990) consideram que estes diques apresentam assinaturas astenosféricas e não de E-MORB.

modelo, o autor propõe a presença *underplates* (i.e. complexo de *sills*) na interface crosta–manto, que a partir de processos de fracionamento e excepcionais afinamentos da litosfera associados a quebras continentais, o magma basáltico, oriundo de magmas picríticos parentais (constituintes dos *underplates*), conseguiria alcançar a superfície. Esta teoria é aceita por diversos pesquisadores como provável origem para os magmas alto-Ti do PMPE (e.g. Bellieni et al., 1986, Garland et al., 1995). Para Bellieni et al. (1986) a relativa ausência de rochas com teores de SiO₂ entre 54 e 56%, somada ao confinamento das ácidas às margens continentais sugerem um modelo envolvendo material básico da crosta inferior de composições significativamente diferentes.

Para alguns autores (e.g. Ewart et al., 1998a, 2004a), a pluma mantélica Tristão da Cunha teria exercido forte influência para o disparo do vulcanismo no PMPE, somando-se à contribuição de material da astenosfera local para a geração da maioria dos magmas máficos primitivos, principalmente para o domínio alto-Ti. Harry e Sawyer (1992) sugerem que a pluma Tristão seria uma potência adicional como fonte de calor para a geração destes magmas, no entanto, a distribuição, duração e estilo de erupção teriam sido predominantemente controlados pelo mecanismo de rifteamento.

Arndt et al. (1993) consideram que o afinamento litosférico, responsável pela descompressão e fusão, teria tido papel fundamental na geração de magmas do PMPE. Segundo esses autores, a litosfera espessa apresenta restritas porções de material fundido com a presença de granada residual, o que resultaria em basaltos enriquecidos em elementos incompatíveis, com altas razões de Ti/Y e Tb/Yb, como o observado nos basaltos alto-Ti da província. Para a geração de basaltos com menores concentrações em elementos incompatíveis e baixas razões Ti/Y e Tb/Yb, similar aos basaltos baixo-Ti, os autores sugerem que uma litosfera mais delgada seria propícia para uma fusão mais extensiva no campo de estabilidade de espinélio-peridotito. As notórias diferenças quanto à abundância de elementos traços incompatíveis e isótopos radiogênicos entre os domínios alto-Ti e baixo-Ti, são atribuídas a processos de contaminação crustal, argumento rebatido por Peate (1997) que discorre sobre a dificuldade de se explicar as variações isotópicas a partir desta teoria devido a improbabilidade de que ocorram grandes variações na espessura litosférica em curtas distâncias, uma vez que magmas alto-Ti (Urubici) e baixo-Ti (Gramado) ocorrem intercalados na região a leste do PMP.

Segundo Peate (1997), os magmas representativos do domínio alto-Ti: Pitanga, Paranapanema e Ribeira, apresentam boas evidências de aumento no grau de fusão de uma mesma fonte mantélica em profundidades progressivamente mais rasas. Já Garland et al. (1995) argumenta que os três tipos de basalto: Pitanga, Paranapanema e Urubici comportam-se

quimicamente como *trends* paralelos em diagramas multi-elementares sendo que a unidade Urubici é a que apresenta maior abundância em elementos incompatíveis e o subtipo Paranapanema é a que contém as menores concentrações nos mesmos, além das baixas razões Ti/Y e Tb/Yb. As diferenças quanto às concentrações de elementos maiores (com baixo Fe e alto Si para fracionamento em 8% de MgO) sugerem, segundo Garland et al. (1995), que o magma Paranapanema teria sido gerado a pressões mais baixas que o magma Pitanga. Isotopicamente, as unidades apresentam razões muito similares tanto de Sr, Nd como de Pb (Peate et al., 1992, Garland et al., 1995, Peate, 1997).

Para as suítes baixo-Ti, diversos modelos envolvendo processos ACF na crosta têm sido propostos (e.g. Erlank et al., 1984, Bellieni et al., 1986, Petrini et al., 1987, Ewart et al., 1998a, Garland et al., 1995). Ewart et al. (2004a), consideram que o alto empobrecimento em Nb e Ta observado nos basaltos Gramado (Tafelberg) e Esmeralda seriam resultantes de uma contaminação crustal, visto que anomalias negativas nestes elementos são características de magmas associados a arcos, segundo Taylor e McLennan, 1995 (apud Ewart et al., 2004a), teoria também aceita por outros autores (e.g. Erlank et al., 1984, Peate e Hawkesworth, 1996).

Para a geração dos magmas ácidos, Mantovanni et al. (1985) e Peate (1997) descartam a hipótese de uma gênese vinculada apenas a processos de cristalização fracionada e sugerem a existência de distintos magmas parentais e/ou de sistemas fechados de cristalização fracionada associados a outros processos de diferenciação do magma e/ou contaminação crustal. Já outros autores (e.g. Cordani et al., 1980, Hawkesworth et al., 1988, Harris et al., 1990), com a utilização de dados isotópicos, tais como $[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]$ e $\delta^{18}\text{O}$, sugerem que as rochas ácidas da PMPE possam ter sido geradas por processos de anatexia crustal, em resposta ao afinamento litosférico e quebra continental (Cordani et al., 1980, Bellieni et al., 1986). Harris et al. (1989) acrescentam ainda que a distribuição regional dos distintos tipos de magmas ácidos reflete a heterogeneidade da crosta inferior, atribuindo ao domínio ácido alto-Ti uma origem a partir da fusão da crosta inferior arqueana (baixo $\delta^{18}\text{O}$) e para as ácidas baixo-Ti uma origem associada a fusão do cinturão móvel Neoproterozóico do embasamento (alto $\delta^{18}\text{O}$). Para Garland et al. (1995), a abundância em elementos incompatíveis no Tipo Chapecó em relação ao Palmas são fortes evidências de que estes magmas foram gerados por distintos magmas parentais, entretanto, a gênese destes magmas a partir de fusões do embasamento seria inviável (exceto como potencial contaminante), pois as mesmas apresentam baixas razões isotópicas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{130}$ [(0,5108-0,5114) para o embasamento Arqueano e (0,5115-0,5120) para o embasamento Proterozóico] em comparação as rochas ácidas do PMPE [(0,51215-0,5236) para o Tipo Chapecó e (0,51203-0,51216) para o Tipo Palmas].

Bellieni et al. (1984, 1986), Piccirillo et al. (1986), Garland et al. (1995), entre outros, acreditam que os próprios basaltos do PMPE teriam servido de fonte para a geração dos magmas ácidos. Garland et al. (1995) consideraram que as baixas razões Rb/Sr (0,06-0,10) observadas entre os magmas Tipo Chapecó eliminam qualquer possibilidade de contribuição da crosta superior para origem de suas fusões, e que assinaturas geoquímicas, razões isotópicas e relações de campo entre os basaltos Pitanga e riolitos Chapecó permitem interpretar uma possível relação parental entre estes dois subtipos. Segundo os autores (*op.cit.*), as rochas vulcânicas ácidas de alto-Ti teriam sido geradas a partir da fusão parcial (~30%) de underplates tipo Pitanga, na base da crosta continental. Ewart et al. (2004b), por sua vez, mediante modelamento por processos ACF considerou que os magmas Ourinho/Sechomib são derivados do basalto Urubici.

3.4.1 O magmatismo ácido Baixo Ti

Para as rochas de ácidas baixo-Ti, Bellieni et al. (1986) e Garland et al. (1995) consideraram que a variação nas razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,714-0,728), identificadas nas rochas vulcânicas ácidas tipo Palmas, reflete a heterogeneidade de contaminantes crustais [evidenciada pelas altas razões Rb/Ba (0,27-0,31)], enquanto que padrões similares de distribuição de elementos traços, com fortes anomalias negativas em Ba, Nb, Sr e Ti e positiva de K entre os distintos magmas ácidos (Nardy et al., 2008), corresponderiam a um mesmo magma parental evoluído primeiramente num sistema fechado (Bellieni et al., 1986, Garland et al., 1995).

De acordo com Garland et al. (1995) Caxias do Sul e Anita Garibaldi teriam evoluído de um mesmo magma silícico e primitivo, sendo que as razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{130}$ (~0,714) do magma Anita Garibaldi permaneceram constantes. Além do mais, processos de cristalização fracionada teriam atuado durante a evolução Anita Garibaldi para torná-lo mais enriquecido em TiO_2 , provavelmente devido à extração apenas marginal da magnetita. Para o subtipo Santa Maria, os autores (Garland et al., 1995) sugerem que o mesmo magma parental do tipo Caxias do Sul teria sofrido uma intensa contaminação crustal, caracterizada pelas altas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{130}$ (0,720-0,726).

Segundo Ewart et al. (2004b), os magmas baixo-Ti, comparado aos alto-Ti, apresentam características essencialmente crustais e teriam sido gerados a partir de intensos processos de ACF de magmas basálticos tipo Urubici.

3.5. ASPECTOS VULCANOLÓGICOS DA PMPE

Diversos são os trabalhos que tentam compreender a gênese e evolução do magmatismo do PMPE através da geoquímica, isotopia e geocronologia, no entanto, são raros os trabalhos que tenham focado seus estudos nas estruturas vulcânicas e morfologia dos corpos com o objetivo de maior compreensão sobre o caráter eruptivo dos distintos subtipos químicos (e.g. Milner et al., 1992, Nardy, 1995, Ewart et al., 1998b; Jerram et al., 1999, Marsh et al., 2001; Waichel et al., 2007, 2008, Janasi et al., 2007b, Nardy et al., 2008, Luchetti, 2010; Lima et al., 2013).

Os trabalhos de Waichel et al. (2007, 2008) foram uma grande contribuição para alterar a imagem que se tinha até então para os extensos e “monótonos” derrames basálticos do PMPE. Os autores descrevem a presença de derrames simples e compostos, do tipo pahoehoe e aa, estruturas lobadas, derrames inflados, cilindros de vesículas, peperitos, entre outros, demonstrando que o CFB do Paraná não foram formados apenas por derrames espessos, turbulentos, extensos e maciços de basaltos (característicos de alta taxa de efusão), mas também por pequenos derrames (que percorreram distâncias <50 km), de menores espessuras e com estruturas diversificadas, gerados por erupções de baixa taxa de descarga.

Já para os riolitos e dacitos apenas um trabalho publicado é conhecido, o de Milner et al. (1992), no qual são descritas as estruturas piroclásticas presentes na Formação Etendeka (Província Ígnea de Karoo – África) inferindo uma origem explosiva a todas as ocorrências ácidas da província. Infelizmente, outros trabalhos que oferecem uma enorme contribuição para o entendimento sobre o modo de erupção e colocação destas rochas, tais como Nardy (1995) e o mais recente Luchetti (2010), se mantêm inéditos, tornando o trabalho de Milner et al. (1992) como única referência (acessível) no assunto.

3.5.1. Os Reoignimbritos da PMPE

Como já mencionado anteriormente, Milner et al. (1992), a partir de raras evidências piroclásticas (fiammes e texturas eutaxíticas) preservadas nas margens de fluxos, atribuíram uma origem explosiva às rochas ácidas do PMPE. Mas a interpretação de que as rochas vulcânicas ácidas da PMPE têm uma origem piroclástica não partiu de Milner et al. (1992). Bellieni et al. (1986) já sugeriam que estes derrames (caracteristicamente maciços e monótonos) seriam provenientes de fluxos ignimbríticos e que a ausência de evidências piroclásticas, tais como púmices, shards ou fiammes, se devia aos processos de intenso soldamento e de um fluxo secundário (reomorfismo) que têm a capacidade de mascarar (ou apagar) qualquer fragmento vítreo presente. Os autores (Bellieni et al., (1986), além de Milner et al., (1992, 1995a), Marsh

et al. (2001), Ewart et al., (2002, 2004b), entre outros, creditam às altas temperaturas (>1.000°C, Bellieni et al., 1986, Garland et al., 1995 e Janasi et al., 2007b), associadas a um baixo conteúdo em voláteis (teor mínimo ~2% (em peso) de H₂O, Garland et al., 1995) como responsáveis pelo intenso grau de soldamento e formação destes prováveis fluxos lava-like.

Nardy (1995) adiciona também a alta viscosidade (10⁶-10⁷ P) como um fator determinante para comprovar a origem efusiva reoignimbrítica destas rochas. Segundo o autor, a efusão de lavas provenientes de magmas com estas características físico-químicas (alta T°C, alta viscosidade e baixo teor de H₂O) tenderiam a formar domos vulcânicos, enquanto erupções de caráter explosivo iriam gerar depósitos ignimbríticos com abundante material piroclástico, no entanto, as feições apresentadas pelas rochas vulcânicas tipo Palmas e Chapecó (distribuições superficiais, estruturas gerais de fluxo, a ausência de piroclastos juvenis e contínuo acamamento ígneo horizontal, persistente por dezenas de quilômetros), não satisfazem a nenhuma destas duas alternativas (domos ou ignimbritos).

Marsh et al. (2001) e Bryan et al. (2010) ao correlacionar corpos quimicamente similares (ácidos e intermediários) que afloram em Etendeka e no Paraná delimitam grandes áreas em forma de “polígonos” que representariam as áreas (mínimas) de alcance e de distribuição de oito distintos fluxos piroclásticos resultantes de diferentes eventos eruptivos da PMPE (Fig. 3.8).

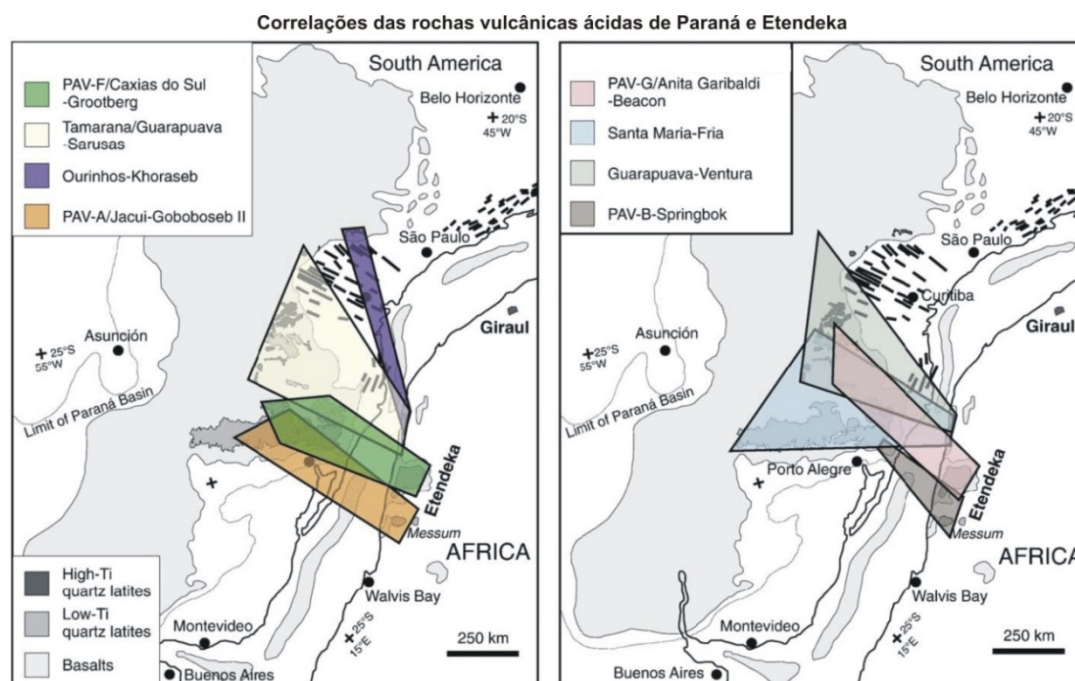


Fig. 3.8 Polígonos de Marsh et al. (2001) e Bryan et al. (2010) que representam as áreas mínimas de alcance e distribuição dos distintos fluxos piroclásticos (no mínimo 8) gerados durante eventos eruptivos de grande magnitude na região de Etendeka. Estes polígonos foram criados com base na correlação de rochas vulcânicas ácidas pertencentes às províncias de Etendeka e do Paraná. Extraído de Bryan et al. (2010).

Segundo os autores, o fluxo Guarupava/Sarusas cobriria 170.000 km² de área, enquanto que o fluxo Fria/Santa Maria estendeu-se por 130.000 km². A única estrutura que seria favorável para emissão destes volumosos fluxos piroclásticos encontra-se em Etendeka, mais especificamente no Complexo Ígneo Messum (CIM, Fig. 3.3), estrutura circular interpretada como uma caldeira do tipo *downsag* por Ewart et al. (2002). Segundo Milner e Ewart (1989, apud Milner et al., 1992), a cratera Messum teria sido o centro eruptivo das unidades Springbook e Goboboseb (ambas caracterizadas como unidades de resfriamento compostas) do Sistema Magmático Awahab.

Além do CIM, diversos outros complexos ígneos circulares (com até 30 km de diâmetro) e interpretados como caldeiras foram reconhecidos na região, no entanto, as únicas ocorrências subvulcânicas equivalentes aos Qlatitos (quartzo monzonitos) da PMPE ocorrem no CIM e correspondem a dois corpos intrusivos tipo plugs, um dique e um *sill* (Milner et al., 1992). Além disso, os autores também afirmam que as unidades ácidas da PME adelgaçam de E para W (sentido Brasil), suportando a hipótese de um conduto eruptivo central está localizado em Etendeka.

Para Garland et al. (1995), as características dos depósitos Chapecó, que divergem em diversos aspectos com os de tipo Palmas, geram muitas dúvidas se o mesmo teria sido gerado por fluxos piroclásticos. Segundo esses autores, a ausência de *pichestones*, a presença de cristais intactos, de bandamento e dobras de fluxo e de um limitado número de diques ácidos entre os numerosos diques basálticos da região de Ponta Grossa (alinhado ao longo do mesmo *trend* NW-SE) implicam que estas rochas teriam sido geradas por fluxos de lava lançados, possivelmente, por condutos fissurais, contrastando, segundo Garland (op.cit.), com o conduto central inferido para o tipo Palmas (Fig. 3.9).

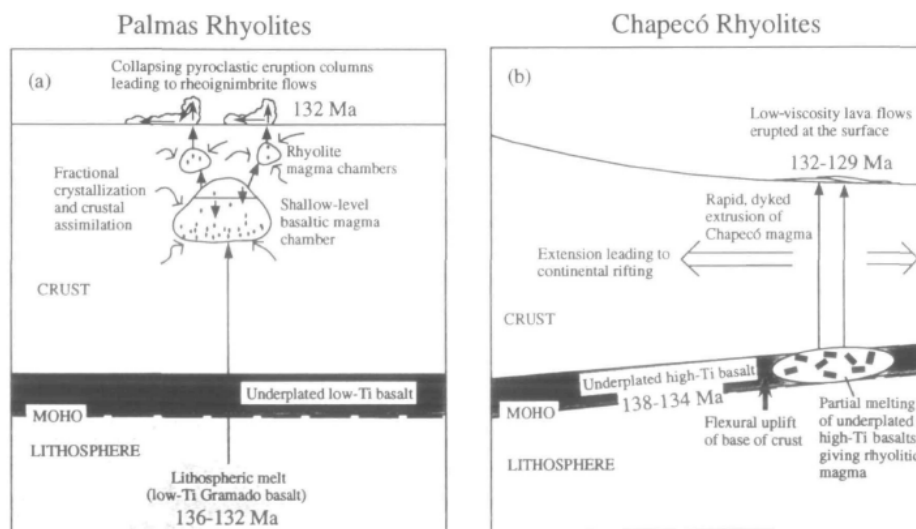


Fig. 3.9 Modelo petrogenético para a geração das rochas ácidas do Paraná, segundo Garland et al. (1995). (a) Riolito

Palmas: erupção explosiva, gerando fluxos reoignimbríticos, (b) Riolitos Chapecó: Magma anidro, quente, de baixa viscosidade flui como lava por dezenas de quilômetros mediante uma erupção explosiva.

3.6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Arndt, N.T. e Czamanske, G.K., Wooden, J.L., Fedorenko, V.A., (1993). Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism. *Tectonophysics*, 223, 39-52
- Bellieni, G., Brotzu, P., Comin-Chiaramonti, P, Ernesto, M., Melfi, A.J., Pacca, I.G., Piccirillo, E.M. (1984). Flood Basalt to Rhyolite Suites in the Southern Paraná Plateau (Brazil): Paleomagnetism, Petrogenesis and Geodynamics Implications. *Journal of Petrology* 25(3), 579-618.
- Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P, Marques, L.S, Melfi, A.J., Nardy, A.J.R., Papatrechas, C., Piccirillo, E.M., Roisemberg, A., Stolfa, D. (1986). Petrogenetic Aspects of Acid and Basaltic Lavas from the Paraná Plateau (Brazil): Geological, Mineralogical and Petrochemical Relationships. *Journal of Petrology*, 27(4), 915-944.
- Bryan, S.E., Ukstins Peate, I.A., Self, S., Peate, D., Jerram, D.A., Mawby, M.R., Miller, J., Marsh, J.S. (2010). The largest volcanic eruptions on Earth. *Earth- Science Reviews*, 102, 207–229.
- Cordani, U.G. Sartori, PLP, Kawasita, K., (1980). Geoquímica dos isótopos de estrôncio e a evolução da atividade vulcânica na bacia do Paraná (sul do Brasil) durante o Cretáceo. *Ann. Acad. Brasil. Ciênc.*, 52, 811-818.
- Duncan, A.R., Marsh, J.S., Milner, S.C., Erlank, A.J., (1988). Distribution and Petrogenesis of the basic rocks of the Etendeka Formation of northwestern Namibia. *Abstract International Conference “Geochemical Evolution of the Continental Crust”*, 1-6 July 1988, Poços de Caldas, Brazil, 10-18.
- Duncan, A.R., Newton, S.R., Van de Berg, C., Reid, D.L., (1989). Geochemistry and petrology of the dolorites sills in the Huab River valley, Damaraland, north western Namibia. *Communications of the Geological Survey of Namibia*, 5, 05-18.
- Duncan, A.R., Armstrong, R.A., Erlank, A.J., Marsh, J.S., Watkins, R.T., (1990). MORB-related dolerites associated with final phase of Karoo flood basalt volcanism in the southern Africa. In: Parker A.J., Rickwood, P.C., Tucker, D.H. (Eds.) *Mafic dykes and emplacement mechanisms*. AA. Balkema, Rotterdam, 119-129.
- Ellam, R.M. e Cox, K.G. (1991). Interpretation of Karoo picrite basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere, *Earth and Planetary Science Letters*, 105, 330-342
- Erlank, A.J., Marsh, J.S., Duncan, A.R., Miller, R.M., Hawkesworth, C.J., Betton, P.J., Rex, D.C. (1984). Geochemistry and petrogenesis of Etendeka volcanic rocks from SWA/Namibia. In: Erlank A.J. (ed) *Petrogenesis of volcanic rocks of the Karoo Province*. *Geological Society of South Africa Spec Public*, 13, 195-247.
- Ernesto, M., Raposo, M.I.B., Marques L.S., Renne, P.R., Diogo, L.A., De Min, A. (1999). Paleomagnetism, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the North-eastern Paraná Magmatic Province. Tectonic Implications. *Journal of Geodesia*, 28, 321-340.
- Ernesto M., Marques, L.S., Piccirillo, E.M., Molina, E.C., Usami, N., Bellieni, G. (2002). Paraná Magmatic Province – Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118(1), 15-36.

- Ewart, A., Milner, S.C., Armstrong, R.A., Duncan, A.R. (1998)a. Etendeka volcanism of the Goboboset Mountains and Messum Igneous Complex, Namibia. Part I: Geochemical evidence of Early Cretaceous Tristan plume melts and the role of crustal contamination in the Paraná-Etendeka CFB. *Journal of Petrology*, 39, 191-225.
- Ewart, A., Milner, S.C., Armstrong, R.A., Duncan, A.R., (1998b) Etendeka volcanism of the Goboboset Mountains and Messum Igneous Complex, Namibia. Part II: voluminous quartz latite volcanism of the Awahab magma system. *Journal of Petrology*, 39, 227-253.
- Ewart, A., Milner, S.C., Duncan, A.R., Bailey, M., (2002). The Cretaceous Messum igneous complex, S.W. Etendeka, Namibia: reinterpretation in terms of a down-sag-cauldron subsidence model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114, 251-273.
- Ewart A., Marsh, J.S., Milner, S.C., Duncan, A.R., Kamber, B.S., Armstrong, R.A. (2004)a. Petrology and geochemistry of Early-Cretaceous bimodal continental flood volcanism of the NW Etendeka, Namibia. Part 1: Introduction mafic lavas and re-valuation of mantle source components. *Journal of Petrology*, 44, 59-105.
- Ewart, A., Marsh, J.S., Milner, S.C., Duncan, A.R., Kamber, B.S., Armstrong, R.A. (2004)b. Petrology and geochemistry of Early-Cretaceous bimodal continental flood volcanism of the NW Etendeka, Namibia. Part 2: Characteristics and Petrogenesis of the High-Ti Latite and High-Ti and Low-Ti Voluminous Quartz Latite Eruptives. *Journal of Petrology*, 45(1), 107-138.
- Fodor, R.V., Corwin, C., Sial, A.N., (1985). Crustal signatures in the Serra Geral flood basalt province, southern Brazil: O and Sr-isotope evidence. *Geology*, 13, 763-765.
- Frank, H.T., Gomes, M.E.B., Formoso, M.M.L. (2009). Reviews of the areal extent and the volume of the Serra Geral Formation – Paraná Basin South America. *Inédito*.
- Gallagher, K. e Hawkesworth, C.J., (1992). Dehydration melting and the generation of continental flood basalts, *Nature*, 358, 57-59.
- Garland, F., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M. (1995). Description and petrogenesis of the Paraná rhyolites, southern Brazil. *Journal of Petrology*, 36, 1193-1127.
- Gibson, S. A., Thompson, R. N., Dickin, A. P. (2000). Ferropicrites: geochemical evidence for Fe-rich streaks in upwelling mantle plumes. *Earth and Planetary Science Letters*, 174(3), 355-374.
- Harris, C., Smith, S., Milner, S.C., Erlank, A.J., Duncan, A.R., Marsh, J.S., Ikin, N.P. (1989), Oxygen isotope geochemistry of the Mesozoic volcanic of the Etendeka Formation, Namibia. *Contribution of Mineralogy and Petrology*, 102, 454-461.
- Harris, C., Whittingham, A.M., Milner S.C., Armstrong, R.A., (1990). Oxygen isotope geochemistry of the silicic volcanic rocks of the Etendeka-Paraná province: source constraints. *Geology*, 18, 1119-1121.
- Harris, C; Milner, S. (1997). Crustal origin for the Paraná rhyolites: discussion of ‘Description and petrogenesis of the Paraná rhyolites, southern Brazil’ by Garland et al.(1995). *Journal of Petrology*, 38(2), 299-302.
- Harry, D. L., Sawyer, D. S. (1992). Basaltic volcanism, mantle plumes, and the mechanics of rifting: The Paraná flood basalt province of South America. *Geology*, 20(3), 207-210.
- Hawkesworth, C.J., Mantovanni, M.S.M, Peate, D.W., (1988). Lithosphere remobilization during Paraná CFB magmatism, in Menzies, M.A. & Cox, K. (Eds.) *Oceanic and Continental Lithosphere: Similarities and Differences*, *Journal of Petrology*, Oxford, 205-223.

- Janasi, V.A., Montanheiro, T.J., Dantas, F.A., Reis, P.M., Freitas, V.A., Yamamoto, J.K. (2005). Aspectos Geológicos, Petrográficos e Químicos do Vulcanismo ácido da Bacia do Paraná na Região de Piraju-Ourinhos (SP). Anais do III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Cabo Frio, R.J. – Brasil.
- Janasi, V.A., Negri, F.A., Montanheiro, T.J., Freitas, V.A., Rocha, B.C., Reis, P.M. (2007)a. Geochemistry of the eocretacic basalt magmatism in the Piraju-Ourinhos region, SE Brazil, and implications to the stratigraphy of the Serra Geral Formation. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(1), 148-162.
- Janasi, V.A., Montanheiro, T.J., Freitas, V.A., Reis, P.M., Negri, F.A., Dantas, F.A. (2007)b. Geology, petrography and geochemistry of the acid volcanism of the Paraná Magmatic Province in the Piraju-Ourinhos region, SE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4), 745-759.
- Janasi, V. D. A., de Freitas, V. A., Heaman, L. H. (2011). The onset of flood basalt volcanism, Northern Paraná Basin, Brazil: A precise U–Pb baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite. *Earth and Planetary Science Letters*, 302(1), 147-153.
- Jerram, D.A., Mountney, N., Holzförster, F., Stollhofen, H., (1999). Internal stratigraphic relationships in the Etendeka Group in the Huab Basin, NW Namibia. *Journal of Geodynamics*, 28, 393–418.
- Lima, E.F.D., Philipp, R.P., Rizzon, G.C., Waichel, B.L., Rossetti, L.D (2013). Sucessões vulcânicas, modelo de alimentação e geração de domos de lava ácidos da Formação Serra Geral na região de São Marcos-Antônio Prado (RS). *Geologia USP. Série Científica*, 12(2), 49-64.
- Luchetti, A.C.F., Machado, F.B., Nardy, A.J.R., Squizzato, E., Oliveira, M.A.F. (2005). Litoestratigrafia e litogeoquímica das rochas vulcânicas ácidas associadas ao vulcanismo Serra Geral. In: Anais do III Simpósio de Vulcanismo e Associados, Cabo Frio, R.J., v.1, 277-282.
- Luchetti, A.C.F. (2010). Aspectos vulcanológicos dos traquidacitos da região de Pirajú – Ourinhos (SP). Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo, 93p.
- Mantovani, MSM, Marques, LS, Souza, MA, Atalla, L, Civeta, L, Innocenti, F (1985). Trace element and Strontium Isotope Constraints of the Origin and Evolution of Paraná Continental Flood Basalts of Santa Catarina State (south Brazil). *Journal of Petrology*, 26, 187-209
- Mantovanni, M.S.M., Peate, D.W., Hawkesworth, C.F. (1988). Geochemical stratigraphy of the Paraná continental flood basalts: a contribution from borehole samples. in Piccirillo, E.M. & Melfi, A.J. (eds), *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: Petrogenesis and geophysical aspects*. IAG-USP press, 15-24
- Marques, L.S., Piccirillo, E.M., Melfi, A.J., Comin-Chiaramonti, P., Bellieni, G. (1988). Geochemistry and REE distribution of flood basalt – rhyolite suites from the Paraná basin (Brazil), in: *Abstract of Geochemical evolution of the continental crust Conference*, Poços de Caldas, Brazil, 70-79.
- Marques, LS, Dupré, B., Piccirillo, EM (1999). Mantle source compositions of the Paraná Magmatic Province (southern Brazil): evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry. *Journal of Geodyn.*, 28, 439-458.
- Marsh, J.S., Ewart, A., Milner, S.C., Duncan, A.R., Miller, R.McG. (2001). The Etendeka Igneous Province: magmas types and their stratigraphic distribution with implications

- for the evolution of the Paraná-Etendeka flood basalt province. *Bulletin of Volcanology*, 62, 464-486.
- Milner, S.C., Duncan, A.R., Ewart, A. (1992). Quartz latite rheognimbrites flows of the Etendeka Formation, north western Namibia. *Bulletin of Volcanology*, 54, 200-219.
- Milner, S.C., Duncan, A.R., Whittingham, A.M., Ewart, A. (1995a). Trans Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silicic units within the Paraná-Etendeka igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69, 137-157.
- Milner, S.C., Le Roex, A.P., O'Connor, J.M. (1995b). Age of Mesozoic igneous rocks in northwestern Namibia, and their relationship to continental breakup. *Journal of Geological Society*, 152, 97-102.
- Milner, S.C., Le Roex, A.P. (1996). Isotope characteristics of the Okonyenya igneous complex northwestern Namibia: constraints on the composition of the early Tristan plume and the origin of the EM 1 mantle component. *Earth and Planetary Science Letters*, 141, 277-291.
- Mincato, R.L., Enzweiler J., Schrank, A. (2003). Novas Idades $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ e implicações na metalogênese dos depósitos de sulfetos magmáticos de Ni-Cu-EPG na Província Ignea Continental do Paraná. In: *Resumo expandido do Congresso Brasileiro de Geoquímica*, 9, 67-92.
- Nardy, A.J.R. (1995). *Geologia e petrologia do Vulcanismo mesozóico da Região central da Bacia do Paraná*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas – Rio Claro (SP), 315p.
- Nardy, A.J.R., Machado, F.B., Oliveira, M.A.F. (2008). As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(1), 178-195.
- Peate, D.W. (1997). The Paraná-Etendeka Province. In: Mahoney, J.J.; Coffin, M.F. (eds) *Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism*. *Geophysical Monograph 100*, American Geophysical Union (AGU), 217-245.
- Peate, D.W., Mantovani, M.S.M., Hawkesworth, C.J. (1988). Geochemical stratigraphy of the Paraná continental flood basalts: borehole evidence. *Revista Brasileira de Geociências*, 18, 212-221.
- Peate, D.W., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M., Shukovsky, W. (1990). Mantle plumes and flood basalt stratigraphy in the Paraná, South America, *Geology*, 18, 1223-1226
- Peate, D.W., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M. (1992). Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (S. America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, 55, 119-139.
- Peate, D.W., Hawkesworth, C.J. (1996). Lithospheric to asthenospheric transition in low-Ti flood basalts from Southern Paraná, Brazil. *Chemical Geology*, 127, 1-24.
- Peate, D.W., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M., Rogers, N.W., Turner, S.P. (1999). Petrogenesis and stratigraphy of the high Ti/Y Urubici magma type in the Paraná flood basalt province and implications for the nature of the “Dupal”-type mantle in the South Atlantic region. *Journal of Petrology*, 40, 451-473.
- Petrini R., Civetta, L., Peccirillo, E.M., Bellienni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques L.S., Melfi, A.J. (1987). Mantle heterogeneity and crustal contamination in the genesis of low-Ti continental flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): Sr-Nd isotope and geochemical evidence. *Journal of Petrology*, 28, 701-726.

- Piccirillo, E.M., Raposo, M.I.B., Melfi, A.J., Comin-Chiaramonti, P., Bellieni, G., Cordani, U.G., Kawashita, K. (1987). Bimodal fissural volcanic suites from the Paraná basin (Brazil): K-Ar age, Sr-isotopes and geochemistry. *Geochemical Brasiliensis*, 1, 53-69.
- Piccirillo, E.M., Cox, K.G. (1988a). Origin of variation in the mafic rocks of the S. Parana basin. Extended Abstract International Conference Geochemical Evolution of Continental Crust, Poços de Caldas, Brazil, 83-89.
- Piccirillo, E.M., Melfi, A.J., Comin-Chiaramonti, P., Bellieni, G., Ernesto, M., Marques, L.S., Nardy, A.J.R., Pacca, I.G., Roisemberg, A., Stolfa, D. (1988b). Continental flood volcanism from the Paraná basin (Brazil) in: Macdougall, J.D. (ed) Continental flood basalts. Kluwer Academic Publ, 195-238.
- Piccirillo, E.M., Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Ernesto, M., Melfi, A.J., Pacca, I.G., Ussami, N. (1988c). Significance of the Paraná flood volcanism in the disruption of western Gondwanaland. in Piccirillo, E.M. & Melfi, A.J. (eds), The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: Petrogenesis and geophysical aspects. IAG-USP press, 285-295.
- Renne, P.R., Ernesto M, Pacca, I.G., Coe, R.S., Glen, J.M., Prevôt, M, Perrin, M. (1992). The age of Paraná flood volcanism rifting of Gondwanaland and the Jurassic-Cretaceous Boundary. *Science*, 258, 975-979.
- Renne, P.R., Deckart K., Ernesto, M., Férraud, G., Piccirillo, E.M. (1996a). Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil) and implications to Paraná flood volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 144, 199-212.
- Renne, P.R., Glen, J.M., Milner, S.C., Duncan, A.R. (1996b). Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in southwestern Africa. *Geology*, 24, 659-662.
- Rocha Campo, A.C., Cordani, U.C., Kawashita, K., Sonoki, H.M., Sonoki, I.K. (1988). Age of the Paraná flood volcanism, in Piccirillo, E.M. & Melfi, A.J. (eds.), The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: Petrogenesis and geophysical aspects. IAG-USP press, 25-46.
- Stewart, K., Turner S., Kelley, S., Hawkesworth, C., Kirstein, L., Mantovani, M. (1996). 3-D ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province. *Earth Planet Science Letters*, 143, 95-109.
- Taylor, S. R. & McLennan, S. M. (1995). The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, 33, 241-265.
- Turner, S., Regelous, M, Kelley, S., Hawksworth, C., Mantovani, M.M.S. (1994). Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Earth Plan Sci. Lett.* 121.
- Waichel, B.L., Lima, E.F., Sommer, C.A., Lubachesky, R. (2007). Peperite formed by lava flows over sediments: an example from the central Paraná Continental Flood basalts, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159, 343-354.
- Waichel, BL, Scherer, CMS, Frank, H.T. (2008). Basaltic lava flows covering active aeolian dunes in the Paraná Basin in southern Brazil: Features and emplacement aspects. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 171, 59-72.

CAPÍTULO 4

CONTEXTO GEOLOGICO DA ÁREA DE ESTUDO

4.1 APRESENTAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O presente estudo partiu do mapeamento na escala de 1:50.000 (Fig. 4.1), de uma área de aproximadamente 100 km², localizada entre as cidades de Barros Cassal e Gramado Xavier, Estado do Rio Grande do Sul, Brasil. No local afloram predominantemente rochas ácidas do tipo Palmas da PMPE que mostram uma história geológica bem definida, com a sucessão de três episódios vulcânicos principais, cada qual marcado por características composicionais e estruturais peculiares, associada a uma importante sedimentação contemporânea, até agora pouco conhecida.

A estratigrafia das sequências vulcânicas ácidas e o mapa litoestratigráfico (Fig. 4.1.) foram tema do artigo submetido a revista *Geologia USP – Série Científica*. O artigo, aceito para publicação, é apresentado no Anexo 2 desta tese.

4.2 ESTRATIGRAFIA

4.2.1 Sequencia Inferior – Caxias do Sul

A sequência inferior (Fig. 4.2) denominada Caxias do Sul corresponde a primeira manifestação de magmatismo ácido que ocorreu na região. A sequência é constituída pela superposição de diversos fluxos de lava e lava-domos de composição dacítica, com uma ampla gama de estruturas vulcânicas que são evidentemente geradas por fluxos efusivos (Capítulo 5).

As principais exposições destas lavas são encontradas à sul da área, ao longo do vale do rio Palmeira (Fig. 4.1), onde o pacote pode atingir espessuras máximas de 140 m (Fig. 4.2). Estas rochas também afloram ao longo dos vales do rio Pardo e rio Fãozinho, nas porções norte e oeste do mapa (Fig. 4.1), respectivamente.

O final deste evento vulcânico ocorre de forma intermitente, permitindo a deposição de sedimento entre os últimos derrames e o preenchimento com areia fina das fraturas de resfriamento que se formaram nas superfícies expostas das lavas. A areia também se acumulou nas depressões formadas entre os lava domos e fluxos de lava, formando pequenos depósitos 0,2 a 3 m de espessura.

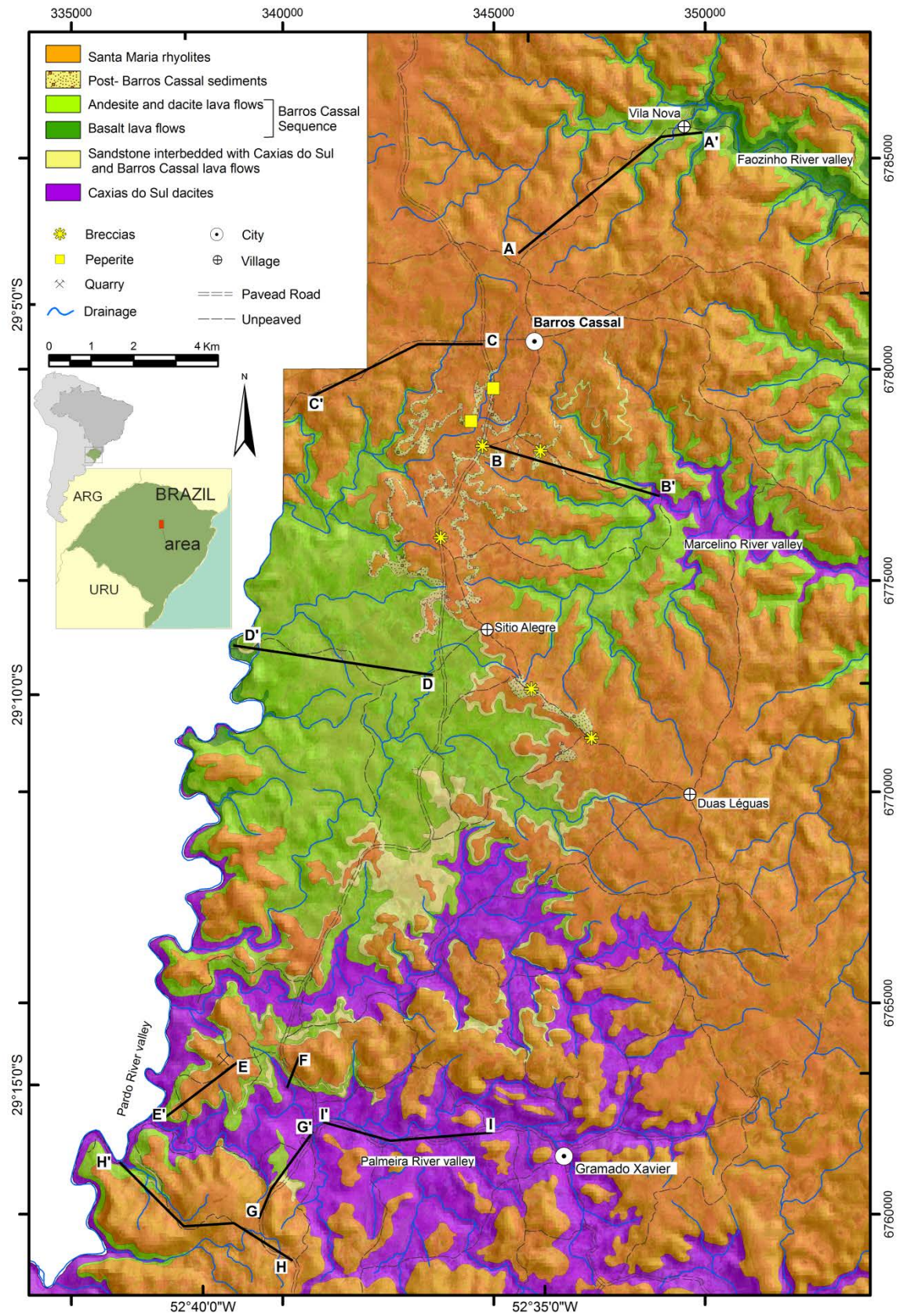


Fig. 4.1 Mapa geológico da área de estudo, de área localizada a sul da cidade de Soledade, RS.

4.2.2 Sequencia Intermediária – Barros Cassal

A segunda sequência vulcânica é denominada neste trabalho de Barros Cassal. Esta sequência consiste de um conjunto de lavas de andesito basáltico, andesito e dacito, que pode atingir espessuras de até 100 m na região central do mapa (perfil D-D', na Fig. 4.1, 4.2).

Estas rochas recobrem a sequência ácida inferior (Caxias do Sul), desde que a mesma não ultrapasse a cota topográfica de 420 m (Fig. 4.2). Nos locais onde o topo da Sequência Caxias do Sul ocorre entre os níveis topográficos 380 e 420 m, esta sequência é representada por um máximo de dois fluxos dacíticos.

Os derrames de andesito basáltico, quando afloram, correspondem sempre às lavas inferiores da sequência, sendo as mesmas recobertas pela séria de lavas andesíticas e dacíticas intercaladas e depósitos de arenito contemporâneo ao vulcanismo.

O arenito é vermelho e arcoseano; e os depósitos, no geral, apresentam estruturas primárias de sedimentação, como estratificação cruzada e plano-paralelas.

O andesito basáltico aflora nos vales do rio Fão e rio Pardo, próximo a cidade de Barros Cassal (Fig. 4.1 e 4.2). Os fluxos andesíticos afloram como delgadas e descontínuas camadas de até 3 m de espessura, sobrepondo-se aos fluxos de andesito basáltico ou em contato direto com os dacitos Caxias do Sul. Os fluxos de andesito são intercalados com depósitos de arenito e derrames de composição dacítica.

Os derrames de dacito predominam no topo da sequência Barros Cassal, e constantemente são intercalados por depósitos de arenito. Em algumas locais, a Sequência Barros Cassal é representada por apenas um único fluxo de lava dacítico (Fig. 4.2), estando o mesmo ensanduichado entre as sequências Caxias do Sul e Santa Maria.

4.2.3 Sedimentos

Os mais extensos e espessos pacotes de sedimento ocorrem depositados sobre a Sequência Barros Cassal e recobertos por fluxos riolíticos da sequência vulcânica superior (Fig. 4.2). Os depósitos de arenitos, com frequentes fácies conglomeráticas, apresentam espessuras de até 10 m e em algumas exposições mais contínuas podem alcançar 1,5 km de extensão. Localmente, estes arenitos ocorrem intercalados as lavas da sequência superior formando estruturas de peperito (Capítulo 5).

Estruturas de interação lava-sedimento são comuns nas bases dos derrames que cobrem depósitos de areia. Também é frequente a formação de diques clásticos no topo de diversos derrames. Maiores detalhes sobre estas estruturas são apresentadas no Capítulo 5.

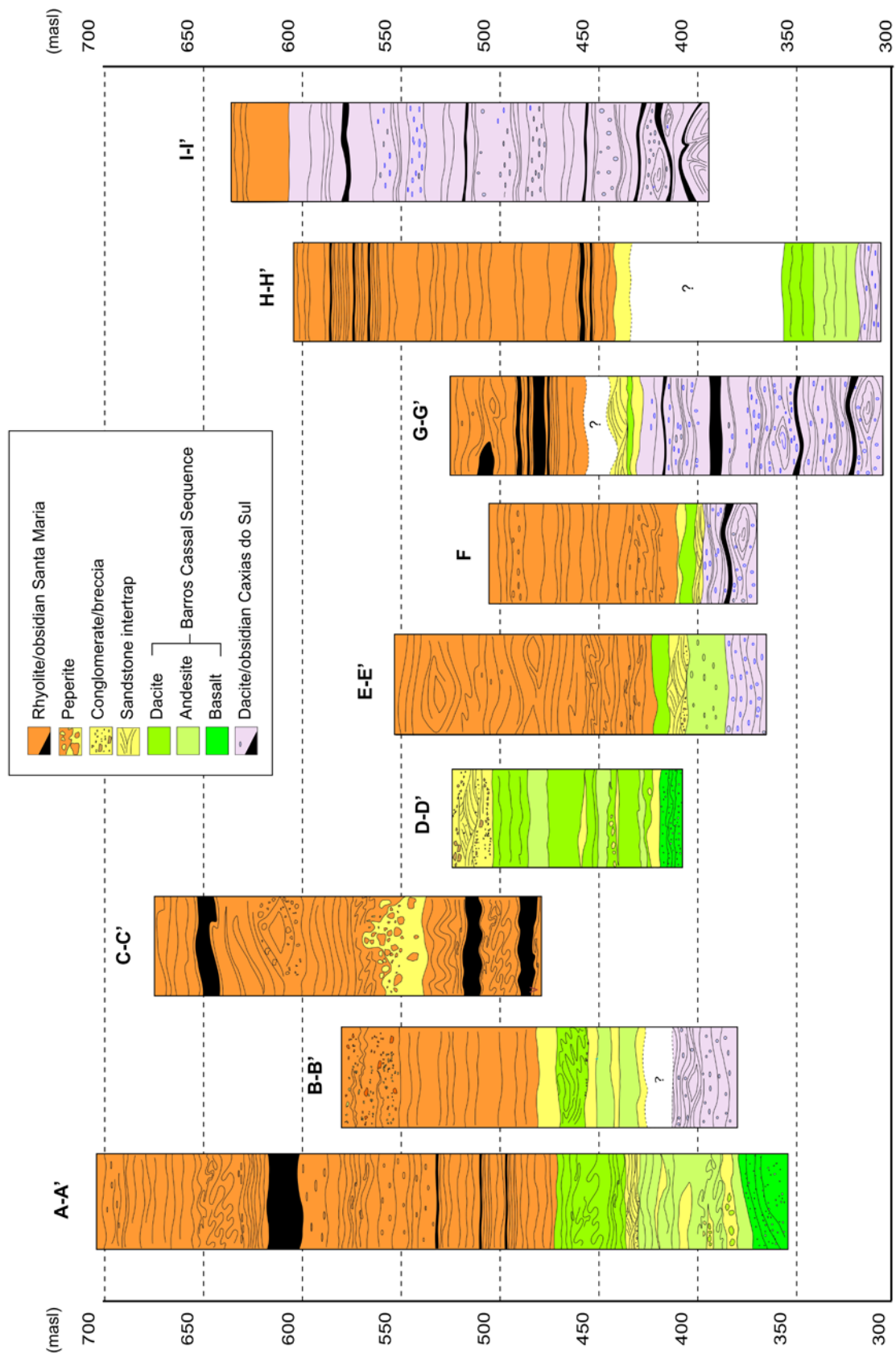


Fig. 4.2 (*página anterior*). Perfis estratigráficos mostrando relações geológicas chaves na área mapeada. **A-A'**: norte de Barros Cassal até Vale do Rio Fãozinho; **B-B'**: Barros Cassal até o vale do córrego Marcelino; **C-C'**: Barros Cassal até vale do rio Pardo; **D-D'**: de Sitio Alegre até o vale do rio Pardo; **E-E'**: Pedreira até vale do rio Pardo; **F**: afloramento RS-73; **G-G'**: do afloramento RS-74 até Rio Pardo; **H-H'**: rio Pardo até afloramento RS-97; **I-I'**: Estrada de acesso para a cidade de Gramado Xavier.

4.2.4 Sequencia superior – Santa Maria

A sequencia superior é denominada Santa Maria e corresponde a mais espessa e extensa sequencia de rochas vulcânicas ácidas da região, alcançando até 400 m de espessura e recobrimdo uma boa porção da área mapeada (Fig. 4.1).

As rochas desta sequencia são de composição riolítica e podem apresentar um aspecto cristalino ou vítreo. Os depósitos de obsidianas (maciças ou vesiculada) apresentam pouca espessura e, no geral, correspondem à base da sequencia Santa Maria. A variedade mais cristalina pode ser maciça ou bandada (Capítulo 5), com cores que variam entre cinza, amarelo e rosado. Disjunções verticais predominam no centro do corpo vulcânico e as horizontais no topo. Diversas estruturas características de fluxos efusivos foram identificadas nas rochas que compõem esta sequencia e serão descritas no próximo capítulo.

CAPITULO 5

ESTRUTURAS E TEXTURAS VULCÂNICAS

Para conhecer o estilo eruptivo e identificar os principais mecanismos atuantes durante a formação dos depósitos vulcânicos é fundamental que seja realizado um detalhado estudo estrutural nos afloramentos, somado a uma boa análise textural (macro e microscópica) dessas rochas.

A escassez de boas exposições de rochas vulcânicas ácidas da PMPE em território brasileiro tem sido citada em alguns artigos (e.g. Milner et al., 1995; Bryan et al., 2010) como uma das principais dificuldades para se avançar nos estudos vulcanológicos (i.e. modos de erupção e colocação destas rochas em superfície). Este pressuposto implica então na utilização dos modelos estabelecidos para as rochas Etendeka nos depósitos do Brasil, na premissa de que estes depósitos sejam correlatos, gerados pelo mesmo evento eruptivo.

No entanto, a excelente exposição de rochas descobertas na área mapeada, somada à grande diversidade de estruturas e texturas vulcânicas presentes, permitem avançar nos estudos vulcanológicos, oferecendo informações importantes para a formulação de novos modelos de erupção e de colocação para as rochas vulcânicas tipo Palmas que afloram na borda sul da província da PMPE.

Entre as estruturas identificadas incluem-se: derrames lobados simples e compostos, fluxos de lava laminares, lava-domos, auto-brechas, dobras, disjunções verticais e horizontais, vesículas, bandamentos, desvitrificação com esferulitos e mega-esferulitos, peperitos, diques clásticos, entre outras. Todas estas estruturas e texturas associadas serão descritas nos próximos itens.

5.1 SEQUENCIA CAXIAS DO SUL

A Sequência Caxias do Sul corresponde a um espesso empilhamento de derrames lobados, derrames laminares e lava-domos colocados continuamente, sem grandes hiatos temporais entre as extrusões. As estruturas principais, características de vulcanismo efusivo, serão descritas nos próximos itens.

5.1.1 Derrames Lobados Simples (*Lava flow lobe*)

Os derrames lobados simples estão entre as estruturas mais comuns observadas na Sequência Caxias do Sul e afloram majoritariamente na porção sul da área mapeada, mais especificamente ao longo do vale do rio Palmeira.

Estes derrames caracterizam-se como fluxos de lava com apenas uma frente de avanço (Fig.5.1.), que apresentam uma relação espessura: largura de aproximadamente 1:3.

Uma das estruturas mais distintivas deste tipo de derrame são as formas lenticulares ou o topo arredondado, que pode ser observada em cortes perpendiculares à direção do fluxo, conforme esquematizado na Fig. 5.1. e apresentado em fotografias de campo (Fig. 5.2. A, B, C).

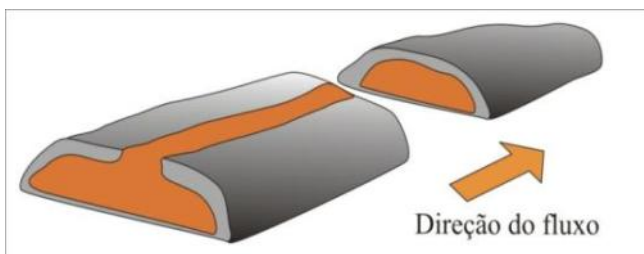


Fig. 5.1 Ilustração esquemática para derrame lobado simples formado por uma única frente de lava

Outra feição comum associada a esta estrutura é a presença de diaclases internas de resfriamento que acompanham a forma do derrame. Com frequência estas diaclases estão associadas a zoneamentos internos que correspondem a diferenças na taxa de cristalização no corpo da lava, definidos pela presença de uma rocha mais coerente na borda e uma obsidiana (fresca ou alterada) no núcleo (Fig. 5.2. B, C).

5.1.2 Derrames Lobados Compostos

Os **derrames lobados compostos** correspondem aos fluxos de lava com frentes de avanço subdivididas em lobos menores, conforme ilustrado na Fig. 5.3.

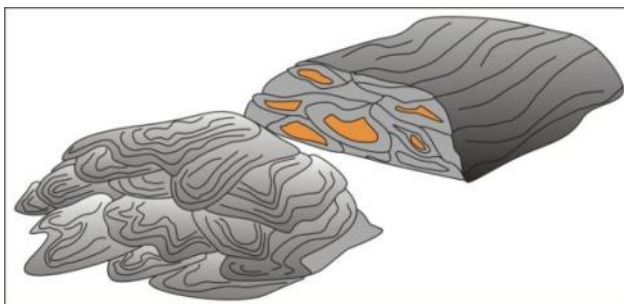


Fig. 5.3 Ilustração esquemática para derrame lobado composto formado por várias frentes de lava, resultante da subdivisão de um lobo maior

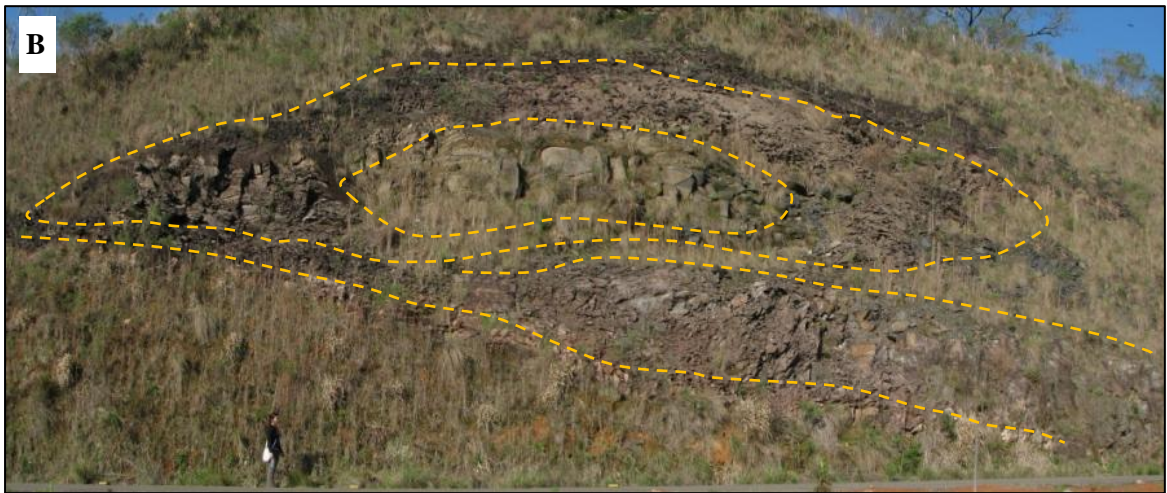


Fig. 5.2 A) Estrutura lenticular, semelhante a um olho, observada em corte perpendicular a direção de fluxo da lava (ponto GX98); B) sequência de derrames; na base do afloramento os derrames estão em corte paralelo à direção de fluxo e em cima em um corte perpendicular, onde é possível visualizar a estrutura lenticular, idem a anterior, porém com núcleo vítreo (GX03C); C) topo de derrame, em corte perpendicular. Neste afloramento a carapaça se destaca com uma rocha mais coerente, enquanto que a porção interna corresponde ao vidro intensamente alterado.

De maneira geral, o conjunto de pequenos lobos apresenta uma dimensão (espessura:largura) semelhante aos derrames lobados simples (1:3); internamente, os lobos podem apresentar formas lenticulares ou irregulares, além de tamanhos diversos (Fig. 5.4.).

Na base e nas paredes dos derrames lobados (simples ou compostos) em corte paralelo à direção de fluxo é frequente a presença de vesículas achatadas ou intensamente estiradas indicando a direção do fluxo. Vesículas na forma de gotas invertidas são visíveis em cortes perpendiculares à direção de fluxo, e evidenciam a tentativa de escape de voláteis no sentido do topo (Fig. 5.4.C). Juntas verticais de resfriamento podem ser proeminentes em algumas exposições.

5.1.3. Derrames laminares (*Laminar flow ou sheet flow*)

Os fluxos laminares que compõem esta sequência correspondem a derrames de pouca espessura (até 5 m) e maior extensão lateral. Estão constituídos por rochas vermelhas intensamente vesiculadas (Fig. 5.5.) ou por obsidianas, com ou sem a presença de vesículas. As obsidianas são geralmente encontradas na base ou no topo dos fluxos mais espessos ou podem constituir derrames mais delgados (com espessuras de até 1 m), à semelhança do que é observado na Sequência Barros Cassal (ver adiante). Os derrames laminares apresentam disjunções horizontais que podem ser aproximadamente retilíneas ou estar dobradas.

5.1.4. Lava Domos

Na Sequência Caxias do Sul as estruturas de lava-domos aflorantes são de pequenas dimensões, com aproximadamente 5 a 8 m de altura por até 30 m de base, podendo ocorrer isoladamente ou estar coalescentes a outros domos (Fig. 5.6.). Entre as principais características distintivas, que permitem diferenciá-la de outros tipos de lavas, estão as formas circulares do corpo e a presença de disjunções verticais no centro, que se curvam no topo e acompanham a forma do domo (Fig. 5.6.).

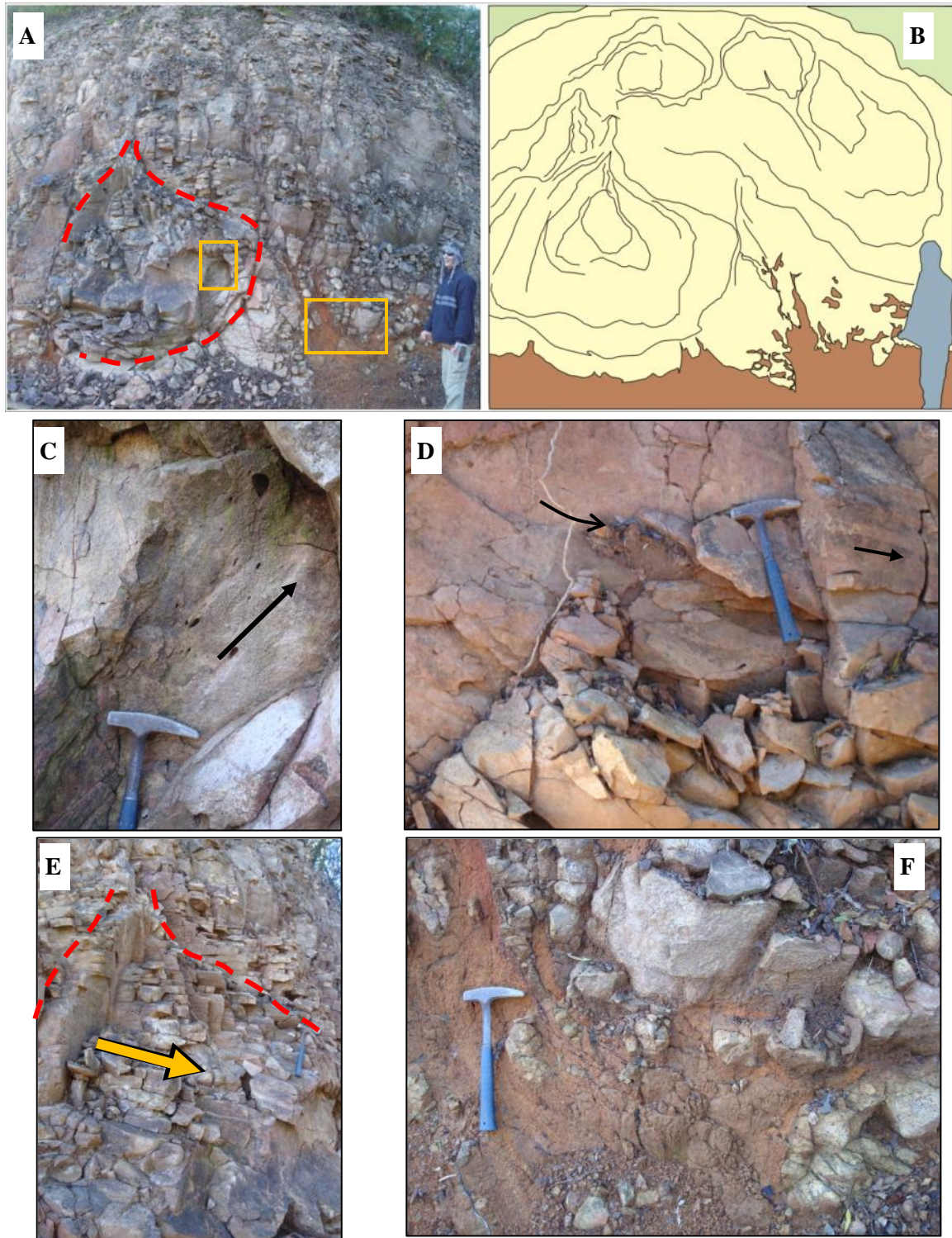


Fig. 5.4. Imagens de derrame lobado tipo composto da Sequência Caxias do Sul. A) Fotografia e respectivo croqui para corte perpendicular à direção de fluxo de um derrame lobado composto. A marcação em vermelho indica o lobo maior, com forma de gota devido ao peso sobreposto; B) Detalhe da lateral do mesmo lobo mostrando a tentativa de escape das vesículas, sentido topo (indicado pela seta); C) corte paralelo à direção de fluxo mostrando vesículas muito finas, intensamente achatadas, evidenciando a direção do fluxo; D) fotografia tomada do lado esquerdo do afloramento mostrando as disjunções paralelas à direção do fluxo (indicada pela seta); E) Detalhe da porção inferior do lobo, mostrando o contato com uma obsidiana (cor marrom – vidro alterado) que teria se deformado devido ao calor e sobrepeso imposto no momento de passagem da lava.

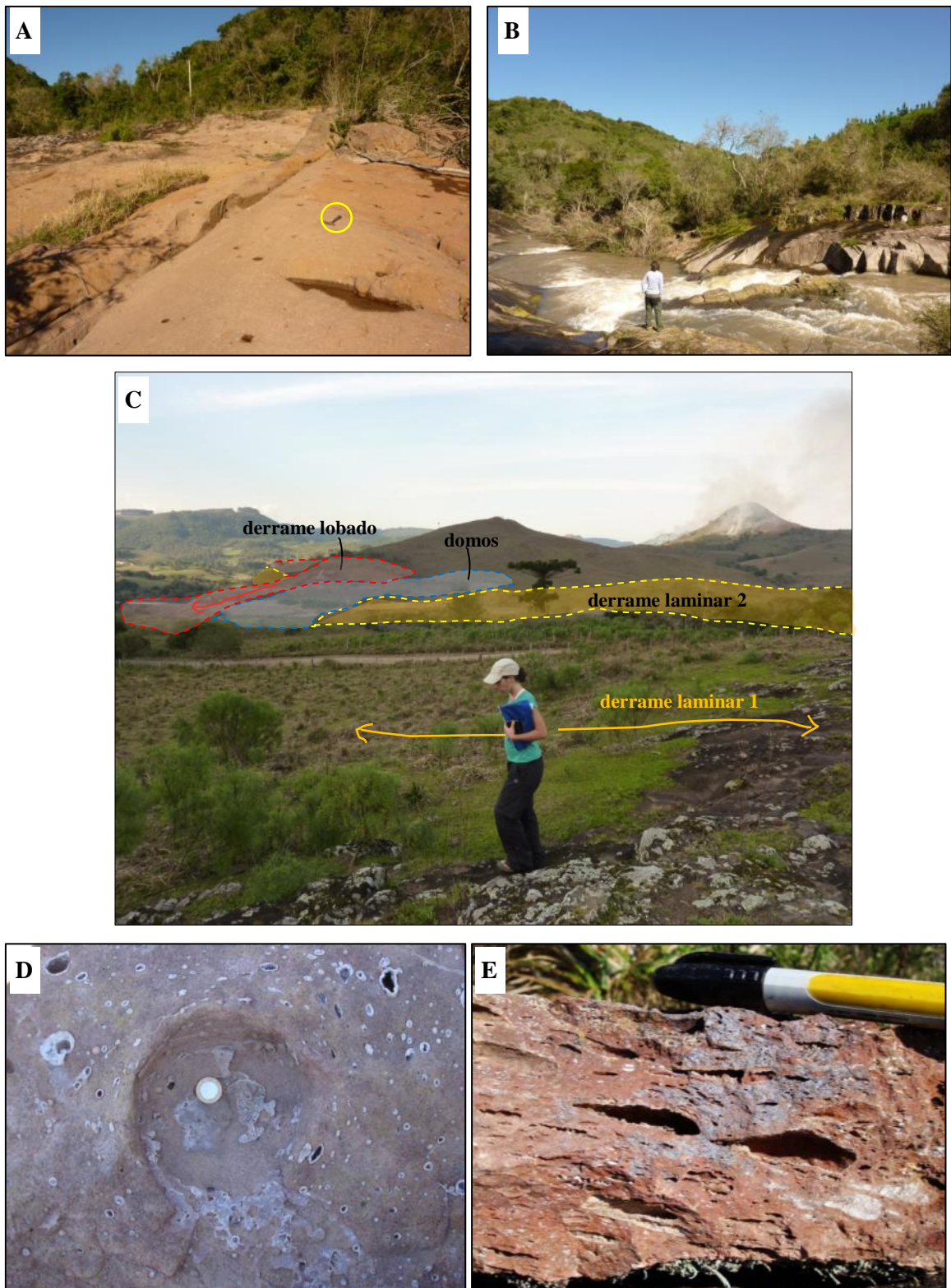


Fig. 5.5. Imagens de distintos fluxos laminares que afloram na área mapeada (A, B, C); D) vesículas e amígdalas presentes em derrame laminar, com cavidade (no centro) que deforma as vesículas e amígdalas previamente formadas; e) lavas laminares com topo intensamente vesiculado, com deformação de inflação que deforma outras vesículas presentes.

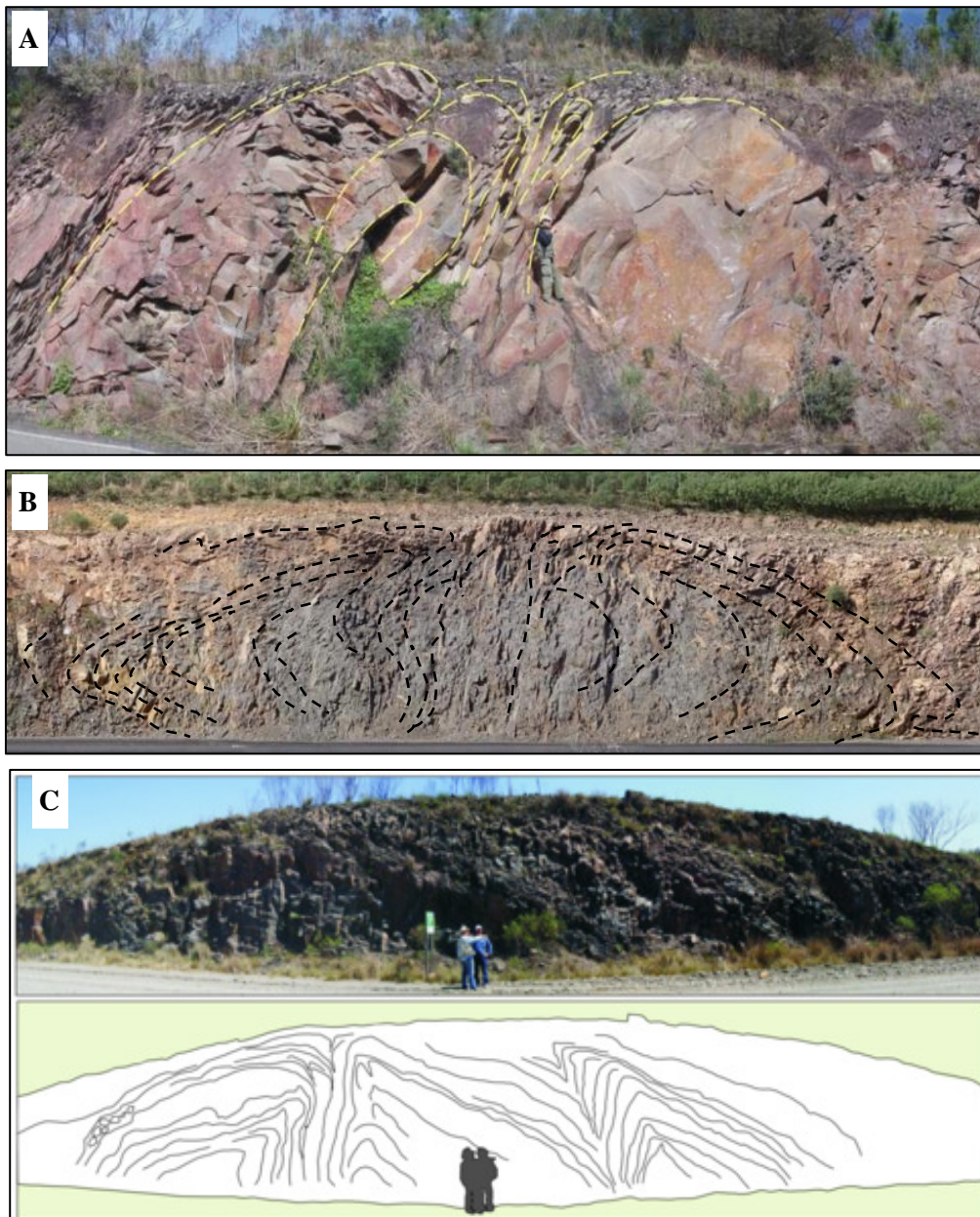


Fig. 5.6. Imagens de três distintos lava-domos que afloram próximo ao vale do rio Palmeira: A) Afloramento GX50 com estrutura do tipo couve-flor que remete a um domo exógeno; B) Domo endógeno do afloramento GX07; C) Topo de domo com estrutura do tipo couve-flor.

Entre as estruturas que remetem ao modo de efusão de lava-domo foram observadas: (i) juntas verticais no centro (Fig. 5.7.) que convergem para juntas circulares na borda do domo (Fig. 5.8.) e que podem corresponder aos canais de alimentação e de expansão do domo endógeno (Fig. 5.6.C); (ii) estruturas do tipo couve-flor (termo traduzido do inglês “*cauliflower-like*”) que representam a extrusão de lava no topo de um domo exógeno (Fig. 5.6. A, B); (iii) carapaças maciças de rocha coerente, com ou sem a formação de auto-brechas.

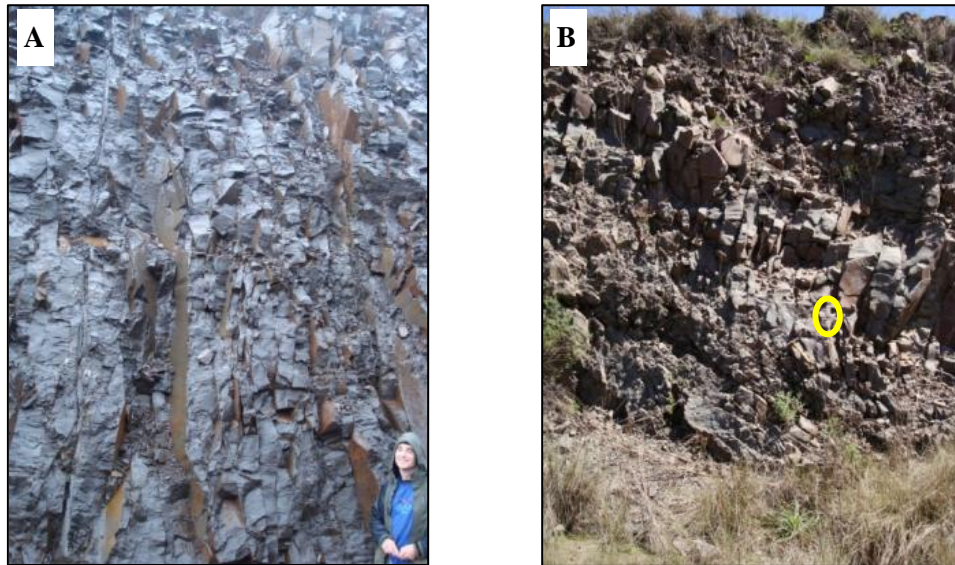


Fig. 5.7 Juntas verticais localizadas no centro do domo: A) Lava-domo GX07; B) Lava-domo GX03 (juntas verticais com divergência no topo formando uma estrutura do tipo couve-flor). Martelo como escala dentro do círculo amarelo



Fig. 5.8 Juntas curvas que se desenvolveram do centro para a borda do domo devido à expansão do corpo: Lava-domo GX03.

5.1.5 Auto Brechas

As estruturas de auto-brechas são observadas no afloramento GX07 e estão associadas a derrames lobados simples, que recobrem dois domos coalescentes (Fig. 5.9A). Em corte perpendicular à direção de fluxo, observa-se que a lava tinha uma morfologia circular a lenticular, e que internamente ocorrem espirais que se destacam pelo bandamento presente na rocha, definido pela intercalação de obsidiana preta maciça, lava vesiculada vermelha e lava brechada. As espirais denotam o comportamento plástico desta lava bandada, quando todas as camadas fluíram e foram enroladas juntas (Fig. 5.9B).

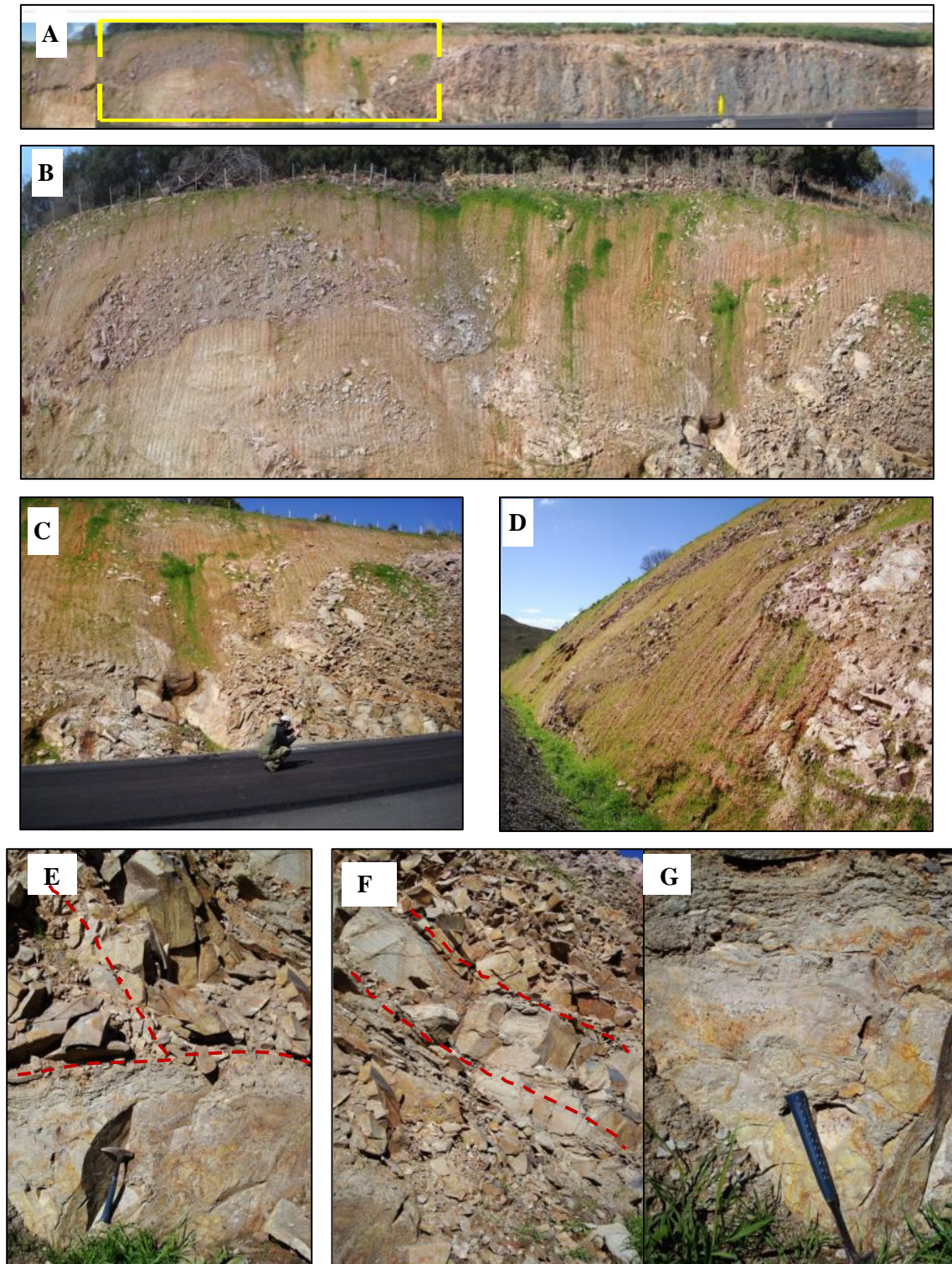


Fig. 5.9 A) Foto panorâmica do afloramento GX07, em que se observam dois domos coalescentes (centro e direita) recobertos por uma seqüência de derrames de lavas auto-brechadas, à esquerda, no detalhe; b) Detalhes da imagem (B) mostrando estruturas em espiral da auto-brecha; C) ; D) detalhes da autobrecha; E) Detalhe da autobrecha (base) sobreposta por obsidiana bandada; F) detalhe da obsidiana bandada, mostrando plano de disjunção paralelo à direção de fluxo e bandamento; G) detalhe da autobrecha.

Neste afloramento, as bandas de auto-brecha constituem-se por fragmentos angulosos de rocha vulcânica imersos numa matriz argilosa resultante da alteração do vidro. Os fragmentos correspondem a dacitos da fácies vermelha vesiculada, que assim como as bandas da mesma fácies apresentam variações quanto à concentração de vesículas, bem como no grau de deformação das mesmas, que podem estar bem estiradas (Fig.5.10), indicando que os fragmentos de lava ainda tinha uma certa plasticidade (não estavam completamente resfriados) quando foram quebrados e carregados.



Fig. 5.10 Intenso estiramento de vesículas na fácies marrom vesiculada da lava bandada que compõe a auto-brecha.

Macroscopicamente, é possível identificar bandamentos de fluxo na obsidiana, principalmente nas porções mais alteradas (Fig. 5.9 D). Amostras não alteradas desta rocha correspondem a vidros com matriz holocristalina, na qual micrólitos estão quase completamente ausentes, apenas contendo fenocristais dispersos (da mesma mineralogia observada em todos os dacitos Caxias do Sul). Ao microscópio, feições de fluxo são identificadas pela orientação dos cristais e vesículas e um sutil bandamento na matriz. Maiores detalhes sobre feições microscópicas nas obsidianas são apresentados no Capítulo 6 (Petrografia e Química Mineral).

5.1.6 Diques Clásticos e Interação com Sedimento

Os diques clásticos (Fig.5.1 A, B) ocorrem com frequência no topo dos últimos derrames da sequência Caxias do Sul, sempre que os mesmos encontram-se recobertos por depósitos de arenito; e correspondem a fraturas de resfriamento que se desenvolveram nas rochas vulcânicas e que foram posteriormente preenchidas pela areia.

Os diques podem apresentar espessuras de até 20 cm e extensões de até 3 m, atravessando do topo até o centro do corpo da lava. Fraturas secundárias associadas a fratura principal também estão preenchidas por areia (Fig.5.11 B). Em diversas fraturas que alcançam o centro do derrame a areia aparenta estar cozida, indicando a contemporaneidade ou o curto

intervalo de tempo entre a extrusão dos últimos derrames dacíticos, a deposição de sedimento e a formação dos diques clásticos.

A interação de lava com sedimento foi observada com menos frequência que os diques e correspondem a “fragmentos” de arenito cozido englobados dentro do fluxo de lava (Fig.5.11 C, D). Assim como os diques estas estruturas ocorrem no topo da sequência vulcânica e confirmam que os últimos derrames foram colocados de forma mais intermitente, com intervalos temporais que permitiram a deposição de pequenos depósitos de arenito entre as lavas (Fig.5.11 D).

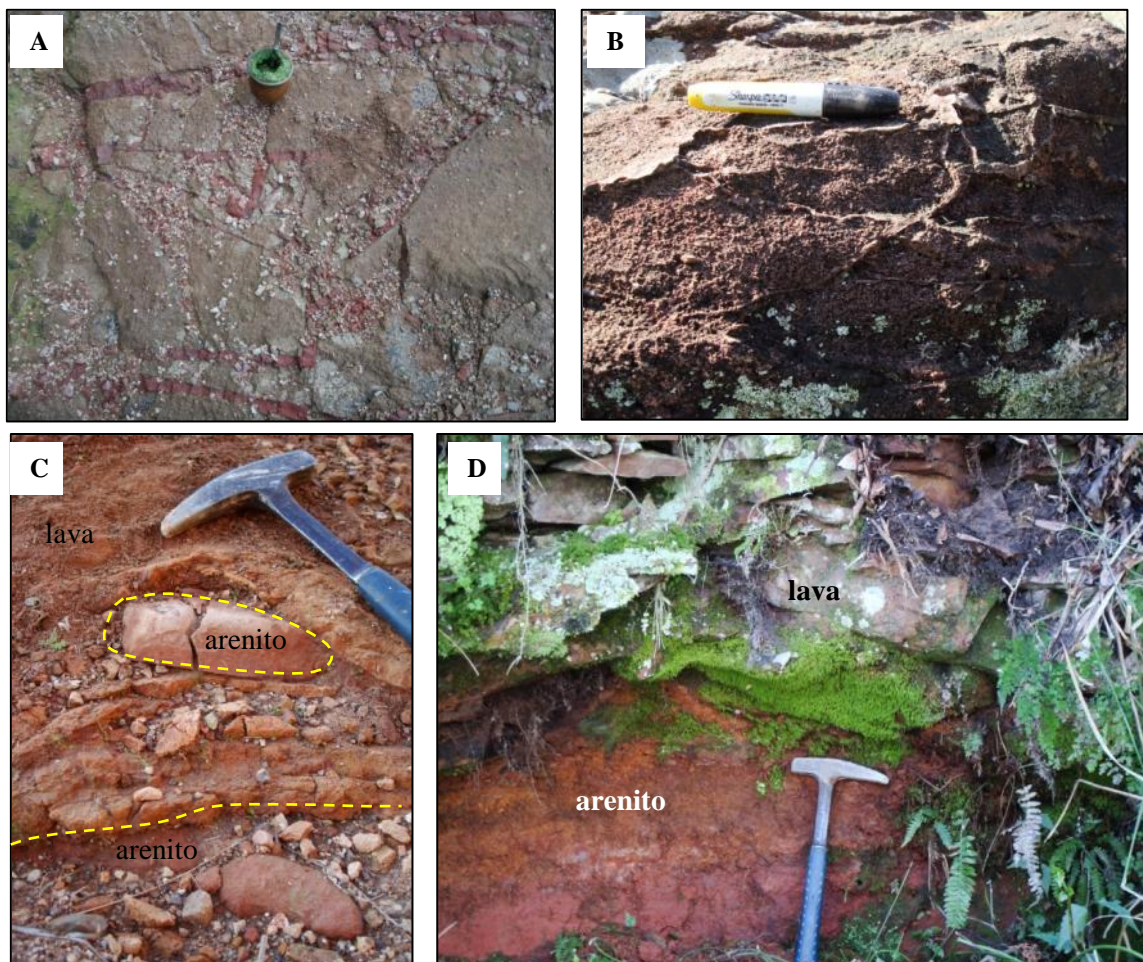


Fig.5.11 A) Fotografia em planta em que se observa a infiltração de areia em fraturas de resfriamento na lava dacítica; B) Diques clásticos em fraturas secundárias. A areia encontra-se cozida; C) Fragmentos de arenito dentro da lava; D) lavas de topo Caxias do Sul recobrendo um depósito de areia (o arenito está ensanduichado entre lavas da mesma sequência).

5.2 SEQUENCIA BARROS CASSAL

5.2.1 Derrames Laminares

A Sequência Barros Cassal é composta por derrames laminares de composição andesito basáltica, andesítica e dacítica. Os derrames apresentam espessuras variadas e encontram-se, na maioria das vezes, intercalados com finas lentes de arenito, como observado no afloramento GX105 (Fig.5.12).

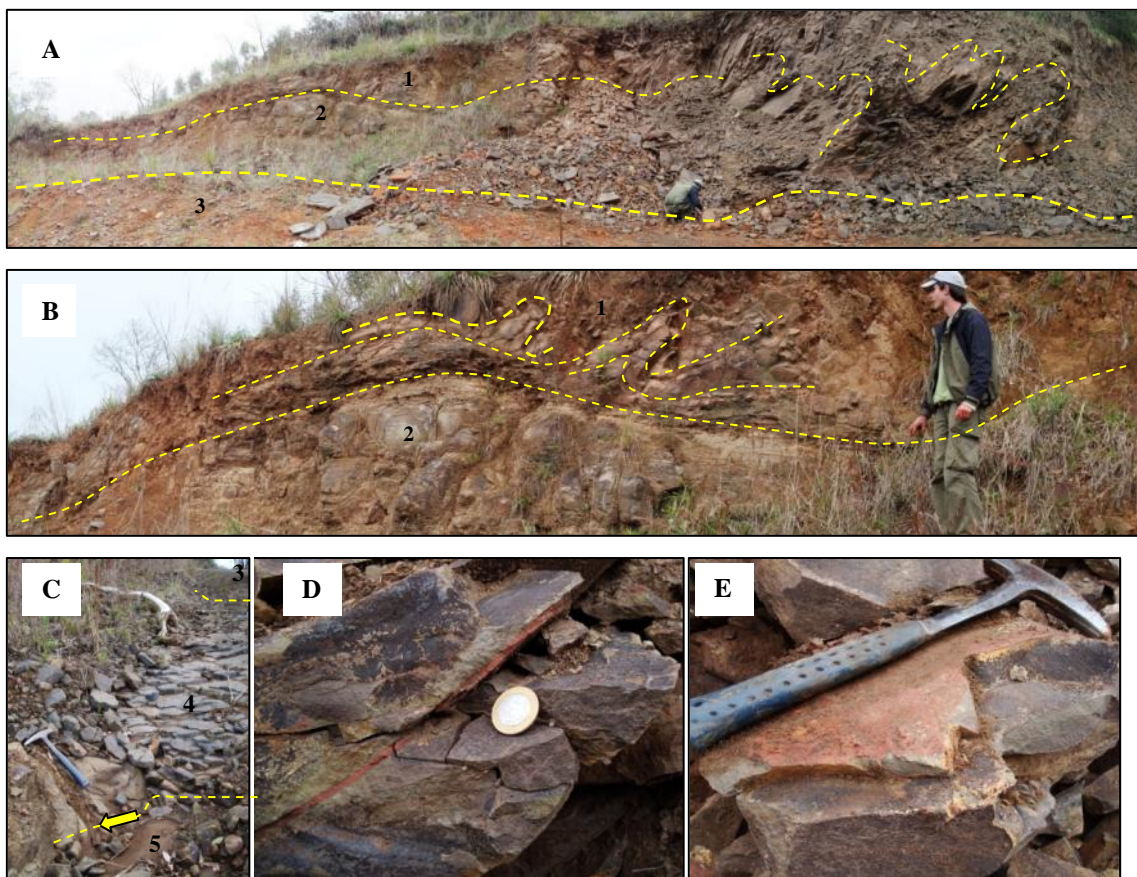


Fig. 5.12 Imagens do afloramento GX105, em que ocorrem derrames de dacito (1 e 2), depósito de arenito (3); derrame de andesito (4) e outro depósito de arenito (5) que recobre um outro derrame de andesito abaixo dele. Dobras de fluxo podem ser observadas nos derrames 1 (foto A) e 2 (foto B). Na foto (C) a flecha indica um dique clástico penetrando o andesito e sendo alimentado de areia da base para o topo; as fotos (D, E) observa-se “folhas” de arenito cozido dentro do derrame de dacito, essas camadas de areia se dobram junto ao fluxo de lava.

Dobras de fluxo (Fig. 5.12), peperitos (Fig.5.12 D, E; 5.13 A, B – maiores detalhes sobre peperitos no item 5.3.5) e diques clásticos (Fig.5.12 C; 5.13 C) são estruturas comumente presentes nas lavas dacíticas e andesíticas.

Em alguns diques clásticos foi também observada a presença de fragmentos angulosos de rocha vulcânica (Fig. 5.13.D) imersos na matriz de areia “cozida”, evidenciando que, em

algumas situações, a lava não estava completamente resfriada quando o sedimento recobriu o derrame e preencheu a fratura.

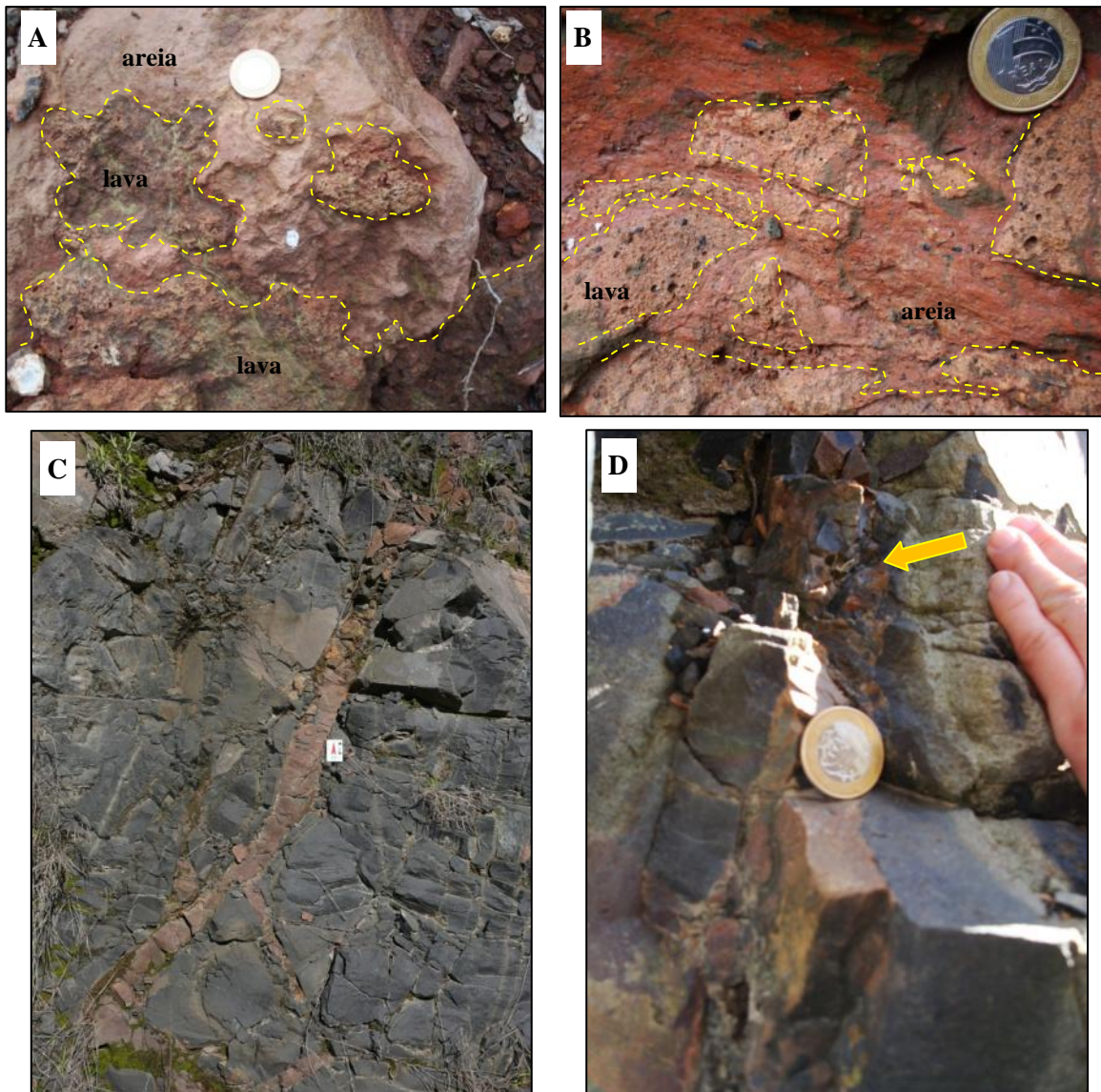


Fig. 5.13 A) e B) Estruturas de peperitos geradas pela interação de lava quente com sedimento inconsolidado; C) dique clástico em derrame dacítico; D) Fragmentação de rocha vulcânica (indicado pela flecha) para dentro do dique clástico, composta por arenito cozido.

5.2.2 Lavas pahoehoe

Derrames de andesito basáltico que compõem a base da sequência Barros Cassal apresentam estruturas características de lavas pahoehoe, com formação de pequenos lobos sobrepostos, de núcleo vesiculado e uma carapaça maciça (Fig. 5.14.). A presença destas lavas indica uma paleo-topografia plana.

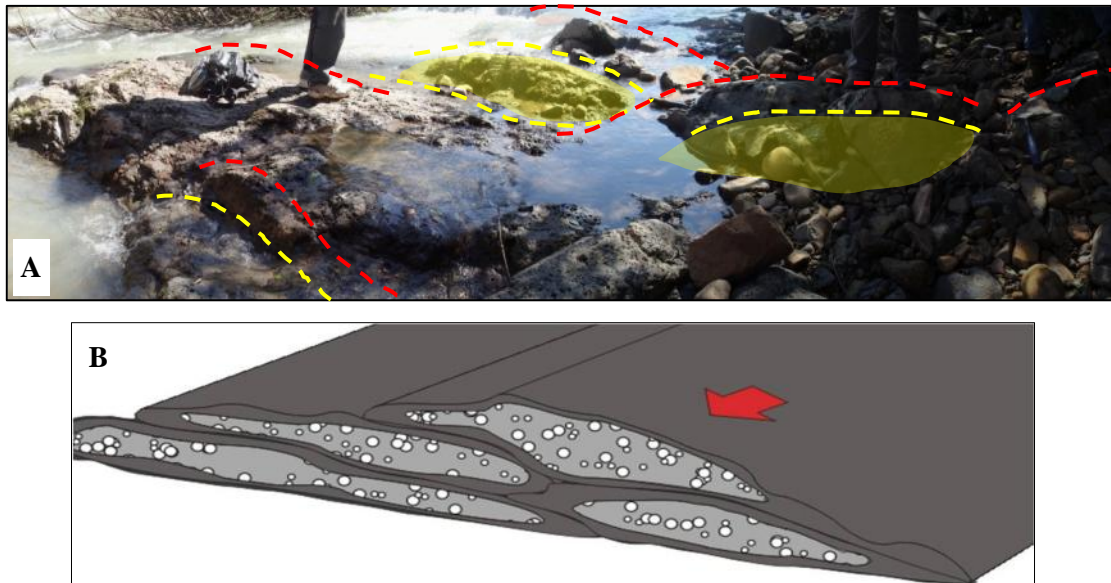


Fig. 5.14 A) Afloramento de andesito basáltico com estruturas indicativas de lavas pahoehoe, no leito do rio Pardo. A linha vermelha tracejada indica a superfície externa da lava, e a linha tracejada amarela indica o limite superior do núcleo vesiculoso. A área amarela corresponde às porções mais vesiculadas (núcleos do pahoehoe); B) desenho esquemático para lavas pahoehoe conforme visualizado neste afloramento, a flecha indica a direção de fluxo.

5.3 SEQUENCIA SANTA MARIA

As evidências encontradas na área mapeada sugerem que a sequência Santa Maria formou-se em duas fases eruptivas principais. A primeira corresponde à extrusão de lavas de baixa viscosidade e pouco volume, formando fluxos de pouca espessura, que recobrem diretamente os arenitos pós-Barros Cassal, formando estruturas de interação lava-sedimento e peperitos. Na ausência de sedimento encontra-se em contato direto com os dacitos Barros Cassal e Caxias do Sul.

A segunda fase eruptiva corresponde à efusão de um maior volume de lavas, que com viscosidade mais elevada resultou em espessos derrames do tipo coulées (extensões de lavadomos) ou lavas do tipo-SR (definidas por Branney *et al.*, 2008).

As estruturas observadas na sequência Santa Maria são descritas a seguir.

5.3.1 Derrames Lobados Simples e Compostos

Os derrames lobados podem aparecer isolados, compondo uma lava lobada simples (5.15 A, C), ou levemente deformados pela sobreposição de outros lobos, caracterizando assim um sistema lobado composto (Fig. 5.15 B).

Os lobos apresentam, mesmo quando deformados, uma forma lenticular (em corte perpendicular a direção de fluxo), constituída na maioria das vezes por uma borda de rocha coerente maciça cristalina ou vítrea (com ou sem vesículas) e núcleos constituídos por obsidiana ou material argiloso, resultante do vidro vulcânico alterado.

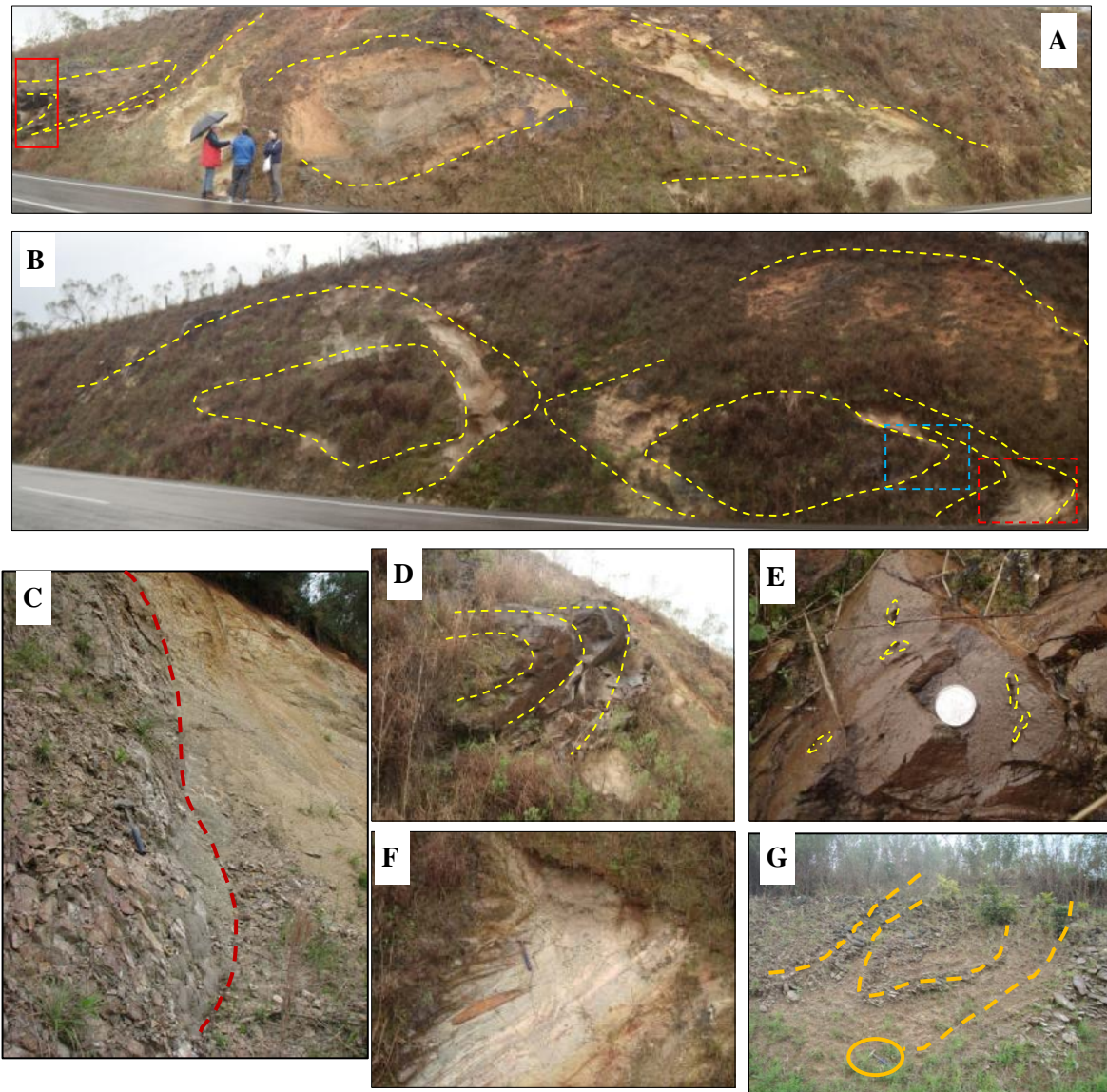


Fig. 5.15 A) e B) Imagens de derrames riolíticos lobados da Sequência Santa Maria; C) núcleo de obsidiana maciça, em contato vertical com borda vítrea alterada; D) borda do fluxo com rocha mais coerente; E) detalhe de núcleo com presença de vesículas que indicam tendência de escape vertical, F) borda do fluxo constituído por vidro alterado. Notar que bandamento e estruturas de fluxo tornam-se mais nítidas; G) derrame lobado de menores dimensões (martelo como escala no círculo amarelo).

Nas áreas mais alteradas (principalmente no núcleo do derrame), tanto o bandamento como as estruturas de fluxo (dobras e estiramento de vesículas) tornam-se muito mais nítidos (Fig.5.15.F). O estiramento das vesículas é uma importante feição que confirma a direção de fluxo da lava.

Alguns destes fluxos lobados encontram-se associados a lineamentos formados por pequenos morros de geometria circular, possíveis estruturas reliquiares de domos vulcânicos, conforme ilustrado na figura 5.16.

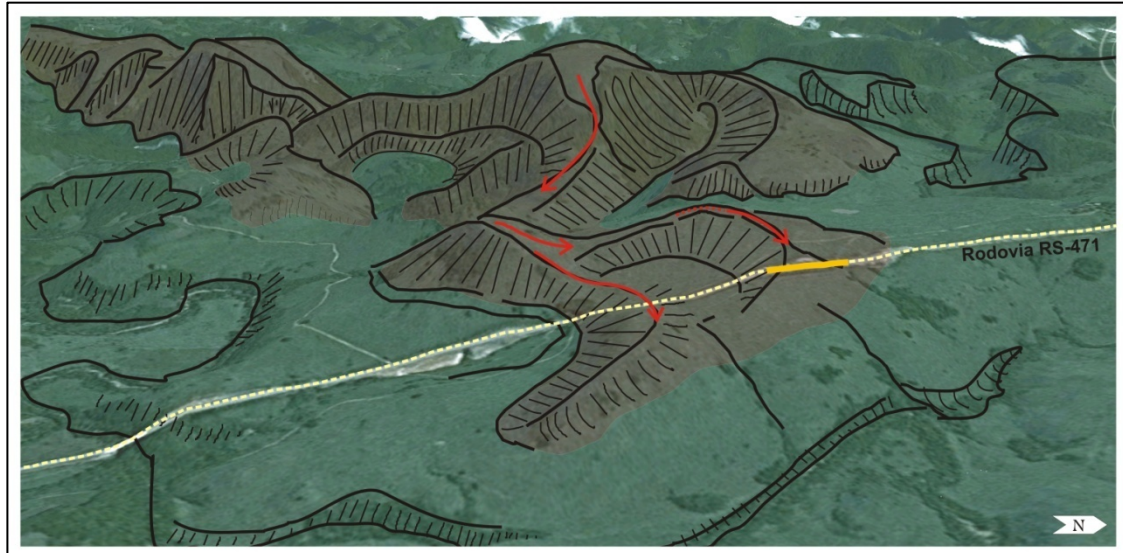


Fig. 5.16 Ilustração sobre imagem 3D, em que se destaca o relevo ao redor do afloramento GX-140 (destacada em amarelo). Neste afloramento se observa um conjunto de lobos de dimensões variadas em corte perpendicular a direção de fluxo. A direção dos fluxos (seta vermelha) acompanha o alinhamento do morro e sugere que as mesmas correspondam a estruturas dômicas reliquiares. A coloração rosada indica a ocorrência de riolitos da Sequencia Santa Maria. Imagem: Google Earth < <http://www.google.com/earth/>>, acesso em 10 janeiro 2012.

5.3.2. Derrames tabulares

São derrames de pouca espessura e com extensões laterais maiores que os fluxos lobados, podendo ser classificadas como lavas do tipo *rubbly* quando apresentam um topo auto-brechado (Fig. 5.17).

Denominou-se como auto-brecha a rocha que contém fragmentos angulosos de rocha vulcânica imersos em obsidiana. Estes fragmentos são derivados do próprio corpo de lava, e correspondem a pedaços da carapaça externa do derrame que durante a movimentação se quebraram e submergiram dentro da fusão que ainda se encontrava a altas temperaturas.

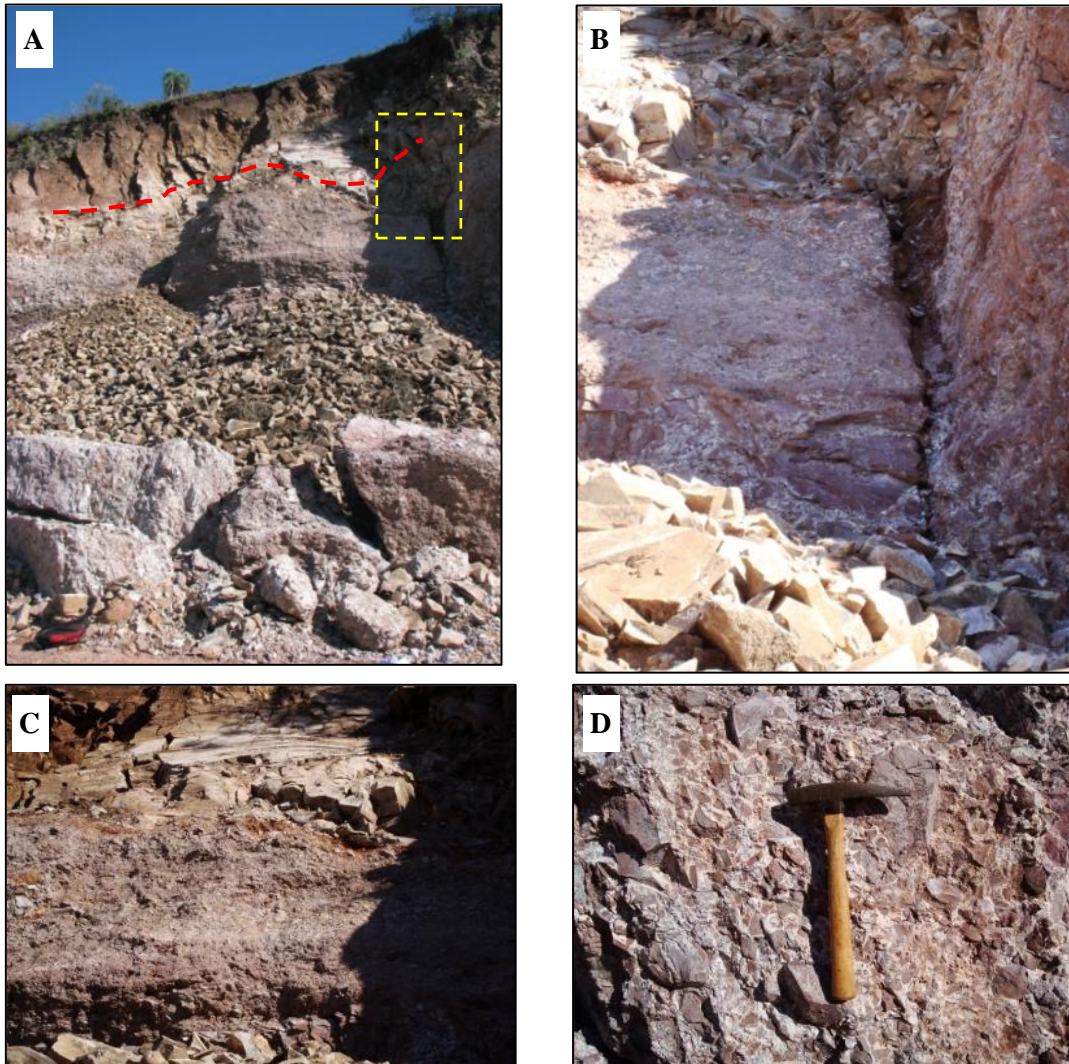


Fig. 5.17 Derrames laminares com topo brechado, característico de lavas rubbly; A) A linha tracejada vermelha indica o contato entre dois derrames; B) Detalhe da foto (A) – quadro em tracejado amarelo; C) Contato entre dois derrames laminares; D) foto de detalhe da autobrecha formada no topo da lava “rubbly”.

5.3.3 Lava-domos e Coulées

Os lava-domos e coulées correspondem a segunda fase do vulcanismo Santa Maria e caracterizam-se como volumosas extrusões (lava domos) que podem alcançar até 200 m de espessura. A expansão lateral destes domos, que podem ultrapassar os 2 km, denominam-se coulées.

Na base destas espessas extrusões ocorrem obsidianas bandadas, afetadas ou não por desvitrificação, com a formação de muitas dobras (Fig.5.18), presença de vesículas intensamente estiradas (Fig. 5.18 G), bandamentos verticais, enclaves vitrofíricos (com mais de 30cm de diâmetro; Fig. 5.19) e um intenso deslocamento horizontal (paralelo à direção de fluxo). Localmente também foram encontradas autobrechas e peperitos (descritas nos itens 5.3.4 e 5.3.5).

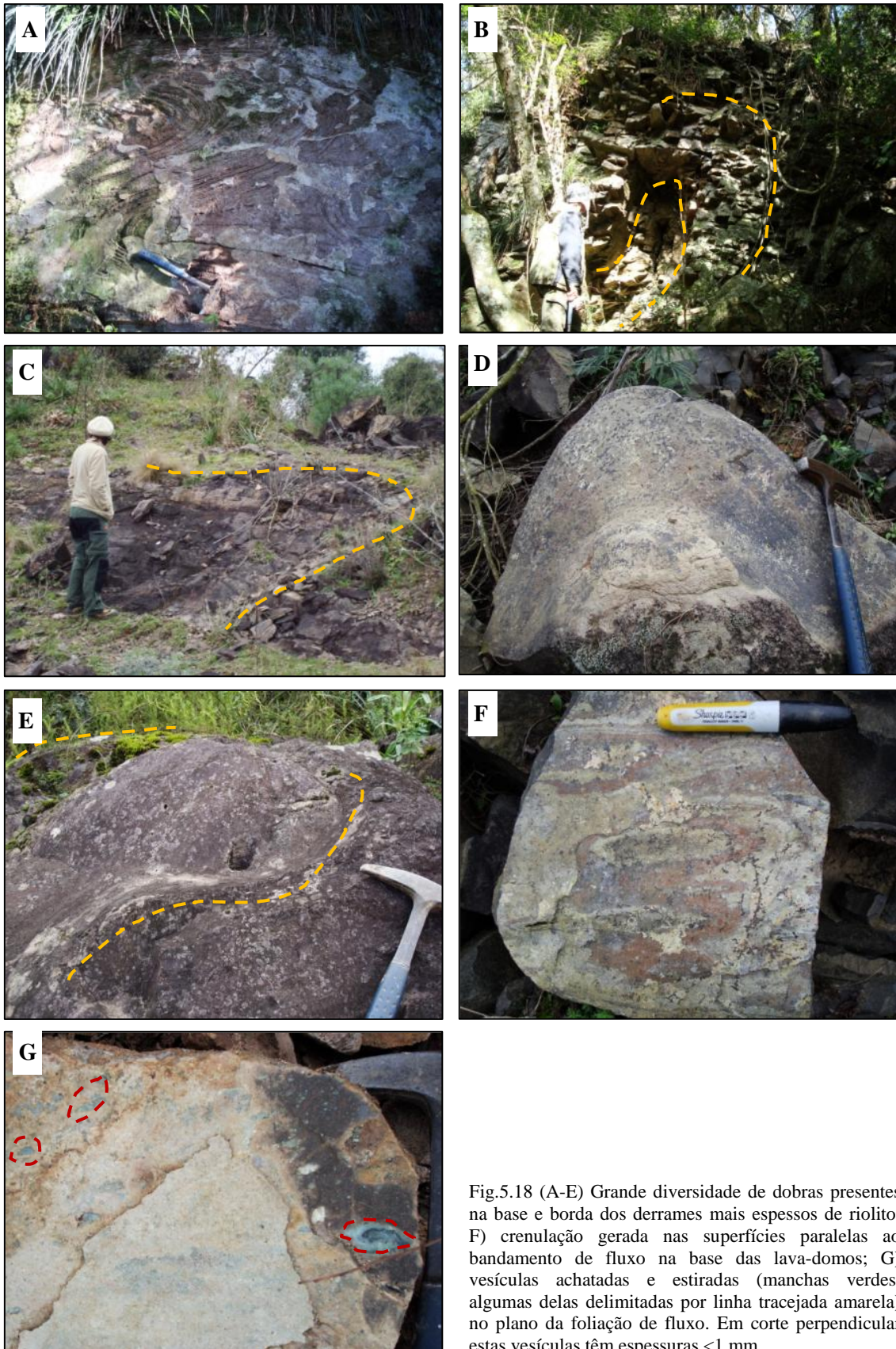


Fig.5.18 (A-E) Grande diversidade de dobras presentes na base e borda dos derrames mais espessos de riolito; F) crenulação gerada nas superfícies paralelas ao bandamento de fluxo na base das lava-domos; G) vesículas achatadas e estiradas (manchas verdes, algumas delas delimitadas por linha tracejada amarela) no plano da foliação de fluxo. Em corte perpendicular estas vesículas têm espessuras <1 mm.

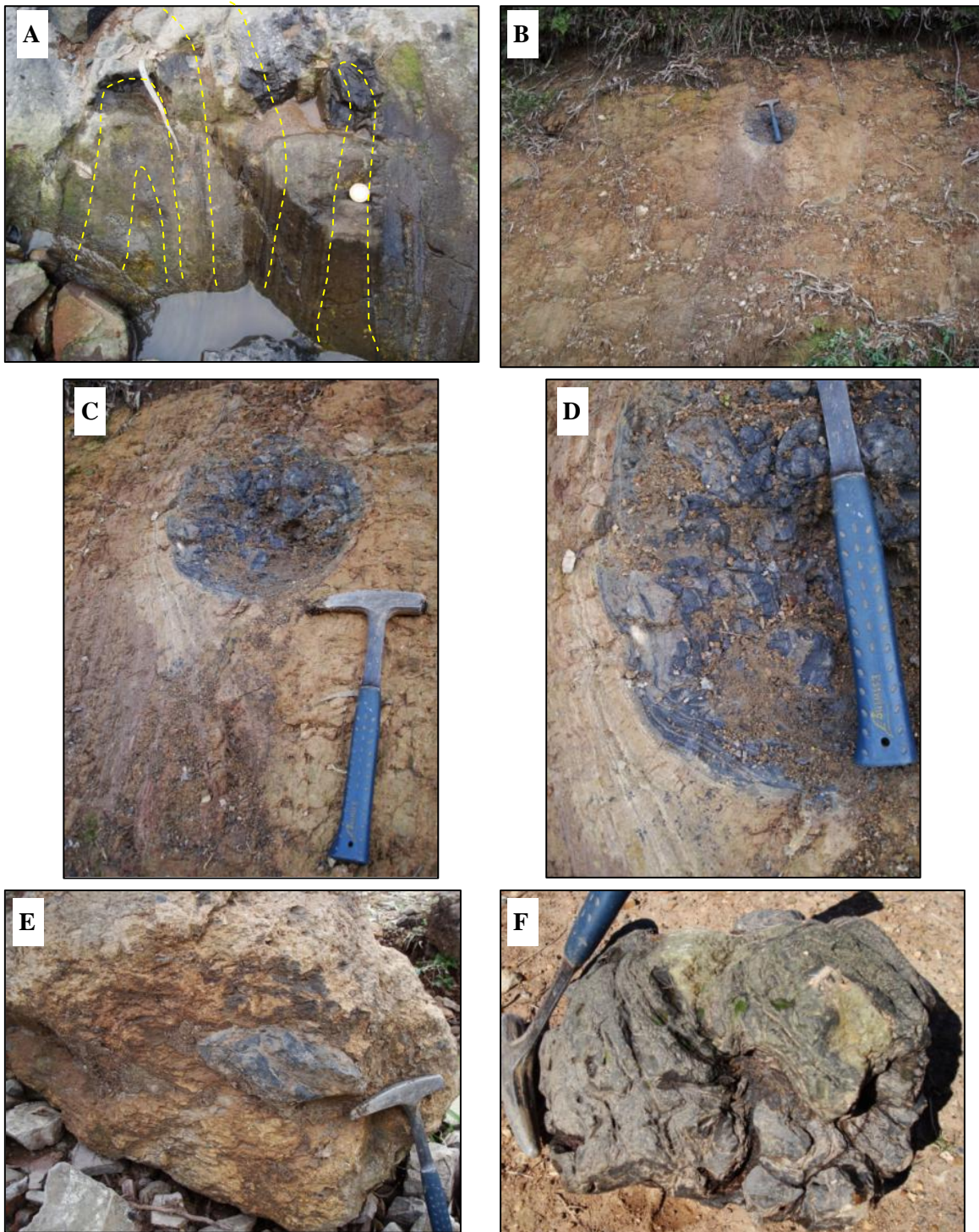


Fig.5.19 A) Bandamento vertical com dobras associadas; B) Bandamento vertical com enclave; B), C), D) Enclaves de composição traquidacítica presentes na base dos grandes derrames: Na fotografia (B) o enclave apresenta as bordas bem arredondadas e sua presença afeta o bandamento. O enclave da fotografia (C) está deformado e orientado no sentido da foliação do fluxo (mesmo afloramento das vesículas achatadas) indicando que ele apresentava um comportamento reológico ainda plástico no momento de colocação da lava em superfície.

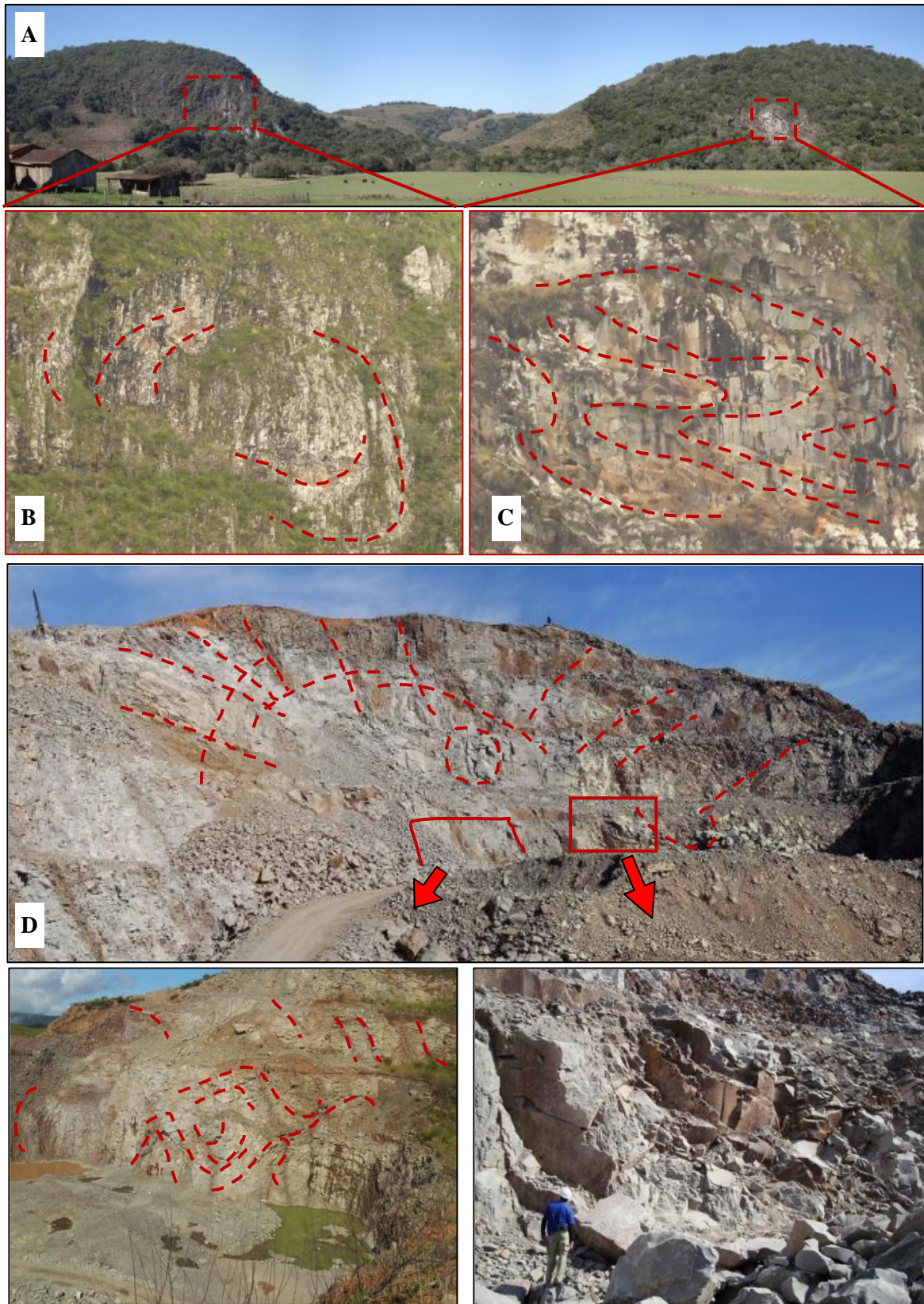


Fig. 5.20 Lava-domos e Coulées: A) Grandes exposições, de aprox. 100 m de altura, formando o vale do rio Pardo; B) e C) Detalhes da imagem anterior : (B) circunferência semelhante ao núcleo de fluxos lobados; (C) dobras de fluxo; D) Foto panorâmica de parte da pedreira em que se observam distintas famílias de disjunções; E) base do maciço, próximo à borda (à esquerda), mostrando a presença de disjunções curvas (dobras ?) ; F) disjunção circular com mergulho vertical que aflora bem no centro do corpo ígneo.

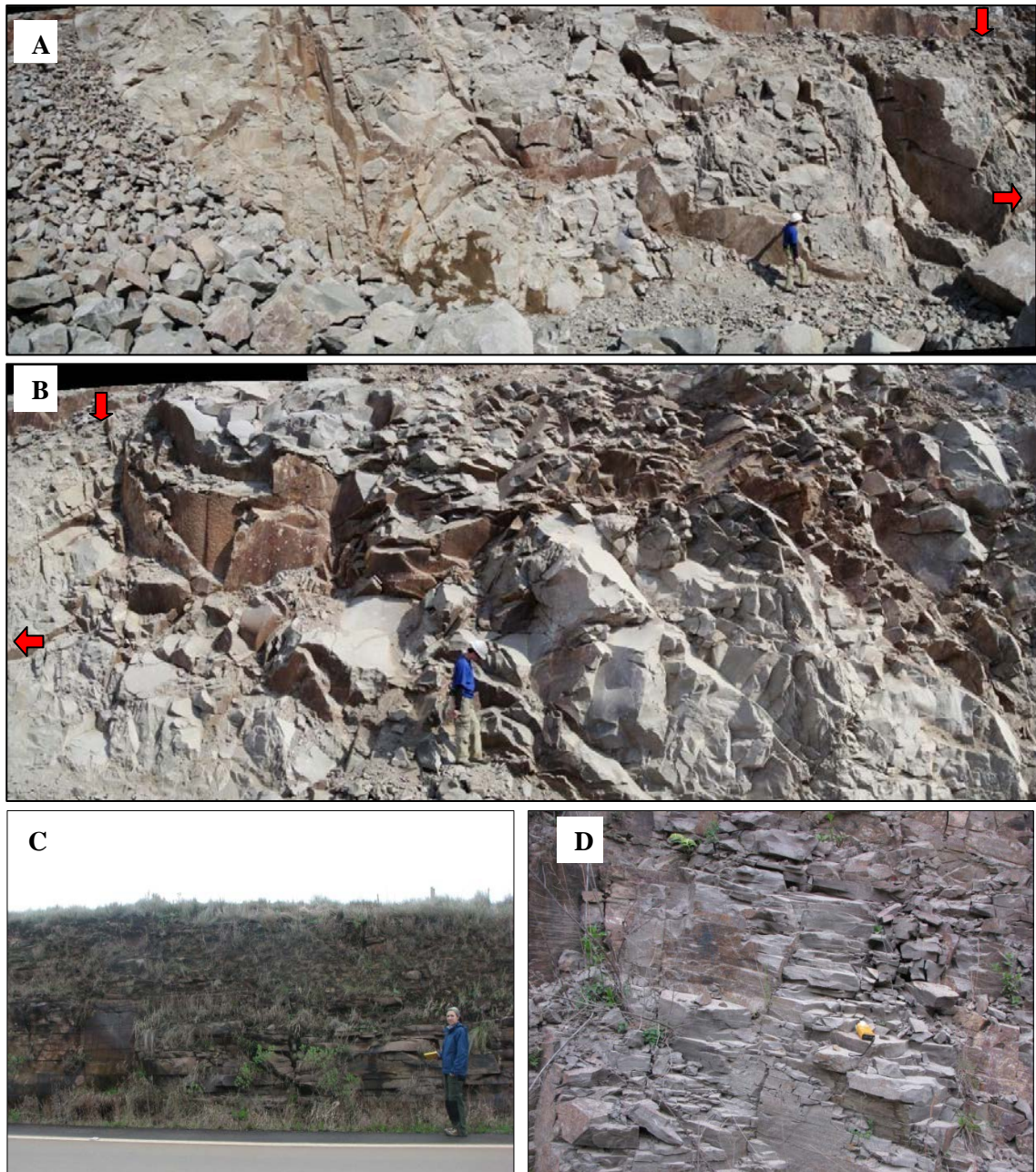


Fig. 5.21 Detalhes das estruturas internas observadas na pedreira. São disjunções circulares, com altos ângulos de mergulho, entre 45 e 90°. As flechas vermelhas indicam pontos de junção entre as duas imagens (A e B); C) e D) Disjunções horizontais cerradas, paralelas a direção de fluxo. Este aspecto «plaquinha» é característico do topo da Sequencia Santa Maria.

Na porção central do corpo predominam as disjunções verticais que, por vezes, são tão cerradas que acabam mascarando as demais estruturas. Em algumas boas exposições, nas paredes dos cânions (Fig.5.20A), observam-se disjunções circulares ou lenticulares de grandes dimensões (Fig.5.20B), similares às disjunções presentes em fluxos lobados, assim como grandes dobras associadas a feições de fluxo (Fig.5.20C). No maciço exposto numa pedreira, três famílias de disjunções podem ser identificadas, sendo uma vertical que predomina no topo, uma radial que se sobrepõe em todo o corpo e as disjunções circulares que predominam no

centro (Fig. 5.20.D e E). Deve-se destacar também a presença de uma disjunção curva, com mergulho vertical (Fig. 5.20.F, 5.21.A e B), localizada bem no centro do corpo. A rocha que compõe a parte central do derrame é maciça, sem vesículas e com matriz cristalina (formando a textura microgranofírica – produto da desvitrificação ou do lento resfriamento do derrame).

No topo de fluxo a rocha também se encontra desvitrificada e com sutil bandamento irregular refletindo variações no grau de desvitrificação. Disjunções horizontais e suaves ondulações são as estruturas predominantemente encontradas (Fig. 5.21.C e D).

A coalescência destes lava-domos e *coulées* deve ter resultado na geomorfologia de platôs na região central do Rio Grande do Sul.

5.3.4 Fluxos Lobados com Auto-brecha

Estas estruturas foram encontradas as margens dos lava-domos e *coulées* e correspondem a fluxos lobados, similares aos descritos no item 5.3.1, porém com a formação de auto-brechas ao redor e também dentro do corpo de lava (Fig.5.22).

O melhor afloramento está localizado na saída da cidade de Barros Cassal (Ponto GX-21), onde ocorrem grandes derrames lobados compostos, com lobos de até 6 m de altura, e uma grande quantidade de fragmentos angulosos de riolito e obsidiana imersos numa matriz argilosa (produto de alteração do vidro). Em algumas porções dos corpos, os clastos são autossustentados, com pouquíssima matriz os envolvendo.

As carapaças externas destes lobos são bastante irregulares e correspondem a camadas de brechas com espessuras de até 50 cm (Fig. 5.22 A e B). Nestas carapaças ocorre uma grande concentração de fragmentos de rocha (Fig. 5.22 B e C).

As porções centrais (de 3 a 4 m de diâmetro) são constituídas principalmente pelo material argiloso e apresentam diversas feições de fluxo (Fig. 5.22 C), tais como dobras e espirais (Fig. 5.22 A, 5.22.H), contendo ou não fragmentos brechados (Fig. 5.22 D e G). Lentas irregulares de obsidiana bandada, com nítidas feições de fluxo, ocorrem na base e margens dos lobos (Fig.5.22 D, E e F). Os fragmentos presentes na auto-brecha correspondem a riolitos afíricos a vitrófiros, que podem ter bandamentos ou vesículas. Exibem formas bastante angulares e tamanhos de até 50 cm.

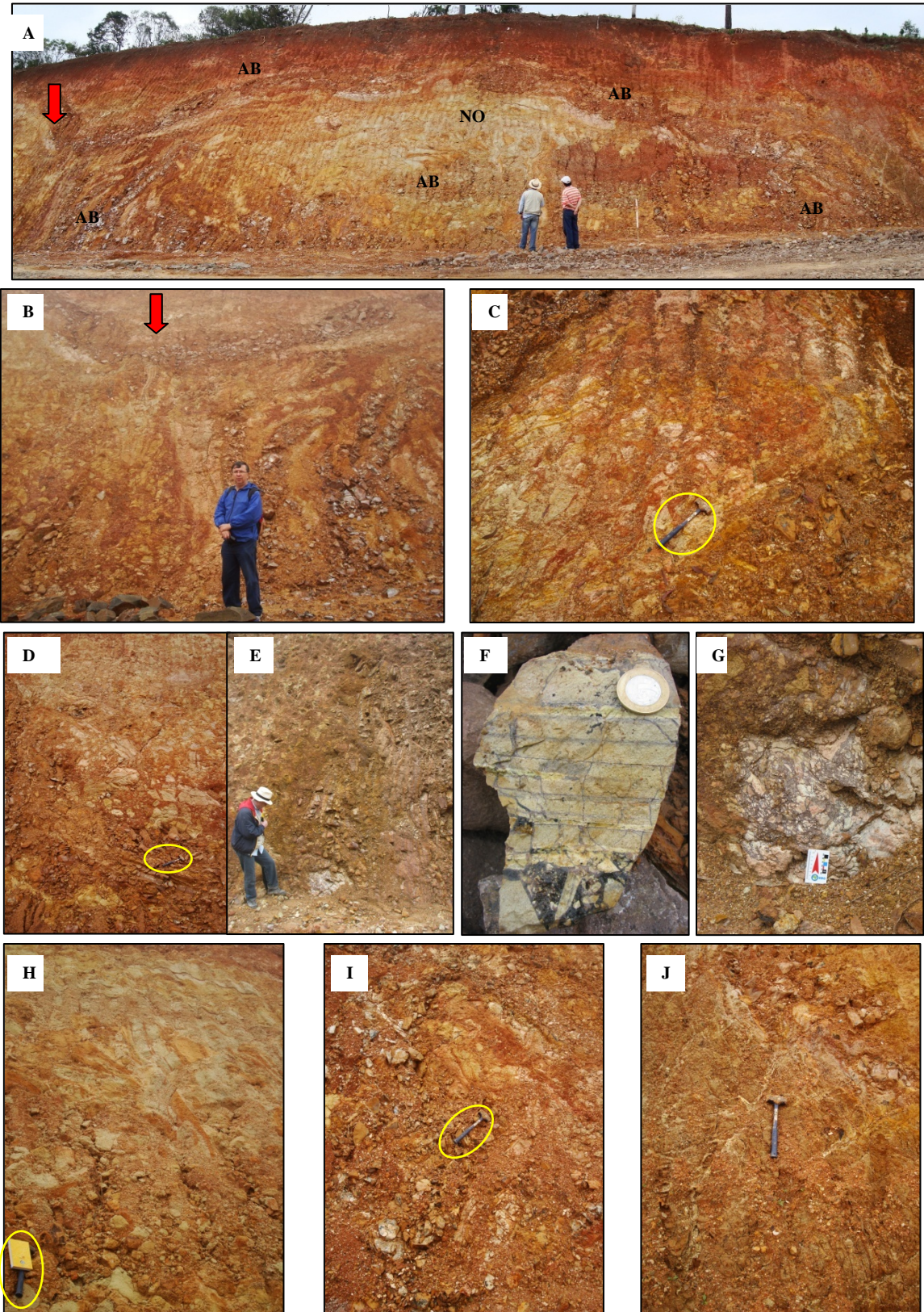


Fig.5.22 A) Fluxo lobado com autobrecha (AB), núcleo de obsidiana (NO); B) contato entre dois lobos auto-brechados; C) borda de lobo, com banda que apresenta feições de plasticidade e banda com maior concentração de fragmentos clásticos; D) e E) bordas de lobos, com obsidiana bandada; F) detalhe de amostra bandada: porção inferior fragmentada e imersa em matriz vítrea; G) detalhe da autobrecha em porção não alterada do afloramento; H) detalhe do núcleo, com feições de fluxo; I) detalhe da borda; J) detalhe da borda com fraturas preenchidas pela percolação de fluidos.

5.3.5 Peperitos

Peperitos são estruturas resultantes da interação explosiva entre lava quente e um depósito sedimentar úmido e não consolidado. Na região, os peperitos são encontrados na base da Sequência Santa Maria e foram gerados quando os primeiros derrames de riolito fluíram em encontro aos depósitos de arenito e conglomerados.

Os peperitos identificados são constituídos por fragmentos angulosos de obsidiana, em geral bastante alterados, dispersos em um arenito fino de cor vermelha, silicificado e, por vezes, vesiculado (Fig.5.23). Apesar de os depósitos estarem bastante alterados, o contraste de cor e de material entre os fragmentos de obsidiana alterados (em geral, material argiloso branco a rosa claro) e a matriz de areia fina vermelha permite o fácil reconhecimento do depósito. O perfeito arranjo entre os fragmentos vulcânicos (como peças de quebra-cabeça) revela que a lava foi fragmentada *in situ* e não sofreu retrabalhamento (Fig.5.23 C e D)

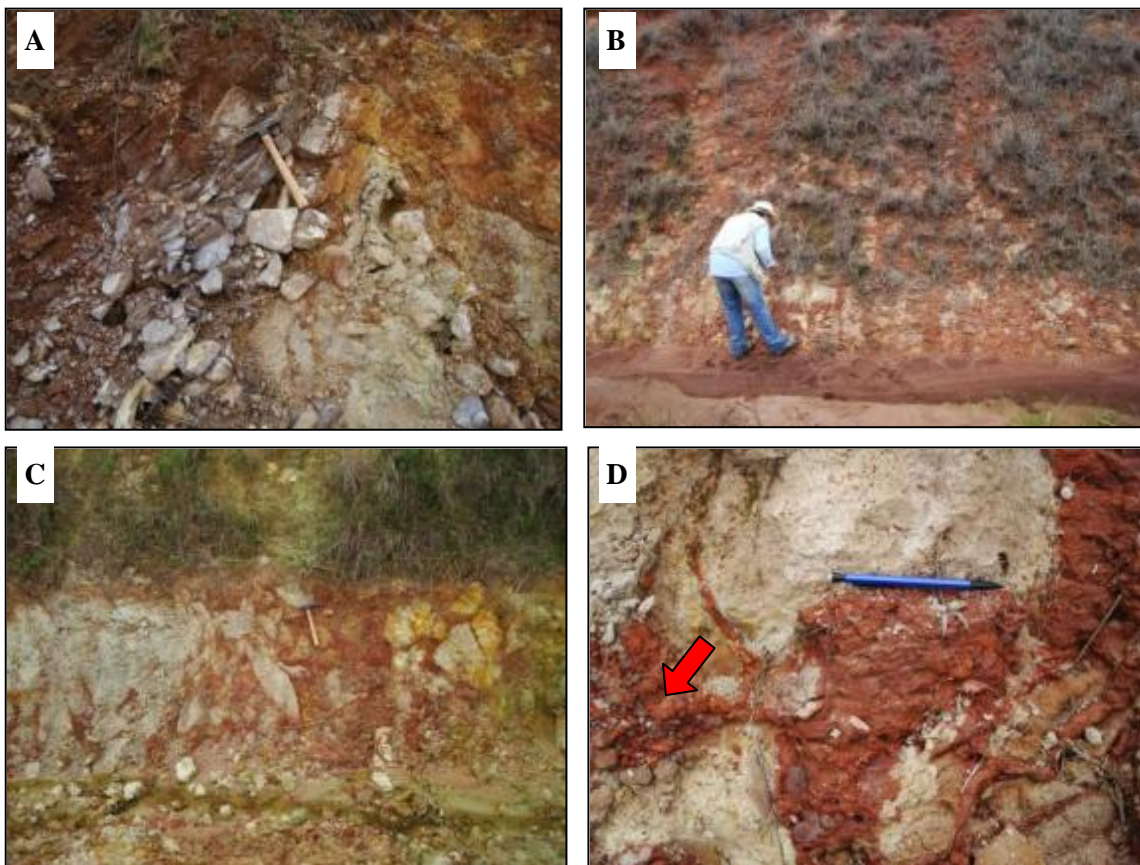


Fig. 5.23 Imagens de depósitos do tipo peperito: A) rocha vulcânica fresca (centro) gradando para rocha alterada (porção esbranquiçada à direita inferior) que interage com areia formando peperito (porção superior direita) ; B) depósito do tipo peperito, com maior concentração de rocha vulcânica na porção esquerda da foto; C) rocha vulcânica (esbranquiçada a esquerda) em contato com areia formando estrutura peperítica (centro-direita); D) detalhe do peperito em que se observam os fragmentos angulosos de rocha vulcânica alterada (material branco) imersos numa matriz de areia fina avermelhada cozida e com vesículas (flecha).

No contato entre a frente do fluxo de lava e a areia observa-se uma rede de macro e micro fraturas geradas dentro da rocha vulcânica, provavelmente em resposta à contração termal, sendo todas elas infiltradas por areia.

Em amostras retiradas da auto-brecha que aflora próximo a um depósito de peperito ocorrem grãos arredondados de quartzo imersos na matriz vítrea junto aos fragmentos angulosos da auto-brecha (Fig. 5.24). Estes grãos, por serem de um mineral que não pertence à assembleia mineralógica das rochas vulcânicas do tipo Palmas e por apresentarem bordas arredondadas, devem ter sido englobados pela lava durante sua passagem sobre o substrato formado por depósitos sedimentares.

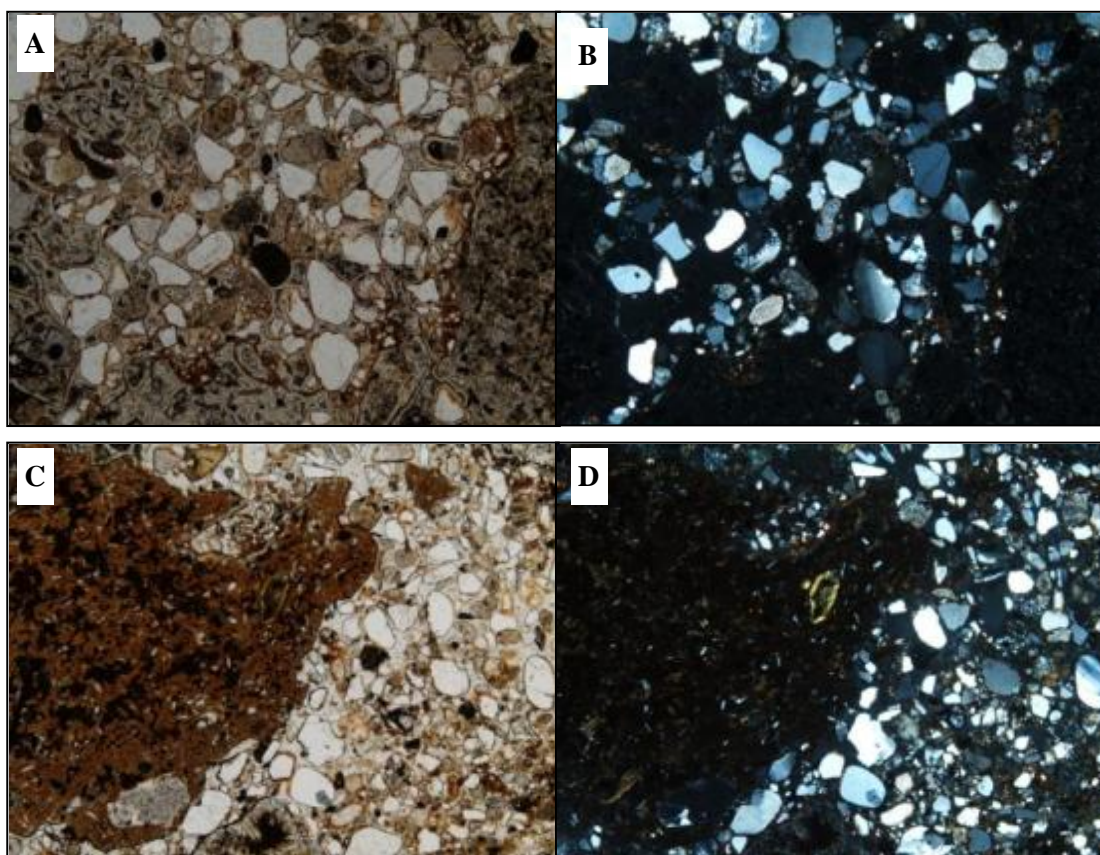


Fig. 5.24 Lava auto-brechada que interagiu com depósito sedimentar. Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores paralelos (à esquerda) e cruzados (à direita). A matriz da rocha é constituída por vidro, com grande quantidade de fraturas perlíticas (A e B). Nas imagens (C) e (D) aparece fragmento de rocha vulcânica avermelhada (com micrólitos e vesícula) com contornos irregulares, evidenciando um estado semi-plástico do material no momento que foi envolvido pela lava.

5.4 DESVITRIFICAÇÃO

As rochas vulcânicas de composição ácida e intermediária tendem a exibir, com bastante frequência, texturas de desvitrificação e bandamento associadas. A análise destas feições, seja com ênfase na petrografia ou na química, pode trazer importantes evidências a respeito da reologia da lava, cristalização pós-eruptiva e, conseqüentemente, sobre a influência da água e de sua perda no sistema. Neste item é apresentada uma breve revisão bibliográfica sobre desvitrificação seguida de descrições detalhadas sobre estas feições observadas nas rochas das sequências Santa Maria e Caxias do Sul. No item 5.5 é apresentada uma descrição dos bandamentos observados nas rochas, principalmente no riolito Santa Maria.

5.4.1 Processo e Estágios de Desvitrificação

Desvitrificação é o processo de nucleação e cristalização de quartzo (ou cristobalita) e feldspato que se desenvolve em vidros vulcânicos submetidos a condições abaixo da temperatura do *subsólido* ou da temperatura de transição vítrea (Item 8.8 – Capítulo 8).

A taxa de desvitrificação pode ser estimada pela proporção e tipos de esferulitos (i.e. arranjo fibro-radial de cristais de quartzo e feldspato potássico – Fig. 5.25; 5.26, 5.27 A e B e pelo grau de desenvolvimento da textura microgranofírica (cristalização de quartzo e feldspato potássico intercrescidos em fina granulometria da matriz vítrea – Fig. 5.27 C e D. Estas variações dependem da velocidade de resfriamento do corpo vulcânico que contém o vidro, além da presença e da composição de soluções aquosas (Lofgren, 1970; 1971a).

De acordo com Lofgren (1971b) em vidros naturais submetidos a condições anidras, ou na presença de água pura, e em temperaturas inferiores a 300°C o processo de desvitrificação se desenvolve de forma muito lenta. Com o aumento da pressão e temperatura a desvitrificação poderá ocorrer em apenas alguns dias. Segundo Marshall (1961), o período de tempo estimado para que ocorra a desvitrificação no vidro natural a temperaturas de 300°C é de cerca de 1 milhão de anos, caindo para algumas centenas de anos a temperaturas da ordem de 400°C.

Os autores supracitados também mencionam que a presença de soluções aquosas alcalinas tende a aumentar a taxa de desvitrificação. Segundo Lofgren (1971b) o acréscimo de soluções com KOH e NaOH pode aumentar a taxa de desvitrificação em quatro a cinco ordens de magnitude quando comparado aos vidros anidros.

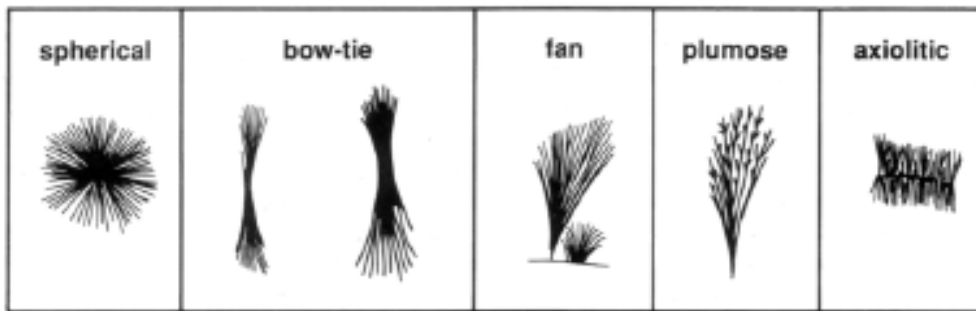


Fig. 5.25 Tipos de esferulitos obtidos no trabalho experimental de Lofgren (1974), demonstrando que a morfologia varia com a temperatura de formação. Desenho esquemático modificado e apresentado por McPhie, 1993.

A partir de trabalhos experimentais, Lofgren (1971b) definiu três estágios de desvitrificação: (1) O *estágio vítreo* que corresponde a uma textura vítrea com esparsos esferulitos isolados, refletindo o rápido resfriamento do corpo vulcânico; (2) O *estágio esferulítico* que contém maior quantidade de esferulitos e uma textura micropoiquilítica, formada por cristais de quartzo envolvendo o feldspato alcalino. Neste estágio a desvitrificação não é completa e ainda ocorrem porções vítreas na rocha; (3) O *estágio granofírico ou granítico*, que é caracterizado pelo avançado processo de desvitrificação, formando uma matriz de textura microgranofírica, sem qualquer evidência da presença de vidro na rocha e mascarando outras texturas vulcânicas presentes originalmente.



Figura 5.26 Textura de desvitrificação no riolito da Sequencia Santa Maria, com a formação de esferulitos (pontos brancos de até 1 mm de diâmetro)

5.4.2 Estágio de Desvitrificação Identificados nas Amostras Estudadas

Na área mapeada, as obsidianas vítreas são encontradas nos derrames de pouca espessura das sequências Santa Maria (Fig. 5.27 A e B) e Caxias do Sul.

Estágios mais avançados de desvitrificação do tipo esferulítico são observados em amostras de derrames mais espessos das sequências Caxias do Sul e Santa Maria (Fig. 5.27.C e D). Esta textura reflete as altas temperaturas e taxas mais lentas de resfriamento da rocha, com a provável presença de soluções aquosas ricas em álcalis.

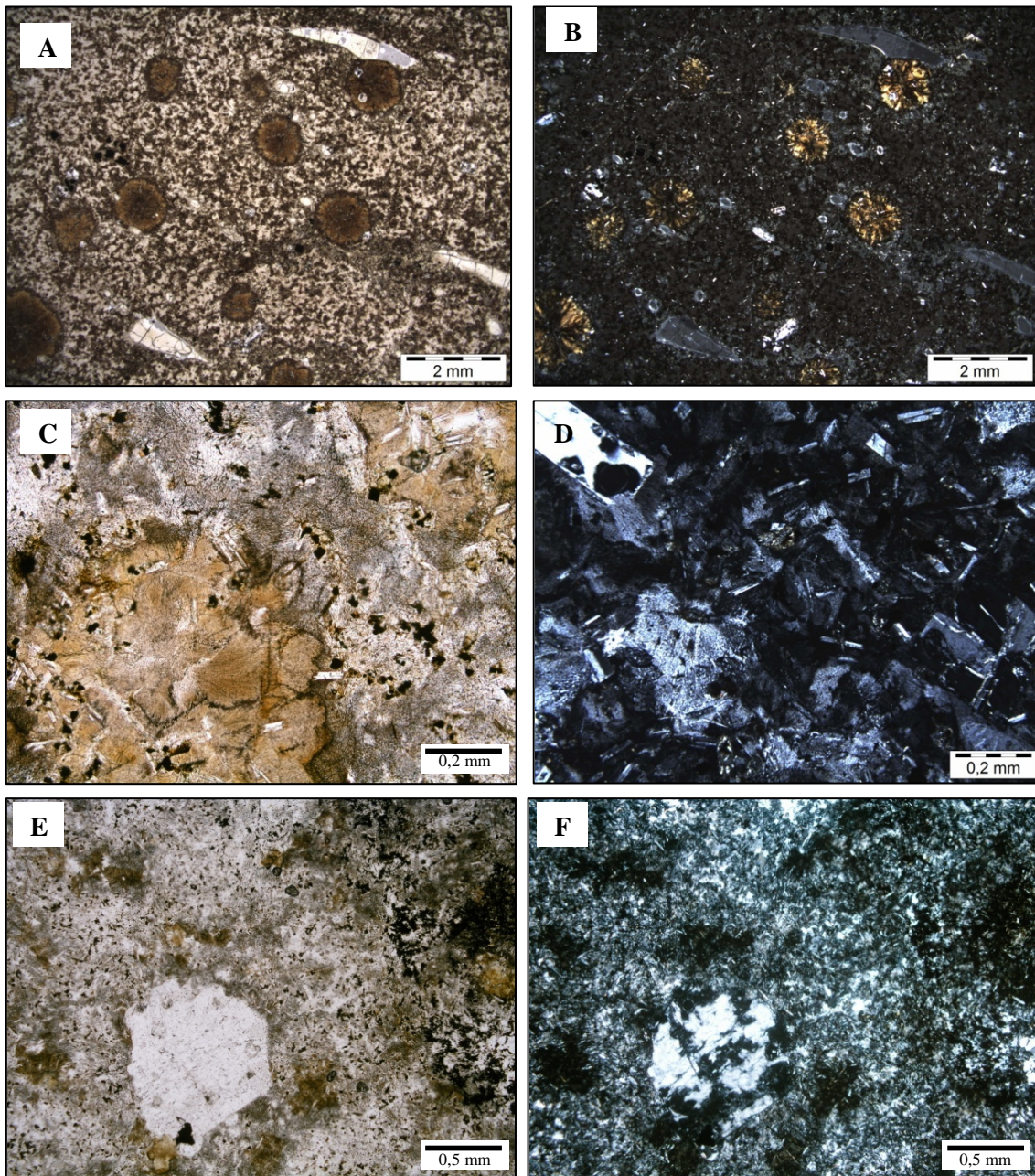


Fig. 5.27 Exemplos das variações no grau de desvitrificação observadas nas rochas riolíticas da Sequência Santa Maria. A. estágio vítreo, amostra GX140; B. estágio esferulítico amostra RS74D; C. estágio microgranofírico, amostra GX65Bk.

A textura granofírica, que corresponde a situações extremas de desvitrificação, é observada em amostras provenientes do centro de lava-domos ou *coulées* da Sequência Santa

Maria (Fig.5.27.E e F). Nestas amostras não há vidro, não são observadas texturas de fluxo e tampouco a presença de esferulitos. Os fenocristais podem apresentar nítidas feições de instabilidade com a matriz; os minerais máficos estão intensamente oxidados e os plagioclásios apresentam intensa reabsorção de suas bordas, que por vezes também consome as partes internas do cristal ao longo de fraturas (Fig.5.27F). É interessante também destacar que os micrólitos de plagioclásio aparentemente não sofrem reabsorção, e permanecem íntegros em meio à matriz em avançado grau de desvitrificação. A textura de desvitrificação de estágio granítico, segundo Lofgren (1971b), se desenvolve quando o vidro fica sujeito a altas temperaturas, pressões e circulação de soluções alcalinas por um tempo prolongado.

Fraturas perlíticas e globulitos também são observados em algumas amostras (Fig. 5.28) e segundo Lofgren (1971a,b) estas formas submicroscópicas são comuns em obsidianas no estágio vítreo, refletindo uma hidratação sofrida a baixas temperaturas (200°C) por uma lava relativamente anidra.

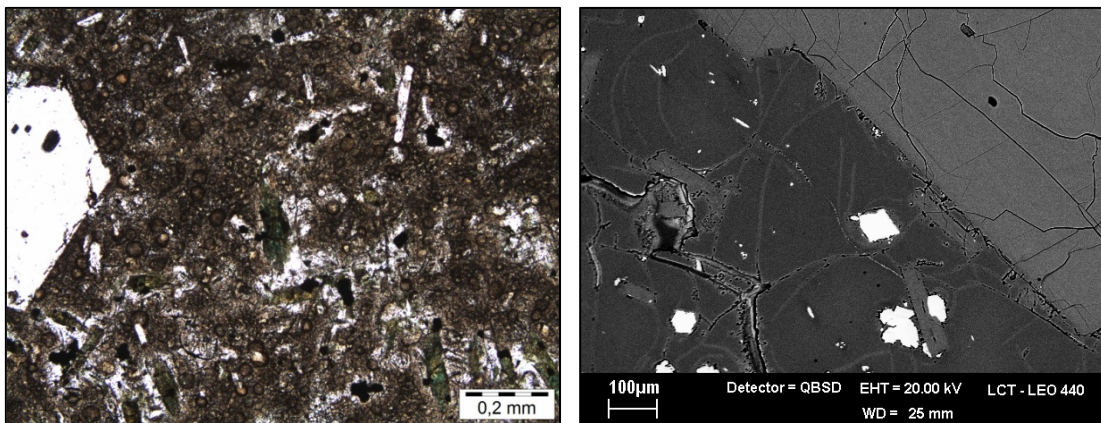


Fig.5.28 Fotomicrografia (esquerda) mostrando globulitos (polarizadores paralelos) e imagem de MEV (direita) mostrando as fraturas perlíticas. Ambas observadas em amostras de obsidianas da Sequência Santa Maria em estágio vítreo.

5.4.3 Efeitos Geoquímicos: Elementos Maiores

Análises de rocha total realizadas em amostras com distintos graus de desvitrificação de um mesmo derrame revelam que rochas com mais avançadas taxas de desvitrificação apresentam, EM geral, teores mais elevados em K_2O (Fig. 5.28).

Nos riolitos desvitrificados da Sequência Santa Maria existe também maior concentração de Na_2O (que podem ser observadas no diagrama TAS para análises de vidro apresentadas na Fig. 6.35.) e menores teores de MgO , CaO e MnO (este último menos evidente). Nos dacitos desvitrificados da Sequencia Caxias do Sul o ganho em K_2O é ainda mais

notável, porém é compensado pela perda de Na₂O. Assim como no caso dos riolitos Santa Maria, os elementos Ca, Mg e Mn tendem a ter concentrações mais altas nas obsidianas frescas.

As análises pontuais de vidro por microsonda eletrônica, quando recalculadas para 100%, não revelaram grandes contrastes quanto à concentração de elementos maiores de áreas desvitrificadas *versus* porções vítreas da matriz (Fig. 6.35.), com exceção da amostra GX23, que apresenta uma matriz já em avançado estado de desvitrificação e se destaca no diagrama TAS com maior teor de K₂O + Na₂O.

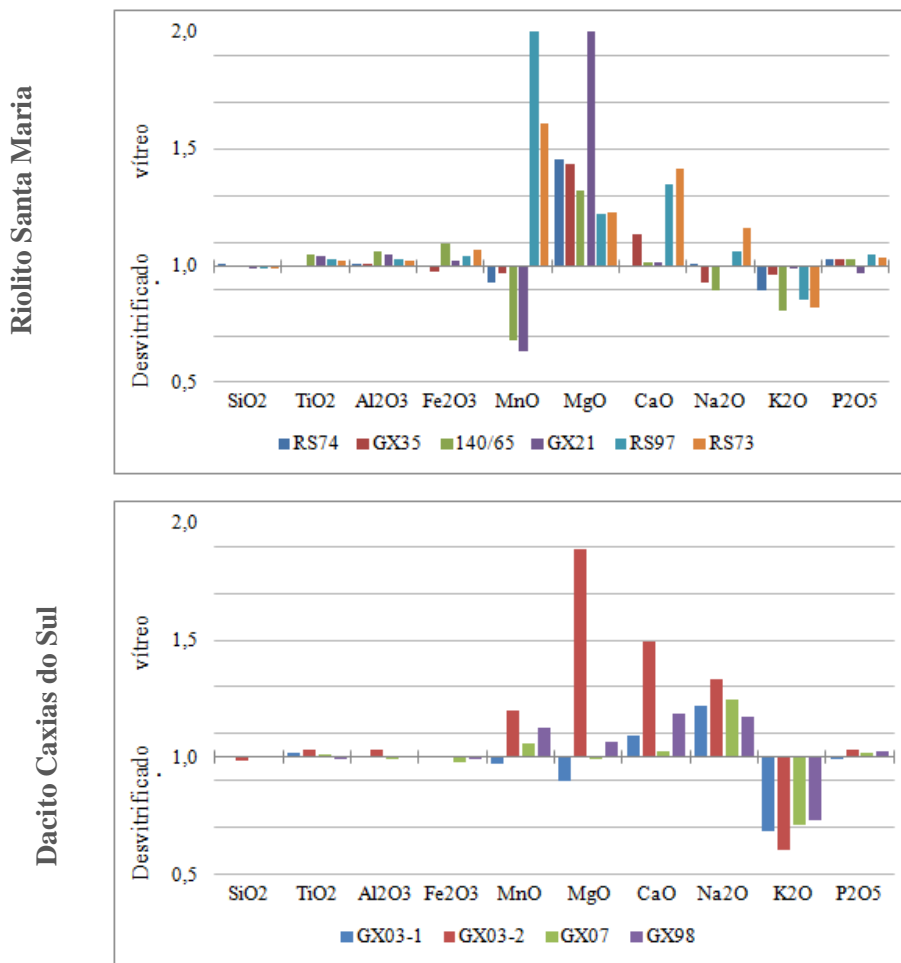


Fig. 5.29 Gráfico com razão dos elementos maiores mostrando possíveis alterações composicionais associadas ao processo de desvitrificação nos riolitos Santa Maria e dacitos Caxias do Sul. As barras consistem da razão de um elemento entre uma amostra de obsidiana fresca e uma desvitrificada.

Obs.: (1) Cada um dos pares de amostras RS74, GX35, GX21 provém de um mesmo corpo vulcânico com porções afetadas por distintos graus de desvitrificação (totalizando 3 derrames). Os pares RS73 e RS97 provêm de 4 derrames distintos, sendo que a obsidiana vítrea RS73a e RS97a ocorrem na base dos derrames desvitrificados RS73b e RS97b. O par 140/65 corresponde a amostras retiradas de dois corpos próximos, porém a GX140 (obsidiana) provém de um derrame de pouca espessura e a GX65 (desvitrificado) do centro de lava-domo.

(2) Cada um dos pares utilizados para avaliação do dacito Caxias do Sul provém de um mesmo corpo vulcânico, totalizando 4 derrames.

As diferenças no fechamento das análises, fechamento relativamente mais baixo nas porções vítreas (94 a 97% na microsonda e entre 96 e 98,5% na FRX) do que nas áreas desvitrificadas (100% ±1), foi atribuída à presença de água no vidro fresco, confirmada, por ora, apenas pelas análises de LECO. Para melhores estimativas do teor de H₂O contido nos vidros seria necessário a realização de análises específicas para quantificação de moléculas, como por exemplo, espectroscopia Raman.

5.4.4 Variações nos Elementos Traços e Terras Raras

A Fig. 5.29 mostra as variações de elementos traços entre rochas vítreas e desvitrificadas da Sequência Santa Maria, e mostra que as concentrações de La, V, Y e Sc são mais elevadas nas amostras desvitrificadas que nas amostras vítreas, enquanto que Sr, Rb, Zn, Zr e Nd são mais baixas.

Na Sequência Caxias do Sul estes padrões se repetem apenas para elementos La, Sc e Sr; havendo também teores mais elevados em Nd e Pb nas amostras desvitrificadas.

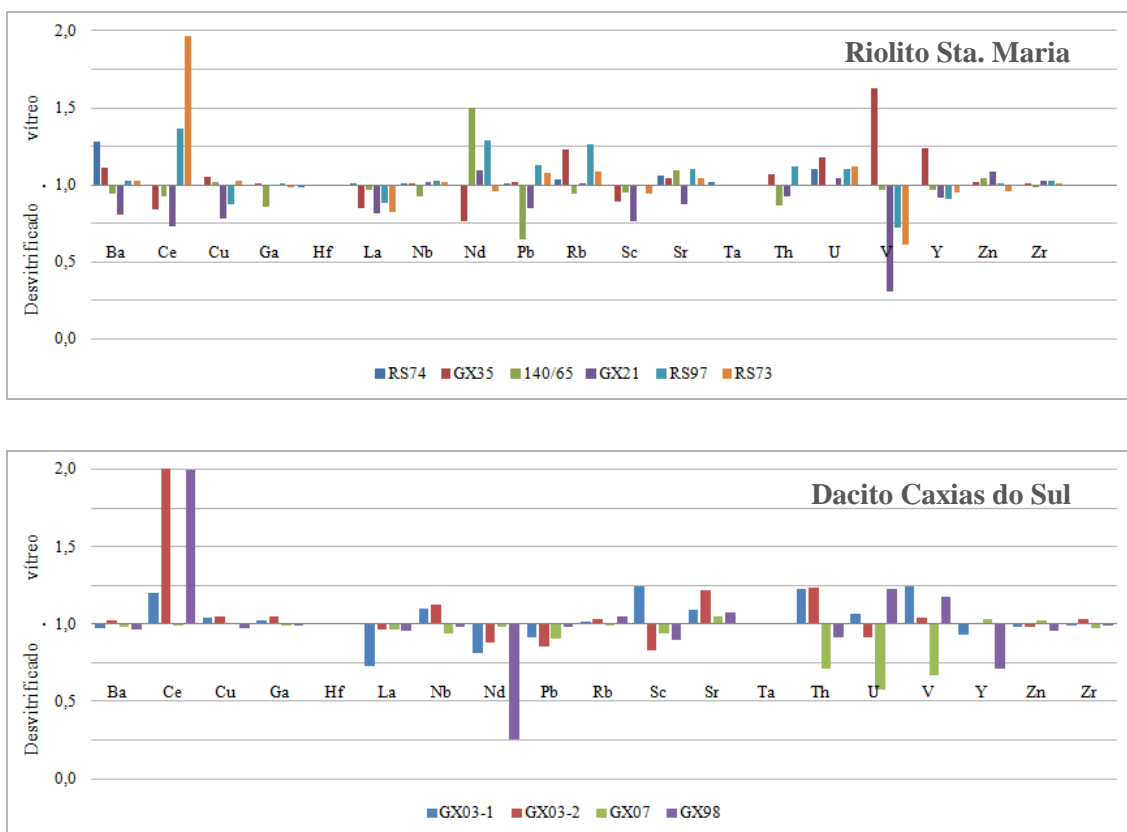


Fig. 5.30 Gráfico mostrando razão dos elementos traços obtidos por FRX mostrando possíveis alterações composicionais associadas ao processo de desvitrificação nos riolitos Santa Maria e dacitos Caxias do Sul. As barras consistem da razão de um elemento entre uma amostra de obsidiana fresca e uma desvitrificada, como nos gráficos da Fig. 6.5.

Em trabalho sobre mobilidade de elementos traços e terras raras em rochas vulcânicas de composição peraluminosa, Weaver et al.(1990) diagnosticaram que alguns elementos traços e terras raras presentes no vidro, tais como Na, Mg, F, Cl, Sr, Cs, Y e ETR são altamente móveis, sendo afetados pela circulação de fluidos resultantes do próprio resfriamento da rocha e pelo processo de desvitrificação. Mas com exceção de La, Sc e Sr, as variações composicionais entre rochas desvitrificadas e vítreas do presente estudo não são tão evidentes, estando também estas variações sujeitas a incertezas analíticas em casos de baixa concentração na rocha. Análises pontuais quantitativas mais precisas, tanto no vidro como nos minerais constituintes seriam necessárias para quantificar a concentração destes elementos na matriz e caracterizar de modo mais preciso os efeitos da desvitrificação na química de rocha total das obsidianas.

5.4.5 Mega-Esferulitos

Mega-esferulitos ocorrem como bolas circulares ou disformes de diâmetros de até 15 cm que se desprendem facilmente da rocha que os hospeda em diversos afloramentos da Sequência Santa Maria. Assemelham-se a concreções e apresentam cor branco-amareladas a rosa avermelhada (Fig. 5.30), com uma superfície externa botrioidal e interna do tipo fibro-radial. No afloramento RS74, ocorrem associados a um corpo vulcânico com bandamento de desvitrificação (item 5.5.2), estando nitidamente associados às bandas de obsidiana com estágio de desvitrificação esferulítico.





Fig.5.31 Mega-esferulitos e contramoldes deixados na rocha do afloramento RS74. Estes esferulitos são encontrados nas bandas com menor grau de desvitrificação que compõem o corpo de fluxo bandado.

5.5 BANDAMENTOS

O bandamento é uma das feições mais comuns observadas nos riolitos da Sequência Santa Maria, e com menor frequência na Sequência Caxias do Sul, podendo estar associado a variações no grau de desvitrificação e/ou oxidação.

5.5.1 Bandamento por Desvitrificação

Corresponde ao bandamento mais comum nas rochas estudadas. Caracteriza-se como um bandamento milimétrico a métrico, em que a rocha desvitrificada intercala-se com obsidiana fresca (Fig.5.31a). As bandas são paralelas à direção de fluxo e apresentam espessuras irregulares (podendo apresentar grandes variações de espessura em poucos metros de distância). Por vezes, em regiões que foram afetadas por intensa desvitrificação, as bandas apresentam contornos irregulares e são bastante descontínuas (Fig. 5.31b).

As bandas desvitrificadas apresentam as mesmas feições acima descritas para rochas desvitrificadas, com o desenvolvimento de esferulitos, matriz microgranofírica e reabsorção das bordas de fenocristais de plagioclásio. Nas bandas vítreas, por outro lado, os fenocristais de plagioclásio não apresentam as mesmas feições de reabsorção, e tampouco ocorrem esferulitos dispersos.

5.5.2 Bandamento por oxidação

Ocorre apenas em rochas com algum grau de desvitrificação e caracteriza-se como um fino bandamento com a intercalação das cores vermelho e cinza. As bandas são contínuas, com espessuras irregulares, e podem evidenciar as feições de fluxo da rocha (com diversos tipos de

dobras). As variações de cor são resultantes das diferenças no grau de oxidação, sendo que nas bandas vermelhas ocorre uma intensa oxidação dos minerais ferromagnesianos, que podem às vezes ocorrer apenas como pseudomorfos, além de existir uma grande quantidade de vesículas que podem estar estirradas ou mesmo dobradas, segundo o sentido do fluxo. Enquanto isto, nas bandas de cor cinza, a rocha encontra-se apenas desvitrificada e tem as mesmas características apresentadas pelas bandas desvitrificadas descritas no item anterior.

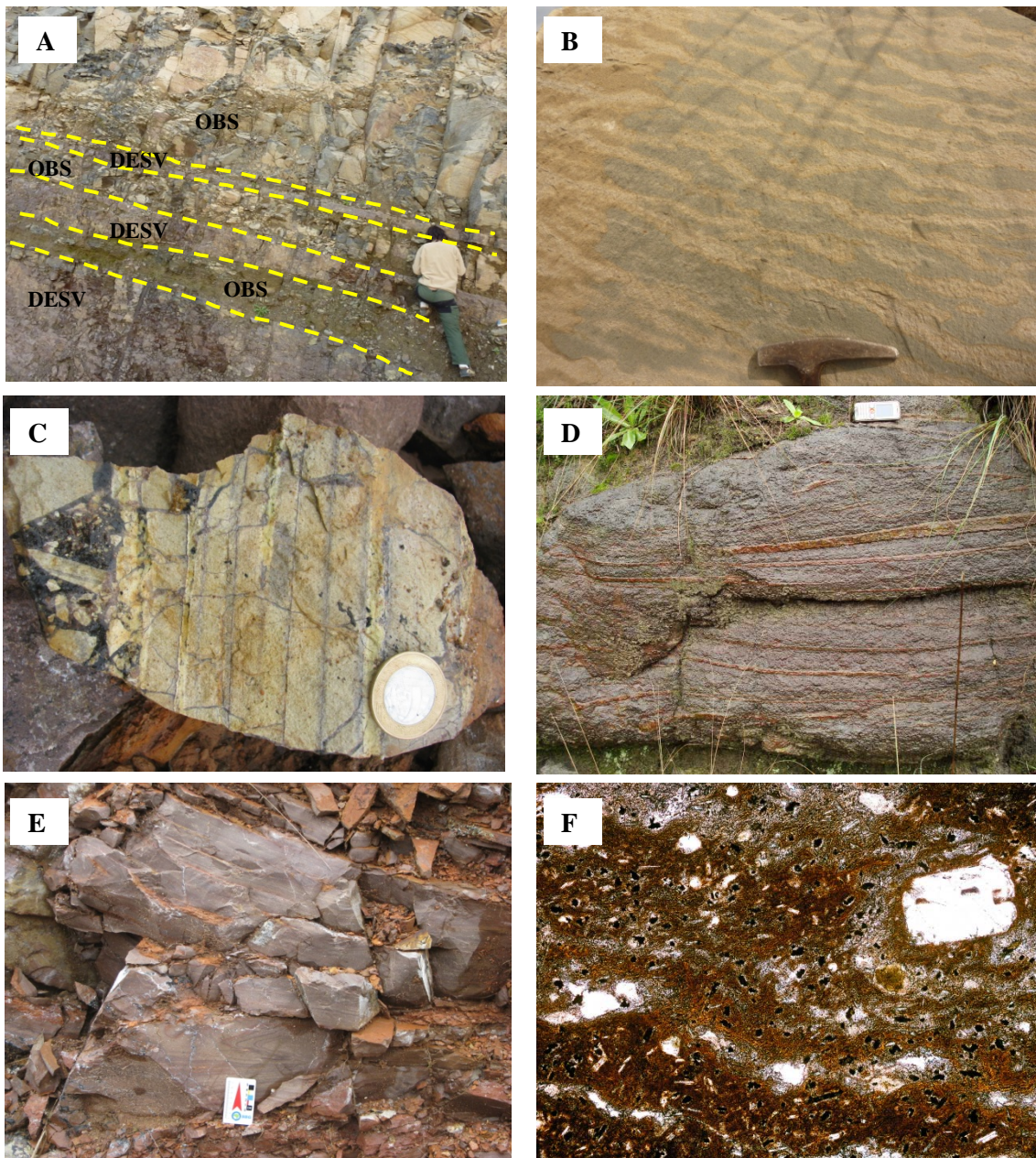


Fig.5.32 Exemplos de bandamentos observados nas rochas ácidas: A) Detalhe de bandamento por cristalinidade – banda hipocristalina com grande concentração de micrólitos de pigeonita; B) detalhe de bandamento por cristalinidade – banda hipohialina; C) e D) bandamento por desvitrificação; E) bandamento por oxidação; F) microfotografia de lâmina delgada de amostra da imagem (E), onde se observa feições de fluxo no vidro com variações no grau de oxidação da matriz (fenocristal de 0,95 mm).

5.6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Branney, M. J., Bonnicksen, B., Andrews, G. D. M., Ellis, B., Barry, T. L., & McCurry, M. (2008). 'Snake River (SR)-type' volcanism at the Yellowstone hotspot track: distinctive products from unusual, high-temperature silicic super-eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 70(3), 293-314.
- Bryan, S.E., Ukstins Peate, I.A., Self, S., Peate, D., Jerram, D.A., Mawby, M.R., Miller, J., Marsh, J.S. (2010). The largest volcanic eruptions on Earth. *Earth- Science Reviews*, 102, 207-229.
- Lofgren, G. (1970). Experimental devitrification rate of rhyolite glass. *Geological Society America Bulletin*, 81, 553-560.
- Lofgren, G. (1971)a. Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *Journal of Geophysical Research*, 76, 5635-5648.
- Lofgren, G. (1971)b. Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glass. *Geological Society America Bulletin*, 82, 111-124.
- Lofgren G 1974 An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal crystallization. *American Journal Science*, 274, 243-273.
- Marshall, R.R. (1961). Devitrification of natural glass. *Geological Society of America Bulletin*, 72(10), 1493-1520.
- Milner, S.C.; Duncan, A.R.; Whittingham, A.M.; Ewart, A. (1995). Trans Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silicic units within the Paraná-Etendeka igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69, 137-157.
- Weaver, S.D., Gibson, I.L., Houghton, B.F., Wilson, C.J.N. (1990). Mobility of rare earth and other elements during crystallization of peralkaline silicic lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 43(1), 57-70.

CAPITULO 6 - PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL

6.1 CAXIAS DO SUL

Os derrames dacíticos do subtipo Caxias do Sul podem ocorrer em três variedades: cinza cristalina, preta vítrea e marrom vesiculada, todas apresentando uma textura inequigranular hipohialina afanítica a fanerítica fina compostas por fenocristais, microfenocristais e micrólitos de labradorita (An_{55-67}), hiperstênio, pigeonita, augita e Titanomagnetita. Aglomerados de fenocristais (plagioclásio, ortopiroxênio e titanomagnetita) corresponde a uma das feições petrográficas mais distintiva desta unidade.

(i) **Cinza cristalino:** são rochas de cor cinza (Fig.6.1a), texturalmente maciças (sem feições de fluxo), com uma matriz parcialmente ou totalmente desvitrificada (textura microgranofírica) e 10 a 30% de micrólitos. Vesículas (<20 cm) são comuns, e podem estar preenchidas por quartzo ou calcita;



Fig. 6.1. As três variedades texturais que ocorrem na sequência Caxias do Sul. Cinza cristalino à esquerda, preto vítreo no centro, e marrom vesiculado à direita.

(ii) **Preto vítreo:** são rochas vítreas de coloração preta lustrosa (Fig.6.1b – variando entre as cores pretas e vermelhas em seções delgadas). Em geral contém poucas vesículas (que quando presentes têm dimensões inferiores a 2 mm) e micrólitos (< 3%), frequentes bandamentos milimétricos, nas quais são comuns feições de fluxo e fraturas perlíticas. Em seções delgadas não se observam texturas de desvitrificação.

(iii) **Marrom vesiculado:** apresentam uma grande quantidade de vesículas e cores que variam entre os tons de marrom a vermelho (Fig.6.1c). Nestas rochas os cristais de piroxênio e Ti-magnetita podem estar intensamente oxidados e a matriz vítrea pode conter esferulitos de desvitrificação, além de apresentar uma característica cor “vermelho-tijolo”. Feições de fluxo não são visíveis na matriz vítrea, mas podem ser evidentes pela orientação dos cristais e micrólitos.

6.1.1 Plagioclásio

Os fenocristais de plagioclásio (0,7 a 2,3 mm) correspondem a labradorita (An_{58-67} – Fig.6.2) e representam até 4% dos constituintes totais da rocha. Apresentam formas euédricas a subédricas (margens retas [Fig.6.3A] a levemente arredondadas [Fig.6.3B]) com zoneamento inverso e/ou normal (Fig. 6.3C), e por vezes, com zoneamento complexo e/ou textura de reabsorção no núcleo (Fig.6.3D). Estes cristais podem formar aglomerados e podem ocorrer semi-inclusos nos fenocristais de hiperstênio (Fig.6.3E).

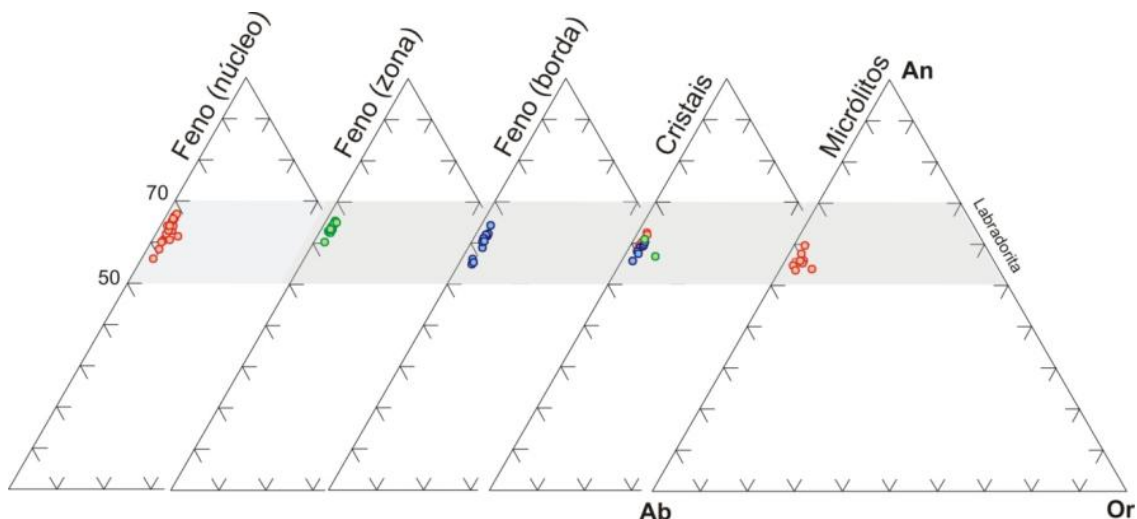


Fig.6.2 Diagramas ternários para classificação dos plagioclásios presentes nas rochas da sequência Caxias do Sul. Dados obtidos mediante análises em microsonda eletrônica. Os dados analíticos são apresentados no ANEXO 1.

As feições de desequilíbrio são observadas em núcleos com teores de anortita variando entre 56 e 62% associado a teores mais elevados de Or entre 2 a 5%. Os limites destes núcleos são sempre arredondados e estão bordejados por uma zona com teores mais elevados de An, entre 65 e 67%, que perdem gradativamente conteúdos de Ca, sentido borda, até atingir novamente os teores iniciais de An_{58-62} (Figs. 6.4A e B e 6.5A). As análises de química mineral são apresentadas na Tabelas do Anexo 3.

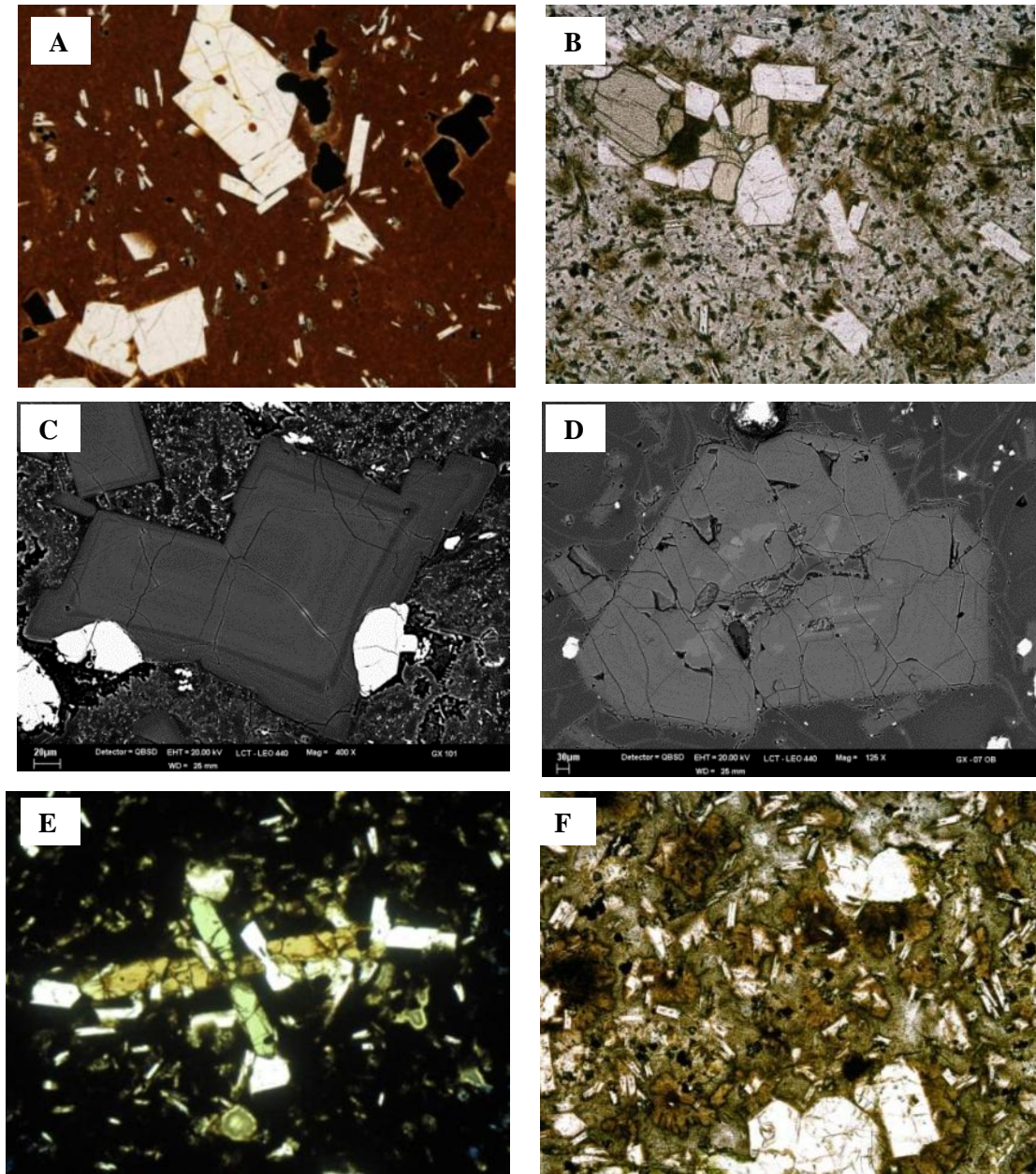


Figura 6.3. Fenocristais e microfenocristais de labradorita em dacitos Caxias do Sul. A) Obsidiana com fenocristais euédricos de plagioclásio (labradorita) e titanomagnetita imersos em matriz vítrea não desvitrificada; B) Dacito cinza com fenocristais e microfenocristais de plagioclásio e ortopiroxênio euédricos a subédricos, com bordas levemente arredondadas, constituindo um aglomerado. A matriz ocorre desvitrificada e apresenta uma grande quantidade de micrólitos de plagioclásio, titanomagnetita e clinopiroxênio; C) Microfenocristal euédrico de plagioclásio com zoneamento normal; D) Fenocristal de plagioclásio com núcleo parcialmente reabsorvido e com zoneamento complexo. E) Fenocristal de hiperstênio com semi-inclusões de microfenocristais de plagioclásio; F) Dacito cinza desvitrificado, com matriz de textura microgranofítica e esferulitos dispersos. Presença de glomerofenocristais e microfenocristais com feições de rápido resfriamento (cauda de andorinha).

Os núcleos que não apresentam feições de reabsorção ou zoneamento complexo são composicionalmente mais cálcicos, com An_{63-67} (valor semelhante às zonas que envolvem os núcleos com feições de desequilíbrio, descritos acima) e exibem zoneamento normal, sentido borda, até atingir teores de An_{58-62} (Fig.6.4C e 6.5B).

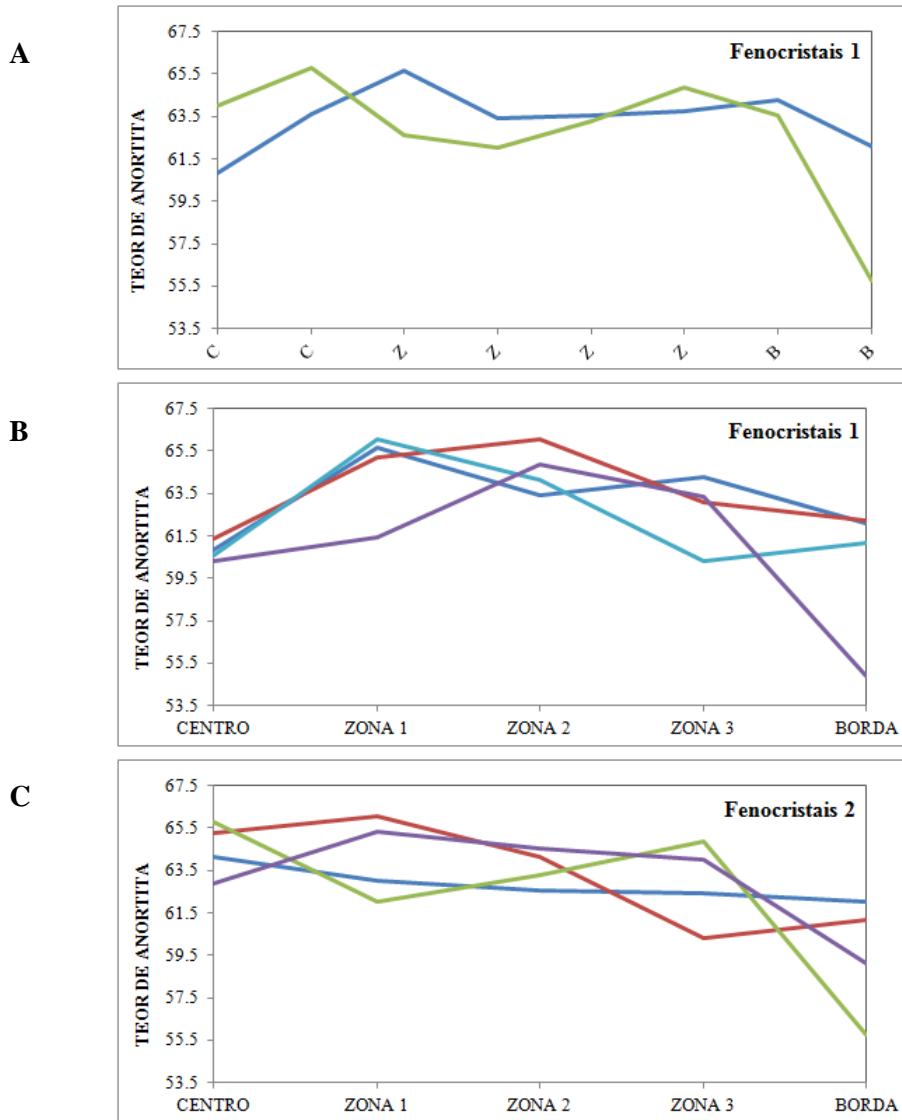


Fig.6.4 Diagrama de variações do teor de An de centro a borda do cristal, analisados por microsonda eletrônica: A) análises em fenocristais com feições de dissolução no núcleo; B) análises em fenocristais com zoneamento complexo no núcleo; C) análises em fenocristais sem feições de desequilíbrio. C ou centro: centro do cristal; Z ou zona1: zoneamento mais próximo ao centro (esquerda) sentido borda (direita, zona 3); B ou borda: borda do cristal.

A segunda população de plagioclásio compõe até 5% da rocha e ocorre como microcristais subédricos (0,15 a 0,25 mm) com frequentes feições indicativas de rápido resfriamento (cristais ocos e com caudas de andorinha – Fig.6.3.F). Estes cristais classificam-se como labradorita (An_{63-67}) e apresentam um zoneamento normal discreto ou até mesmo ausente, e uma fina borda externa (os teores de anortita das bordas não puderam ser quantificadas devido a suas espessuras micrométricas).

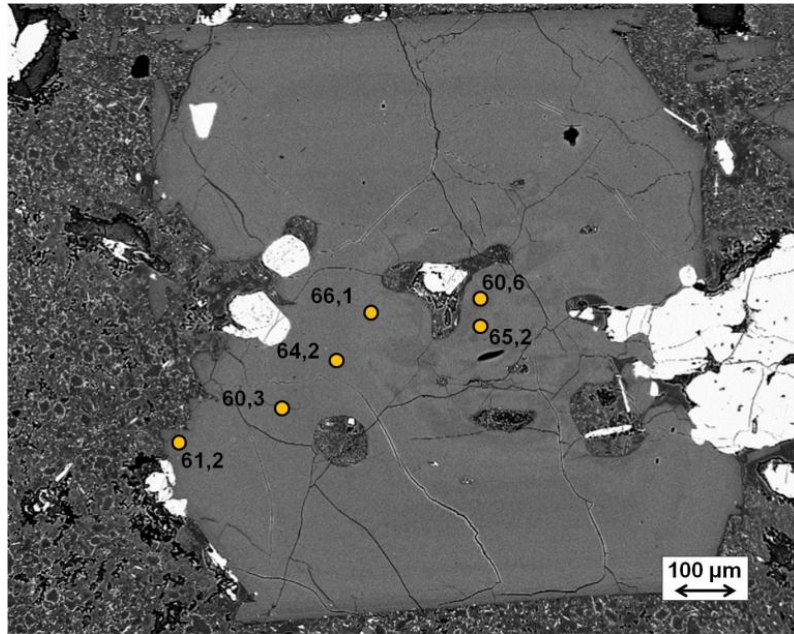


Fig. 6.5 A) Fenocristal de plagioclásio com feições de reabsorção e zoneamento complexo no núcleo, associado a saltos no teor de anortita (valores apresentados), que passa a decrescer sentido borda (ponto An_{61,2} na borda e ponto An_{60,6} próximo a cavidade no centro).

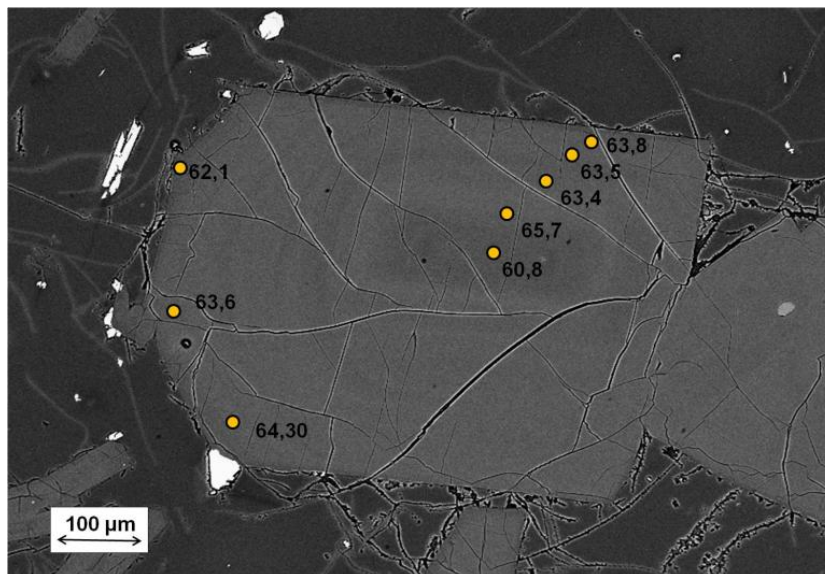


Fig. 6.5 B) Fenocristal de plagioclásio com zoneamento inverso no núcleo e normal sentido borda.

É comum a presença de microfenocristais de plagioclásio com aspecto interno “sujo” devido à grande concentração de inclusões de grãos micrométricos de piroxênio ou então de inclusões fluidas (Fig.6.6). Glomérulos de microfenocristais exclusivamente de plagioclásio ou junto a microfenocristais de clinopiroxênio também podem ser encontrados com frequência (Fig.6.7).

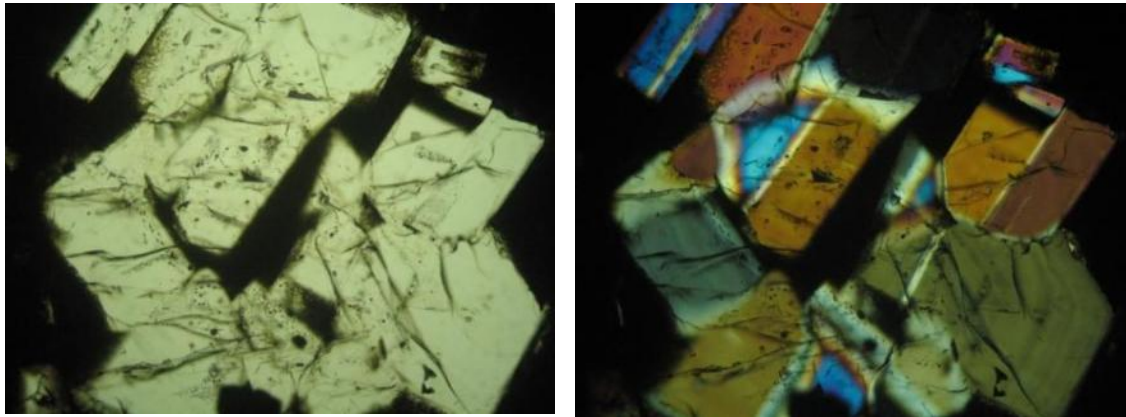


Fig.6.6 Fotomicrografia de microfenocristais de plagioclásio, evidenciando a grande quantidade de inclusões fluídas dispersas no mineral (concentradas principalmente nas bordas), polarizadores paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

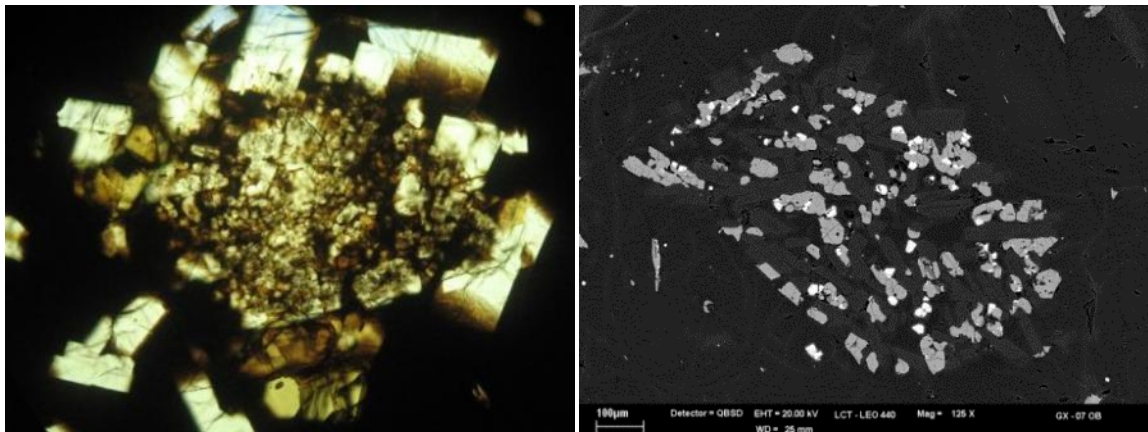


Fig.6.7 Fotomicrografia (esquerda) e imagem de MEV (direita) apresentando aglomerados de microfenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio. Ambos encontram-se imersos em vidro não desvitrificado, sendo que na imagem de MEV é possível visualizar as fraturas perlíticas na matriz.

Os micrólitos (< 0,08 mm) podem corresponder a 5 a 20% da rocha, apresentando formas euédricas a subédricas e feições de rápido resfriamento (e.g. cauda de andorinha e cristais ocos). Em algumas amostras, especialmente nas rochas mais cristalinas, a observação de micrólitos é dificultada devido ao intenso processo de desvitrificação com desenvolvimento de esferulitos ou textura microgranofrica.

Adicionalmente, outra feição que também merece destaque são os fenocristais de plagioclásio com textura tipo peneira (*sieve texture*), desenvolvidos por um intenso processo de reabsorção Fig. 6.7. Estes cristais são raros, e análises de microsonda não foram sucedidas com êxito.

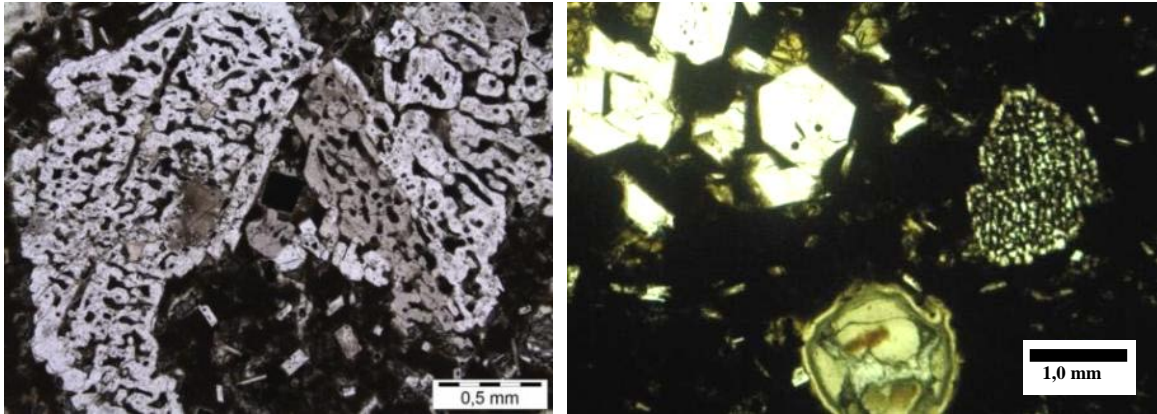


Fig. 6.8 Fotomicrografias de fenocristais de plagioclásio com textura tipo peneira observados em distintas amostras de dacito do subtipo Caxias do Sul. Na fotomicrografia da direita, além do fenocristal reabsorvido (1,2 mm de dimensão), têm-se também uma vesícula (parte inferior da fotografia) e aglomerado de fenocristais imersos em matriz parcialmente desvitrificada (polarizadores cruzados).

6.1.2 Piroxênio

No dacito Caxias do Sul ocorrem três variedades de piroxênio: hiperstênio, augita e pigeonita, que compõem, assim como o plagioclásio, três gerações de cristalização (Fig. 6.9).

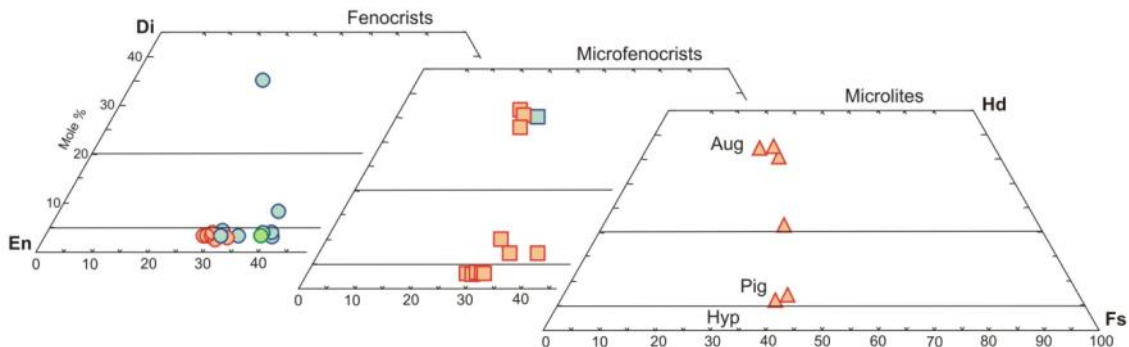


Fig. 6.9. Diagrama ternário para classificação de piroxênio (Fe-Mg-Ca) – a cor vermelha corresponde a análises no centro do cristal, verde zona intermediária e azul borda. Círculos, quadrados e triângulos correspondem respectivamente a fenocristais, microfenocristais e microlitos.

Os fenocristais (0,7 a 1,1 mm) correspondem até 3% dos constituintes da rocha e apresentam formas subédricas com leve arredondamento de suas margens (Fig.6.3B) a anédricas (Fig.6.10A e B), com aparentes feições de reabsorção (6.10.C e D). Também é comum que estes cristais apresentem zoneamentos composicionais, mais perceptíveis em imagens de MEV, além de inclusões de titanomagnetita (Fig. 6.10B, C e D), inclusões parciais de microfenocristais de plagioclásio (Fig. 6.3E) e, ocasionalmente, inclusões fluídas.

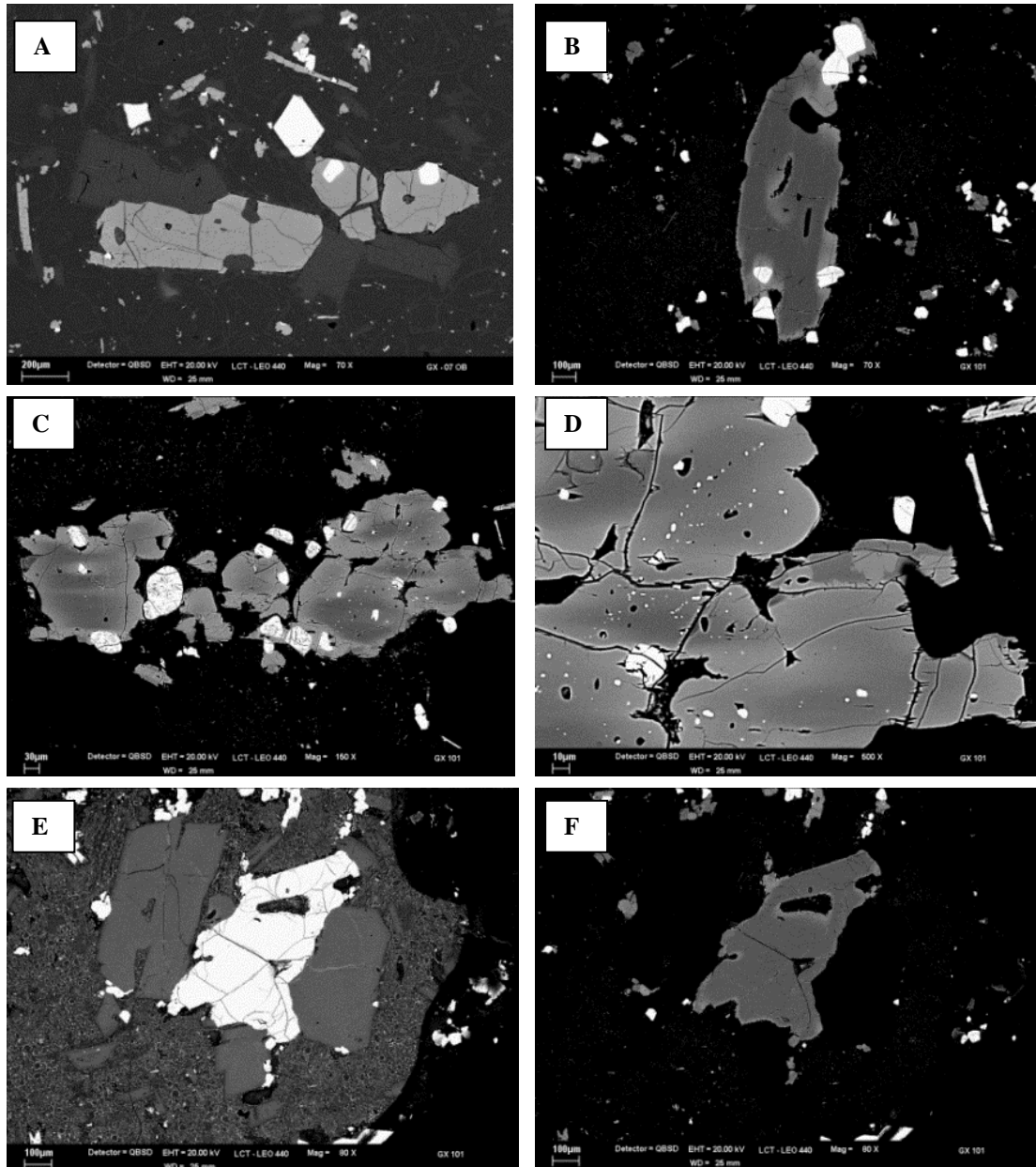


Fig. 6.10 Imagens de MEV de fenocristais de ortopiroxênio presentes nos dacitos Caxias do Sul. A) fenocristais subédricos (cinza claro) formando aglomerado com fenocristais de plagioclásio (cinza escuro) e titanomagnetita (branco); B) Fenocristal subédrico de ortopiroxênio com zoneamento em suas bordas; C) Fenocristal anédrico de ortopiroxênio com nítido zoneamento composicional e dissolução de suas bordas; D) detalhe da imagem anterior, mostrando a grande concentração de inclusões de titanomagnetita; E) e F) Fenocristal anédrico de ortopiroxênio associado entre dois fenocristais de plagioclásio. Na imagem (F) é possível observar o zoneamento composicional próximo à borda no fenocristal de ortopiroxênio, como também a distinção entre microfeno-cristais de clinopiroxênio e de titanomagnetita (com formas subédricas a anédricas) dispersos pela matriz vítrea.

Composicionalmente, todos os fenocristais analisados correspondem a hiperstênio (Fig 6.9.), tendo um núcleo mais magnesiano ($En_{68-64}Fs_{28-31}Wo_{3,5-4}$) e bordas mais ricas em wollastonita (augita) ($En_{52}Fs_{39}Wo_8$ e $En_{41}Fs_{23}Wo_{35}$) ou levemente mais ricas em ferrossilita (pigeonita) ($En_{65-55}Fs_{31-40}Wo_{3,5-4}$).

A segunda geração de piroxênio representa até 3% da rocha e corresponde a microcristais (0,1 a 0,2 mm) de hiperstênio ($En_{64-66}Fs_{30-31}Wo_{3-3,5}$), pigeonita ($En_{53-58}Fs_{31-39}Wo_{7-10}$) e augita ($En_{39-43}Fs_{21-25}Wo_{33-36}$).

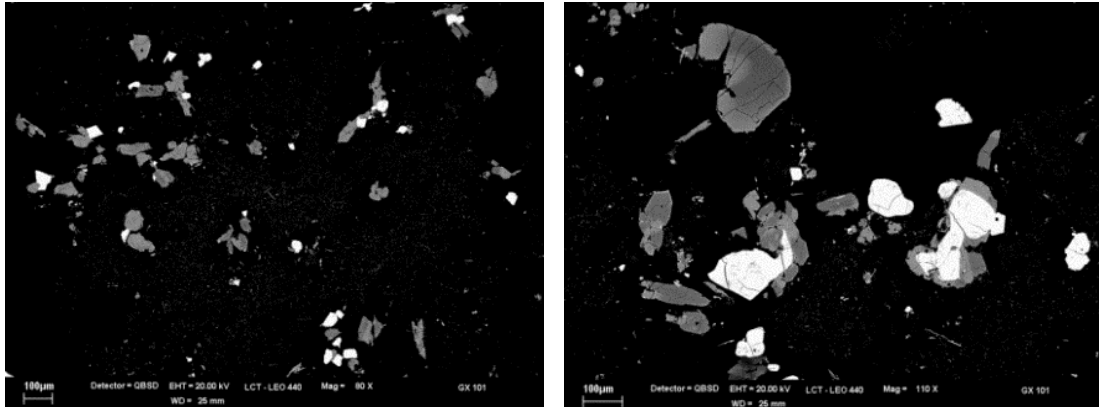


Fig.6.11 Imagens de MEV apresentando exemplos de microfenocristais de orto e clinopiroxênio (hiperstênio, pigeonita e augita), em cor cinza claro, as cores brancas correspondem a titanomagnetita.

Estes cristais apresentam formas subédricas a anédricas (Fig.6.10A, B e F; 6.11), frequentes inclusões de minerais opacos e uma menor frequência de zoneamentos composicionais (Fig.6.11). Na maioria dos cristais analisados, as proporções de En, Fs e Wo obtidos no núcleo do cristal são idênticas às de suas margens (Tabelas do Anexo 3). Também correspondem a esta fase de cristalização os piroxênios que margeiam cristais de titanomagnetita (Fig. 6.11).

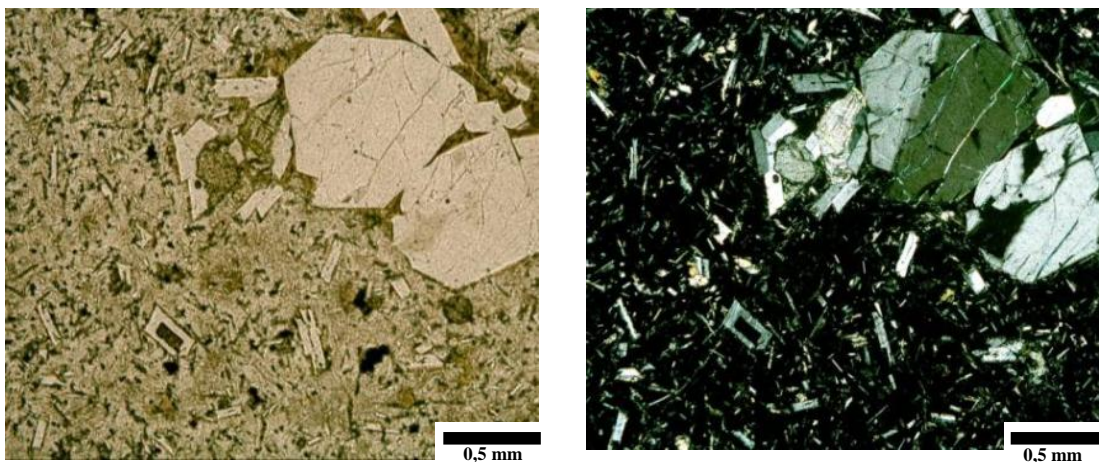


Fig. 6.12 Fotomicrografias de dacito Caxias do Sul em que se observa um aglomerado de fenocristais e microfenocristais de plagioclásio e ortopiroxênio, além de microfenocristais de plagioclásio e micrólitos de plagioclásio e clinopiroxênio dispersos pela matriz vítrea. Polarizadores paralelos (esquerda) e cruzados (direita).

A terceira população ocorre como micrólitos (<0,5 mm) de pigeonita ($En_{45-54}Fs_{32-40}Wo_{6-7}$) e augita ($En_{38-42}Fs_{20-24}Wo_{35-37}$) – Fig.6.11., com formas subédricas (cristais alongados e extremidades irregulares). Estes micrólitos ocorrem dispersos pela matriz e sempre em concentrações bastante variadas entre distintas amostras (Fig.6.12).

6.1.3 Óxidos Fe-Ti

Os óxidos de Fe-Ti correspondem até 2% dos constituintes da rocha e assim como os outros minerais presentes, podem ser agrupados em microfenocristais (0,4 a 0,5 mm), microcristais (~ 0,08 mm) e micrólitos (<0,02 mm). Os cristais > 0,08 mm apresentam formas euédricas a anédricas, neste último caso com margens bastante arredondadas e um intenso fraturamento irregular (Fig.6.13).

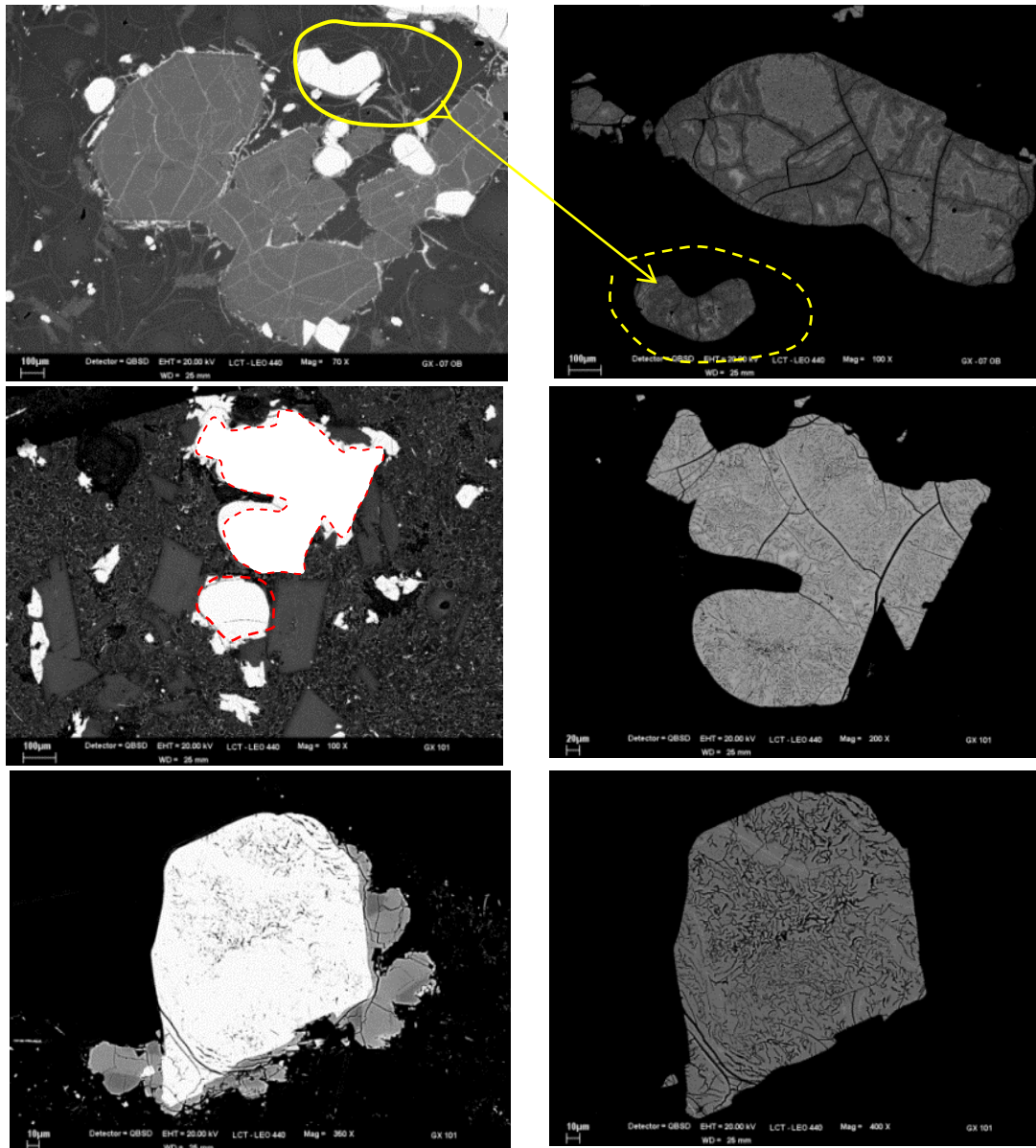


Fig. 6.13 Imagens de MEV apresentando as feições comuns de fenocristais de ti-magnetita presentes nos dacitos Caxias do Sul.

Cristais maiores encontram-se geralmente associados aos aglomerados ou fenocristais de plagioclásio (Fig. 6.3, 6.7, 6.10.A) e os menores ocorrem aleatoriamente dispersos pela matriz vítrea, como inclusões nos fenocristais de ortopiroxênio (fig. 6.10.B e C) ou associados a

microfenocristais de clinopiroxênio (Fig.6.12.). Os micrólitos (<0.02 mm) apresentam formas subédricas a anédricas e podem ocorrer dispersos na matriz vítrea ou bordejando outros minerais na rocha.

Composicionalmente, todos os cristais analisados correspondem a titanomagnetita ($Usp_{30-63}Mt_{27-62}$) – Fig 6.14., sendo que as características texturais em imagens de MEV sugerem uma substituição para titanita ao longo das expressivas fraturas curvilíneas presentes em alguns cristais (Fig. 6.13).

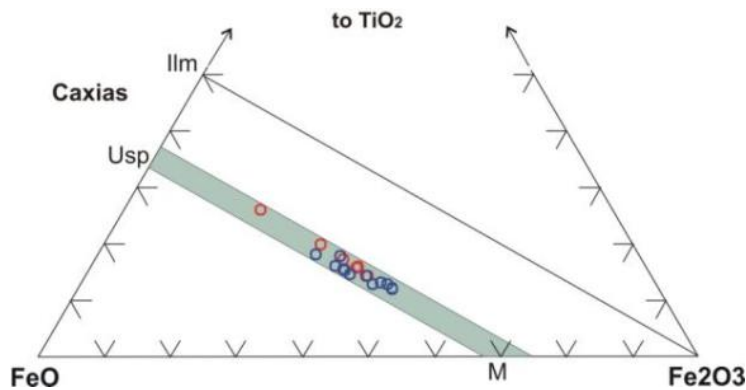


Fig. 6.14 Diagrama ternário para óxidos Fe-Ti. Todos os minerais opacos analisados dos dacitos Caxias do Sul ocorrem sobre a linha de solução sólida Usp-Mt, classificando-se como titanomagnetitas

6.2 SEQUENCIA BARROS CASSAL

Os derrames basálticos e andesíticos que compõem a sequência Barros Cassal apresentam, de modo geral, uma textura hipohialina a hipocristalina afanítica a fanerítica fina (Fig. 6.15), cor preta a cinza-escura, brilho fosco e uma variada proporção de vesículas e amígdalas preenchidas por carbonato ou argilo-minerais. A matriz pode ocorrer desvitrificada ou parcialmente alterada.

O dacito Barros Cassal apresenta sempre textura hipohialina afanítica (Fig. 6.15.C), cor preta bastante intensa, com característico brilho fosco e capas de alteração na cor ocre que recobrem as superfícies expostas às intempéries. Não foram observadas vesículas e tampouco amígdalas, sendo também incomuns texturas de desvitrificação afetando a matriz.

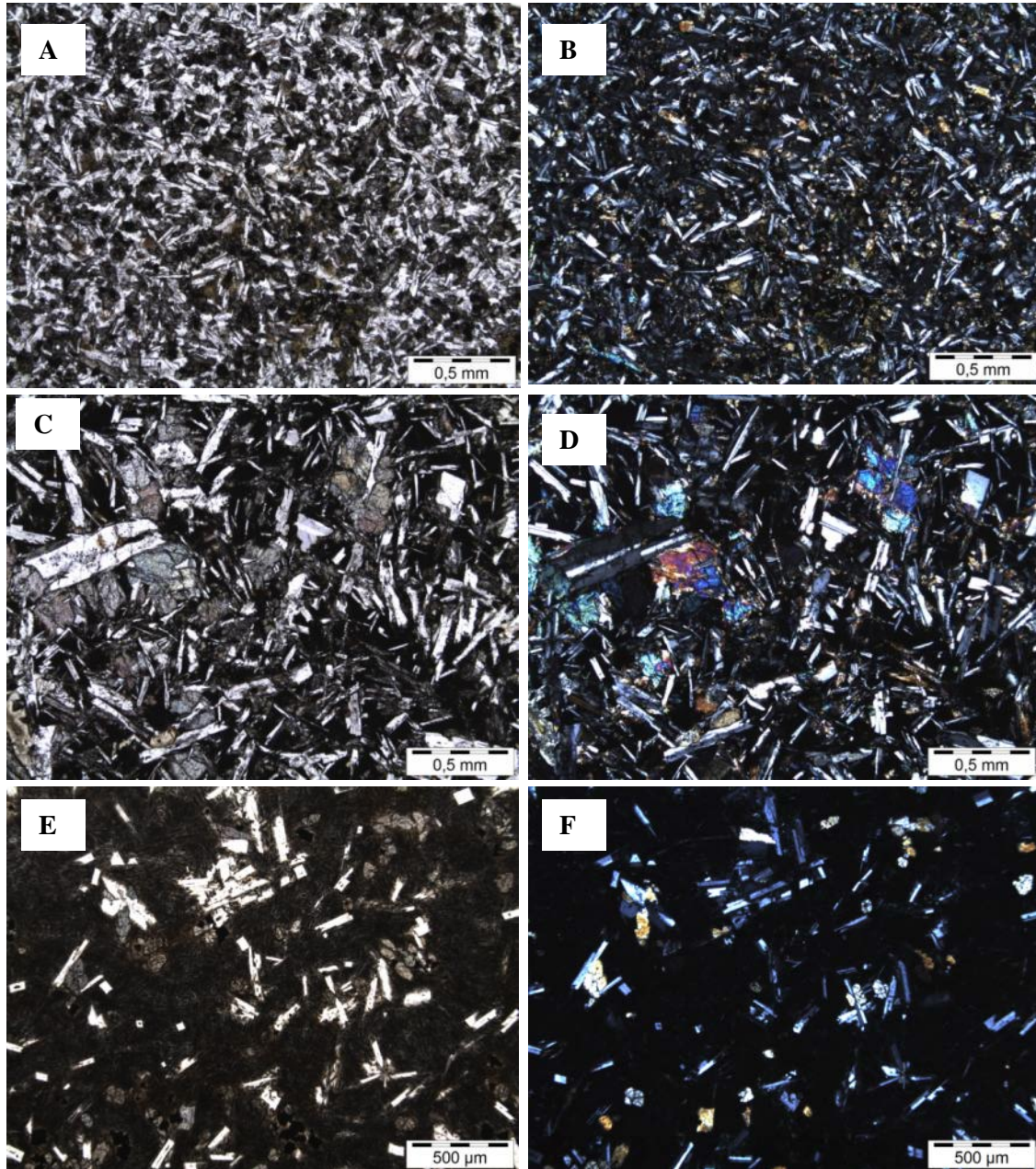


Fig. 6.15 Fotomicrografias apresentando as principais características texturais do A) basalto, B) andesito e C) dacito que compõe a sequência Barros Cassal. Notar variação de granulometria entre as amostras. Para todas as fotomicrografias foi utilizado um aumento de 5x, sendo a esquerda polarizadores paralelos a direita polarizadores cruzados.

Mineralogicamente, estas rochas (basalto, andesito e dacito) são constituídas por microfenocristais (0,12 a 0,75 mm) e micrólitos de plagioclásio (An_{40-62}), augita, pigeonita e titanomagnetita, dispersos em matriz vítrea, que ocupa 40 a 90% em volume. A proporção de micrólitos e microfenocristais (somados) pode variar de 10 até 60% em volume da rocha em distintos derrames (independente da composição), sendo que os cristais maiores, entre 0,50 e 0,75 mm, podem representar apenas 2% em volume desta parcela em algumas amostras. Uma

das principais características das rochas desta sequência é a ausência de fenocristais ($> 0,75$ mm).

6.2.1 Plagioclásio

Os microfenocristais de plagioclásio presentes nos basaltos, andesitos e dacitos apresentam formas subédricas (Fig. 6.15 e 6.16), tabulares e aciculares, com terminações características de rápido resfriamento (e.g. caudas de andorinha – Fig. 6.16A e B), além de zoneamento composicional (Fig. 6.16C e D), inclusões vítreas e fluidas (principalmente nas bordas). Todas estas feições variam bastante (em quantidade) entre amostras de distintos derrames, mesmo quando de uma mesma composição.

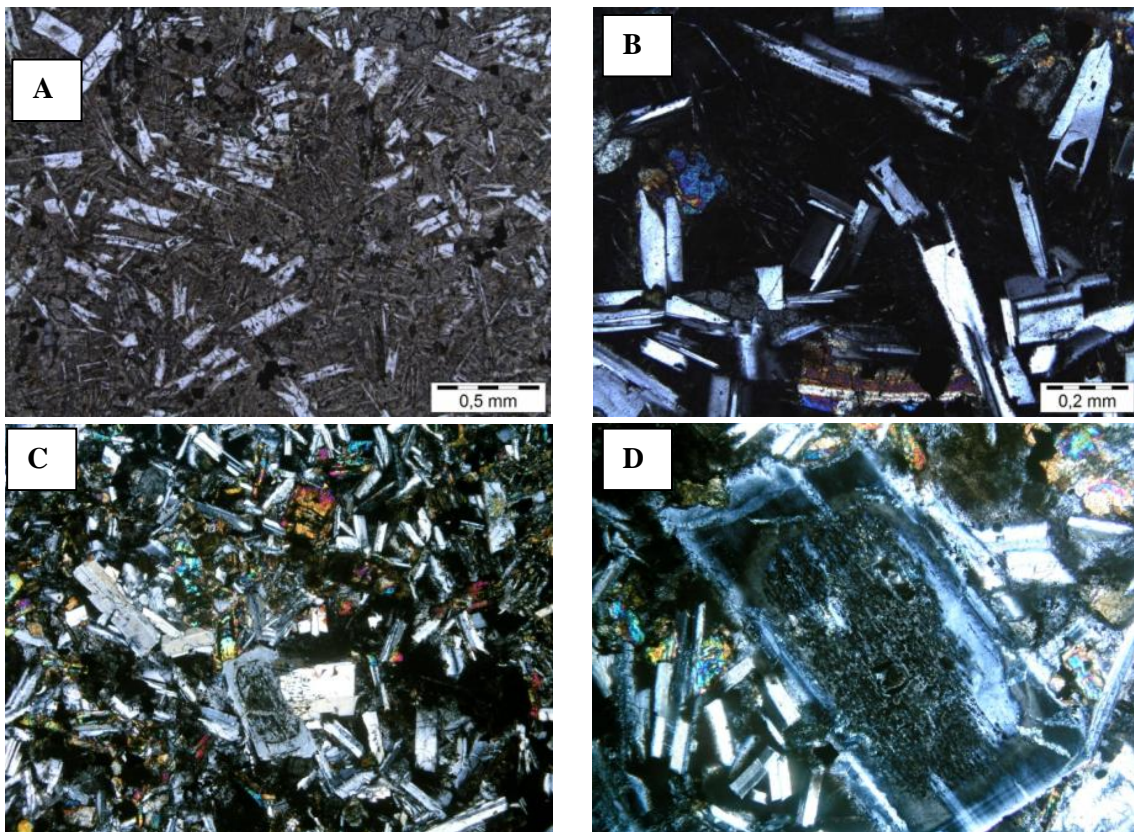


Fig. 6.16 Fotomicrografias (A) e (B) cristais subédricos com cauda de andorinha em distintas amostras de andesito; (C) e (D) Microfenocristais subédricos com zoneamento e feições de reabsorção observados em distintas amostras de andesito. Esquerda: aumento de 5x, direita: aumento de 20x.

A textura sub-óptica é comum, sendo mais frequente nos basaltos e andesitos que nas rochas dacíticas. Aglomerados de cristais, como os observados nos dacitos Caxias do Sul, não são comuns nos derrames do Barros Cassal.

Os cristais de plagioclásio do andesito têm teores de anortita entre 40 e 61%, dentro dos campos labradorita e andesina (Fig. 6.17). Estas variações nos teores de anortita resultam em

zoneamentos do tipo normal ou inverso em distintos cristais, sendo comum a presença de núcleos com limites arredondados associados ou não a uma textura tipo peneira (Fig. 6.16C e D) ou bordas externas irregulares, associado a feições de reabsorção.

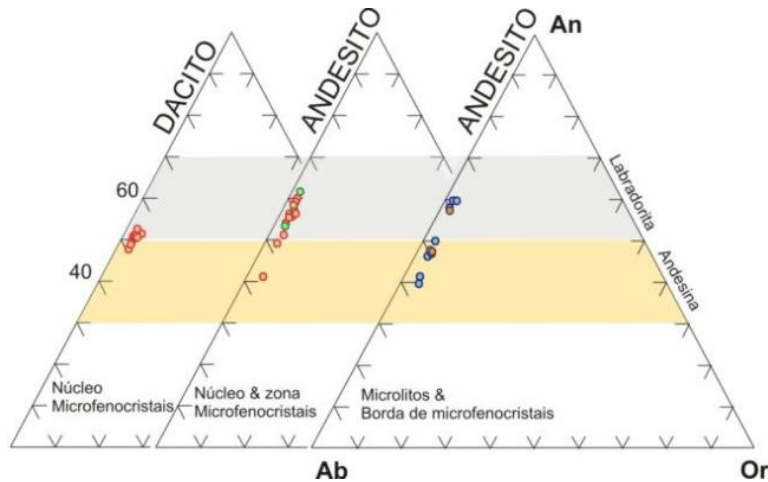


Fig. 6.17 Diagramas ternários para classificação dos plagioclásios dos dacitos e andesitos da sequência Barros Cassal. Dados obtidos mediante análises em microsonda eletrônica. Cor vermelha: centro, verde: zona, azul: borda, marrom: micrólitos. Os dados analíticos são apresentados no ANEXO 3.

No diagrama An x Or apresentado na Fig. 6.18 observa-se que as variações nos teores de anortita e albita de distintos cristais não mostram um padrão único de evolução, ou seja, ora se empobrecem ou ora se enriquecem em anortita no sentido borda, havendo também oscilações núcleo-zona intermediária-borda (Fig. 6.18).

Nos dacitos, o plagioclásio, embora também zonado, é composicionalmente mais homogêneo, apresentando teores de anortita no intervalo de 47,7 a 52,5% (Fig. 6.17), sempre na interface labradorita-andesina.

Entre os micrólitos (<0,05 mm) predominam as formas aciculares, e com menor frequência as tabulares, sendo que em rochas intensamente desvitrificadas micrólitos aciculares se confundem com os cristais associados à textura de desvitrificação. Composicionalmente, os micrólitos dos dacitos apresentam a mesma composição dos cristais maiores (An_{47-48}), enquanto que os dois micrólitos analisados no andesito apresentam uma diferença de 10% no teor de anortita (47,7% e 57,7%).

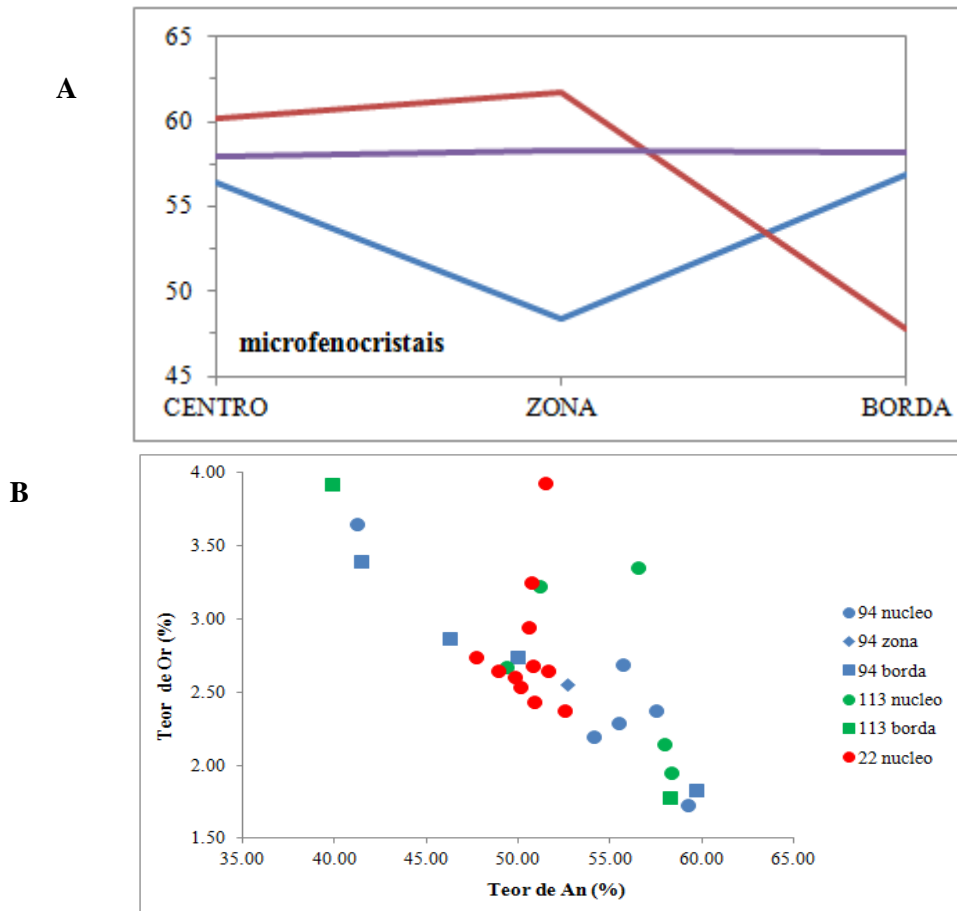


Fig. 6.18 Diagrama para variação do teor de anortita de plagioclásio analisados por microsonda eletrônica: A) análises centro, zona, borda de plagioclásio de andesito. B) análises em plagioclásio de dacito (amostra GX22) e andesito (amostra GX113 e 94).

6.2.2 Piroxênio

Nas rochas da sequência Barros Cassal a augita é a principal variedade de piroxênio presente (Fig. 6.19.), seguida em menor proporção pela pigeonita.

A augita presente nos andesitos basálticos e andesitos, de modo geral, apresenta formas subédricas a anédricas (Fig. 6.20.), enquanto nos dacitos predominam as formas subédricas. Em todas as amostras as margens destes cristais são sempre bastante irregulares indicando alguma instabilidade com a matriz que o rodeia (Fig. 6.20. e 6.21.).

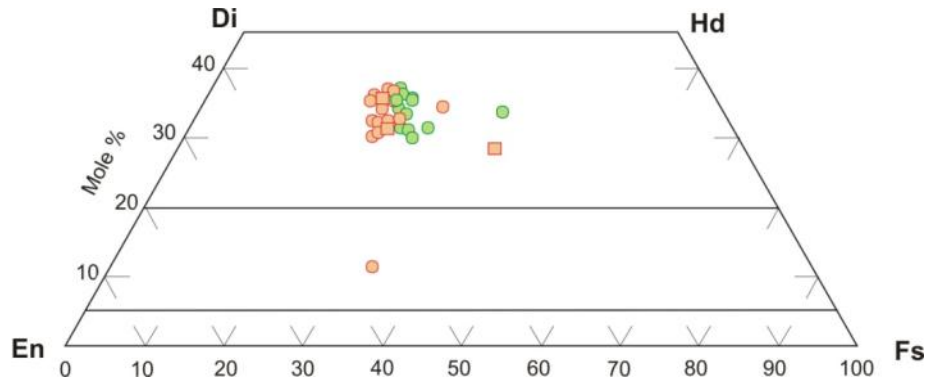


Fig. 6.19 Diagrama ternário para classificação de piroxênio (Fe-Mg-Ca) – a cor vermelha corresponde a análises em piroxênio que compõe os andesito e em verde os dacitos. Círculos e quadrados correspondem respectivamente a análises no centro e na borda dos cristais.

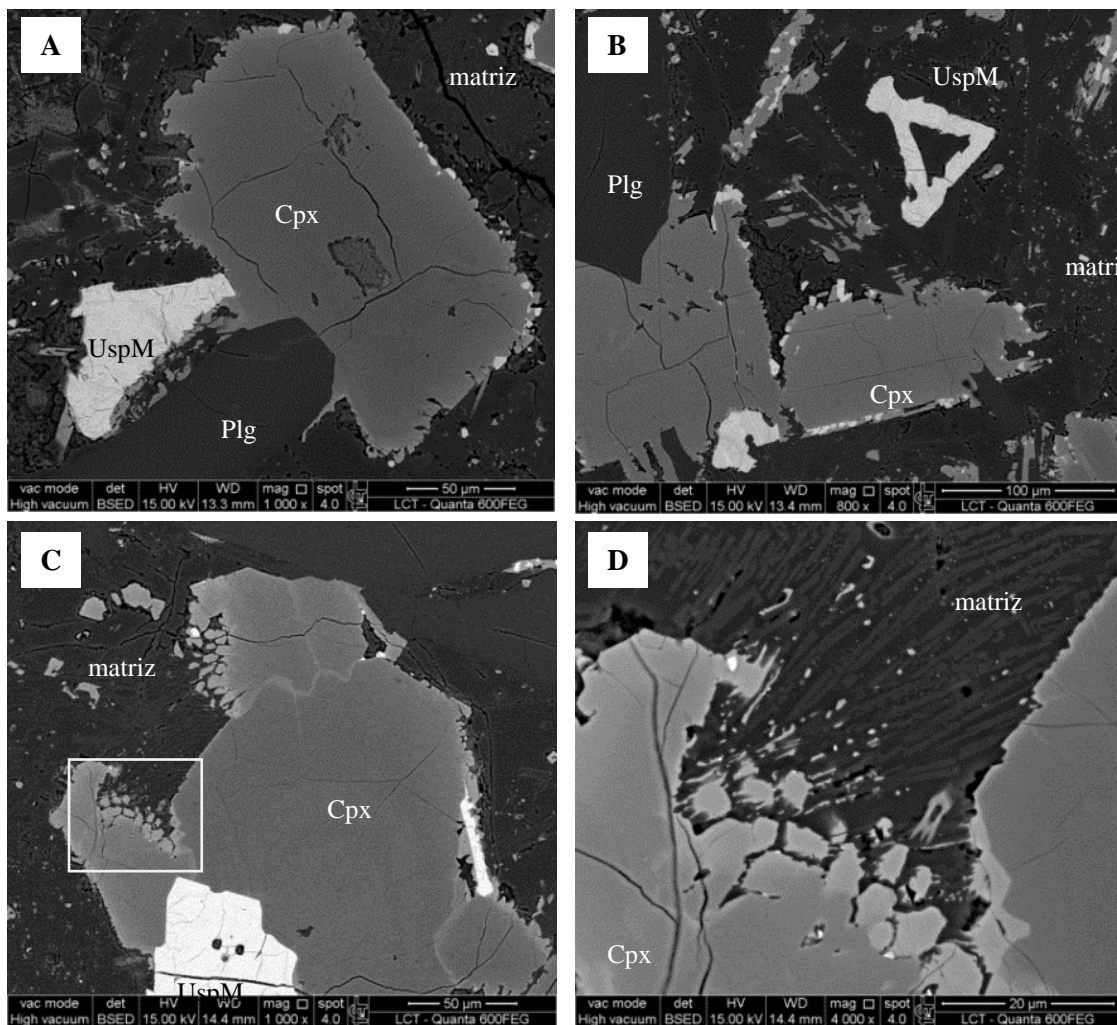


Fig. 6.20 A) e B) Imagens de MEV amostra de andesito GX94 apresentando microfenocristais subédricos a anédricos de augita (cpx) com bordas bastante irregulares em contato com matriz vítrea; C) e D) Microfenocristais de augita com bordas irregulares, produto de reação com a matriz parcialmente desvitrificada (amostra GX113). Imagem d é detalhe da imagem c. Legenda: augita (cpx), plagioclásio (plg) e titanomagnetita (UspM).

Outra característica destes piroxênios é a presença de discretos zoneamentos irregulares, desenvolvidas principalmente nas margens do cristal. Estas feições podem ser vistas ao

microscópio, mas principalmente em imagens de MEV (Fig. 6.20C, 6.21). Nenhuma mudança significativa na composição centro-borda destes cristais foi detectada por análises de microsonda.

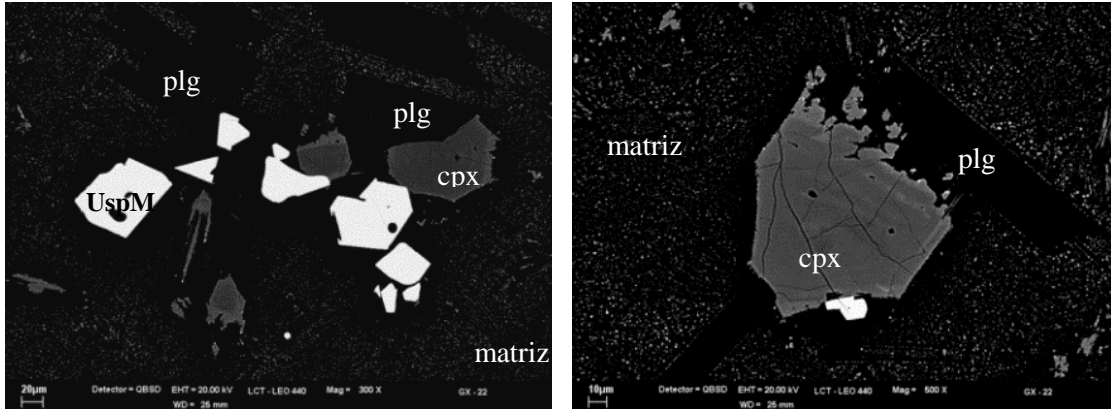


Fig. 6.21 Imagens de MEV apresentando microfenocristais de augita (cpx), plagioclásio (plg) e titanomagnetita (UspM), ambas obtidas da amostra de dacito GX22. Na figura a esquerda observa-se a augita com zoneamento composicional próximo a suas borda irregulares.

As augitas também podem apresentar abundantes inclusões de minerais opacos (<0,03 mm; euédricas a subédricas) e inclusões fluídas, sendo que na borda do piroxênio é comum a inclusão parcial de microfenocristais de plagioclásio (0,2 mm – Fig.6.20A e B) e cristalização de titanomagnetita (Fig. 6.20B). As análises de química mineral são apresentadas nas Tabelas do Anexo 3.

6.2.3 Óxidos Fe-Ti

Os minerais opacos presentes nas rochas da Sequência Barros Cassal correspondem a titanomagnetita, e ocorrem como microfenocristais (até 0,50 mm) de formas subédricas a esqueletais (Fig. 6.20B, 6.22) ou como micrólitos (<0,03 mm) dispersos na matriz vítrea ou colados às bordas de cristais de augita e plagioclásio (Fig. 6.22A e B). Também é comum a presença de titanomagnetita como inclusões nos microfenocristais (principalmente na augita).

As imagens de MEV evidenciam a presença de variações composicionais, muito provavelmente associado a processos de oxidação pós-vulcânicos, uma vez que estas variações estão associadas ao fraturamento dos cristais (Fig. 6.22).

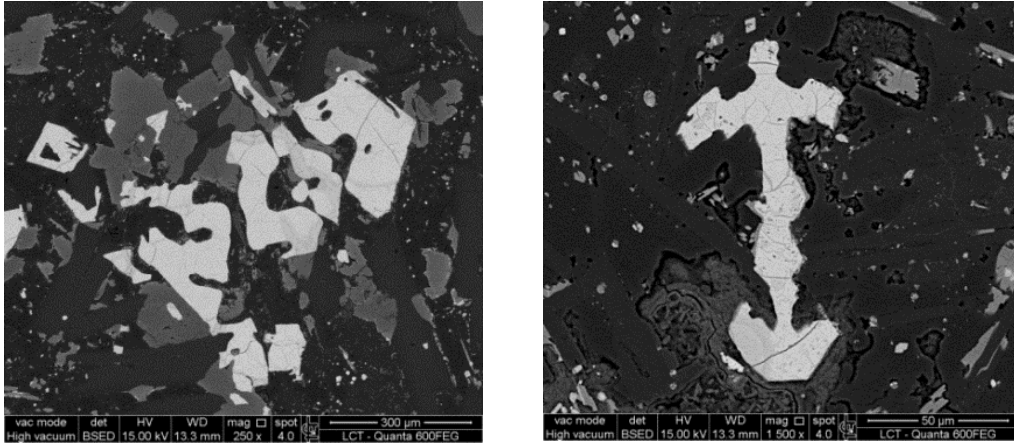


Fig. 6.22 Imagens MEV de microfenocristais esqueletais de titanomagnetita em amostra de andesito da sequencia Barros Cassal.

6.3 SEQUENCIA SANTA MARIA

As rochas que compõem a sequência Santa Maria ocorrem como obsidias e riolitos (maciços ou bandados) sendo compostas por até 6% de fenocristais (0,20 a 1,2 mm) de labradorita (An_{50-55}) e Ti-magnetita (com ou sem bordas de pigeonita) e entre 5 e 30% de micrólitos (< 0,10 mm) de andesina (An_{46-50}), pigeonita e titanomagnetita.

As obsidias caracterizam-se como rochas vítreas, de cor preta, brilho intenso, fratura conchoidal e uma textura hipohialina afanítica com fenocristais (Fig. 6.23). Estruturas de fluxo, bandamentos e vesículas (< 2,0 mm) podem ser observadas macroscopicamente. Fraturas perlíticas, feições de fluxo no vidro (Fig. 6.23), orientação de micrólitos e bandamentos micrométricos associados a variações no grau de desvitrificação ou proporção de cristais só podem ser observados ao microscópio.

Os riolitos diferenciam-se das obsidias pela cristalinidade da matriz (Fig. 6.23B) e pelas cores, que podem ser cinza, amarelo claro ou rosado. A rocha pode ser maciça ou apresentar um bandamento de espessuras milimétricas a métricas. A cristalinidade está associada ao intenso grau de desvitrificação da matriz, com desenvolvimento de esferulitos e texturas microgranofíricas a gráficas (Fig. 6. 24). Os esferulitos raramente ultrapassam 1 mm (Fig. 6.24), mas localmente podem alcançar até 20 cm, formando mega-esferulitos (Cap.5). Nestas rochas, com avançado processo de desvitrificação, observa-se uma intensa alteração dos minerais, formando espessas bordas de oxidação nos piroxênios e minerais opacos e por vezes uma alteração dos cristais de plagioclásio, dificultando também a observação dos micrólitos

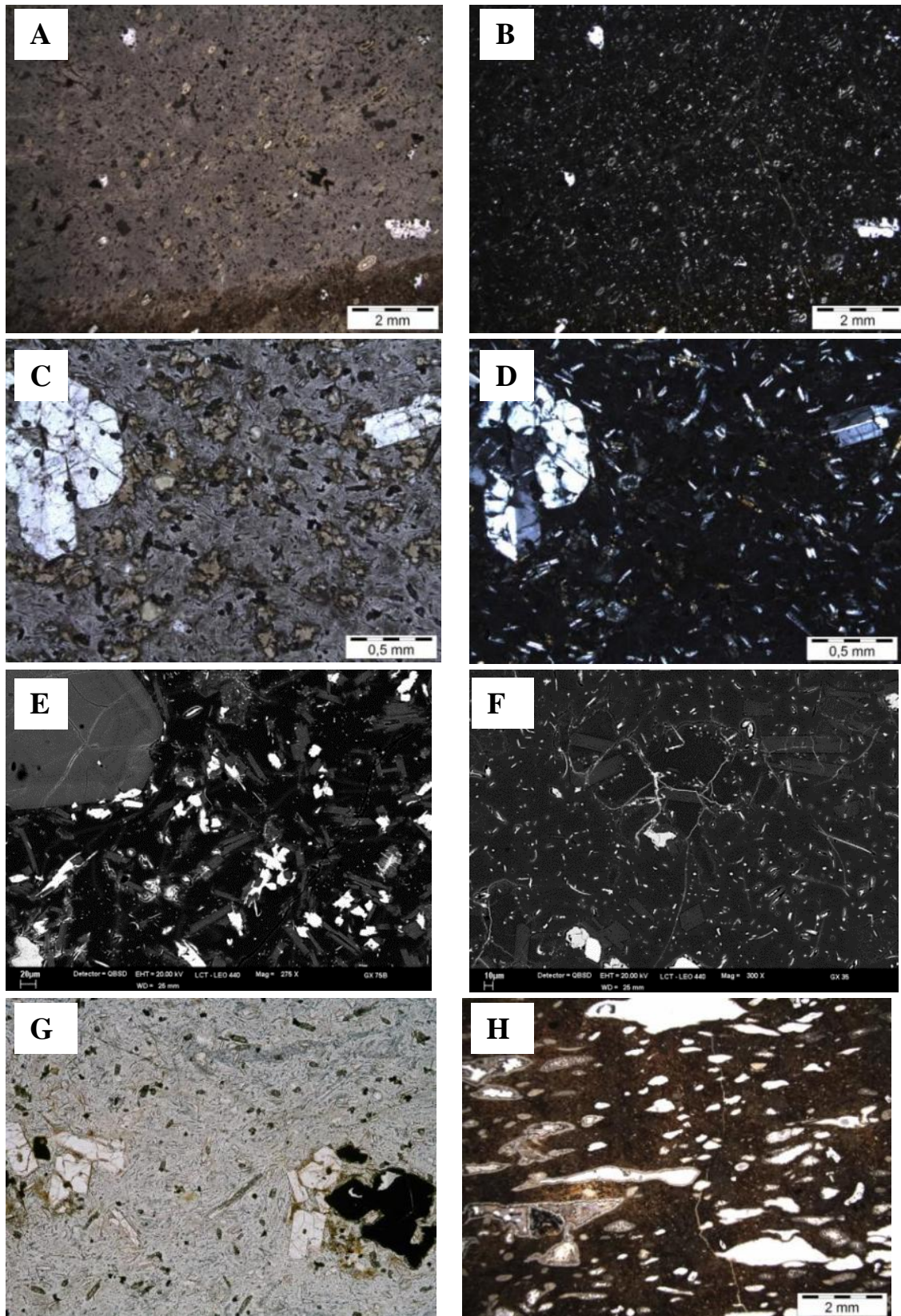


Fig. 6.23 Fotomicrografias e imagens de MEV de obsidiana riolítica não desvitrificadas pertencentes à Sequência Santa Maria. Na fotomicrografias G) e H) são apresentadas feições de fluxo no vidro com orientação dos micrólitos e vesículas, respectivamente. vd: vidro, plg: plagioclásio, cpx: piroxênio, UspM: titanomagnetita, ves: vesícula. Em G) foi usado aumento de 5x.

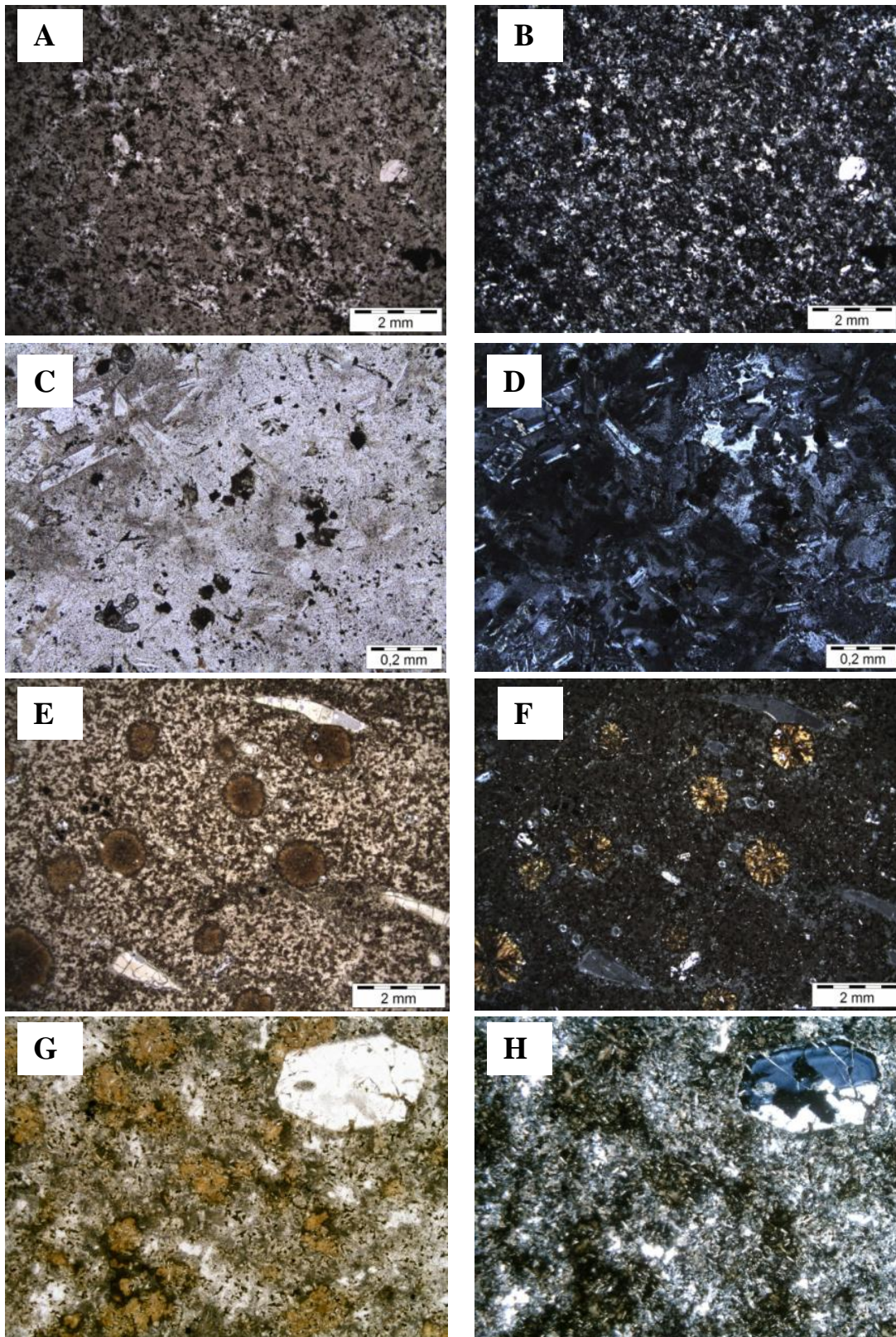


Fig. 6.24 Fotomicrografias de riolitos com matriz cristalina (desvitrificada) da Sequência Santa Maria. C) e D) aspecto da textura microgranofírica desenvolvida na matriz riolítica; E) e F) presença de esferulitos radiais e vesículas estiradas em meio a matriz vítrea afetada por baixo grau de desvitrificação; G) e H) esferulitos em matriz afetada por avançado grau de desvitrificação (aumento 5x).

6.3.1 Plagioclásio

O plagioclásio é o mineral mais abundante nos riolitos Santa Maria e ocorre como fenocristais (0,30 a 1,2 mm, raramente alcançando 2 mm) de labradorita (An_{50-55}), microfenocristais (0,10 a 0,20 mm) de andesina (An_{47-50}) e micrólitos (< 0,10 mm) também de andesina (An_{47-50}) conforme mostrado na Fig. 6.25.

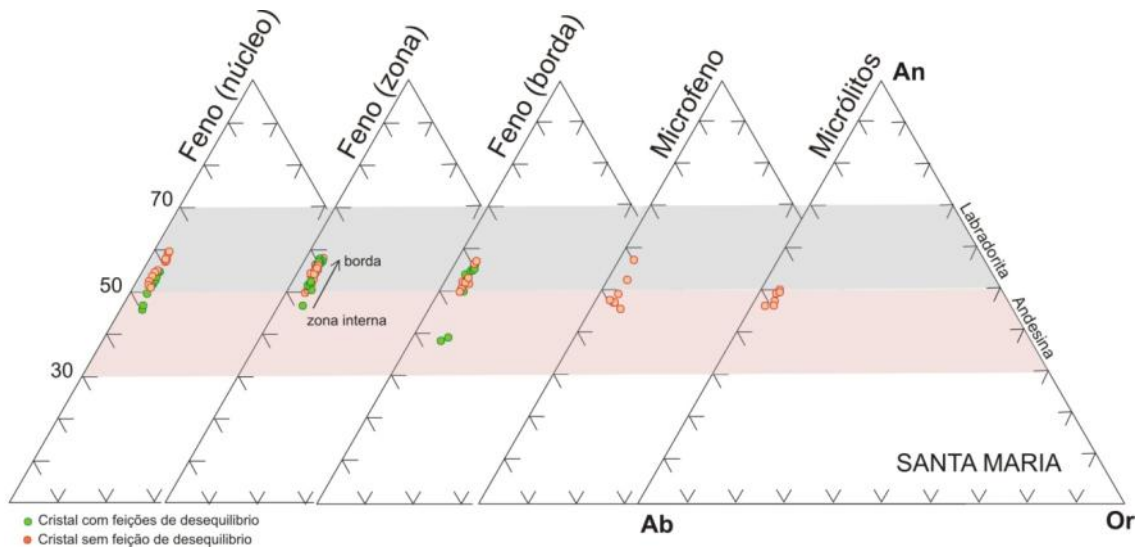


Fig. 6.25 Diagramas ternários para classificação dos plagioclásios presentes nos riolitos da sequência Santa Maria. Dados obtidos mediante análises em microsonda eletrônica. Para fenocristais: cor vermelha: análises em cristais com feições de desequilíbrio (núcleos com texturas tipo peneira e zoneamentos complexos), verde: cristais sem feições de desequilíbrio (i.e. com zoneamento normal simples e sem reabsorção interna). Os dados analíticos são apresentados no Anexo 3..

Os fenocristais correspondem a cristais subédricos a euédricos, com bordas irregulares, porém lisas, e arestas retas a levemente arredondadas. Podem formar glomérulos com outros cristais de plagioclásio (Fig. 6.28H) ou ocorrer de forma isolada (dispersos na matriz). As feições texturais e variações composicionais permitem separá-los em dois grupos.

O primeiro grupo corresponde a cristais com texturas internas de reabsorção (Figs. 6.26A e B; 6.28B e C) associadas a núcleos de composição andesina-labradorita ($An_{47-53}Or_{4.4-2.5}$). A partir deste núcleo, de contornos arredondados e formas ovais a irregulares, desenvolve-se um zoneamento inverso sentido borda (campo da labradorita) até alcançar teores de $An_{56-57}Or_{2.7-2.5}$ (Fig. 6.26A, B) associado à formação de intensos golfos de reabsorção. Uma borda tardia pode ser encontrada nestes cristais, com composições $An_{51-53}Or_{3.3-2.7}$ (Fig. 6.25 e 6.26b), que alcançam, em alguns casos, teores bem mais baixos de Na ($An_{39-40}Or_{7.3-4.5}$).

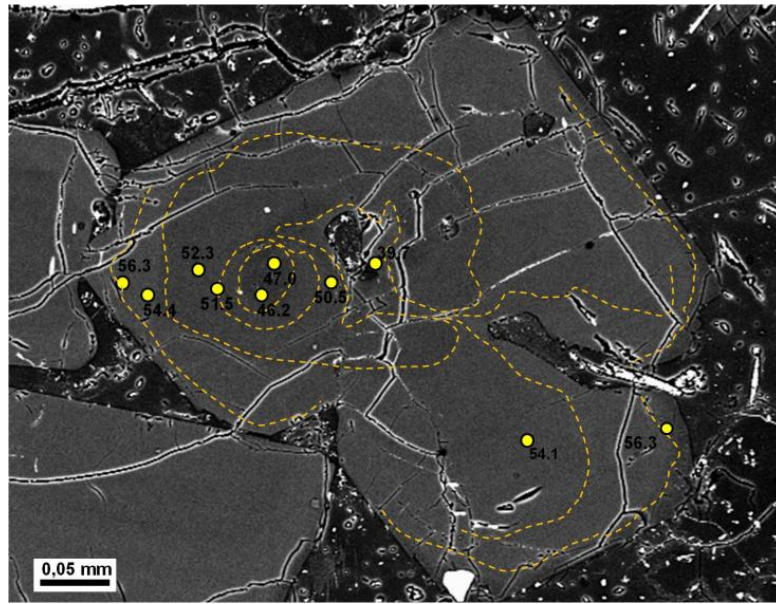


Fig.6.26A. Fenocristal de plagioclásio com feições de reabsorção e zoneamento complexo no núcleo, associado a variações no teor de anortita, que aumenta sentido borda (zoneamento inverso). No centro do cristal ocorre uma zona de reabsorção com cristalização de uma borda tardia com o mesmo teor de anortita (39,7%) encontrado em micrólitos e nas bordas de alguns cristais. Imagem obtidas por MEV.

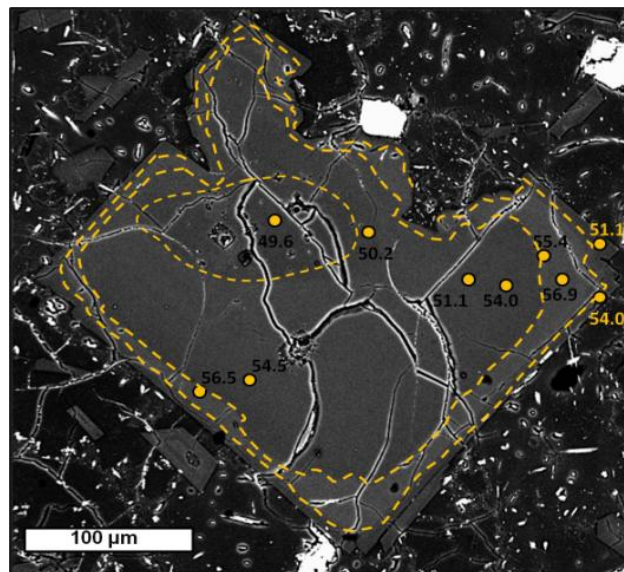


Fig.6.26B. Fenocristal subédrico de plagioclásio com núcleo (An_{49}) com feições de reabsorção e zoneamento inverso que se desenvolve até zona externa ($An_{56,9}$), havendo uma queda de teor na borda ($An_{51,1}$). Imagem obtidas por MEV

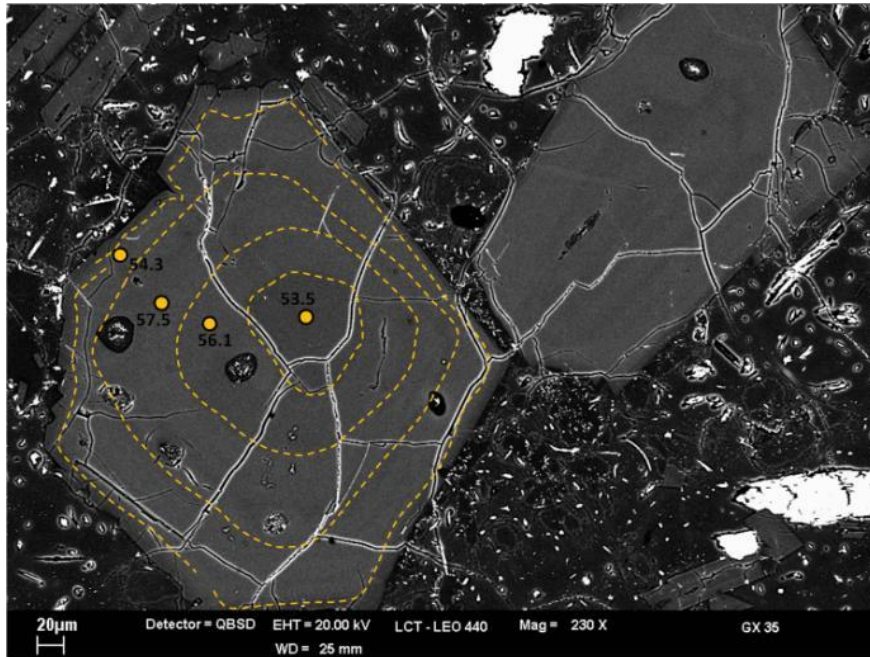


Fig.6.27 Fenocristal de plagioclásio (labradorita) composicionalmente mais homogêneo e sem feições internas de reabsorção. Imagem obtidas por MEV.

Os fenocristais do segundo grupo são composicionalmente mais homogêneos, com um discreto zoneamento inverso ou normal sempre dentro do campo da labradorita (An_{50} a 60 – Fig. 6.27). Os núcleos apresentam contornos arredondados, porém as texturas internas de reabsorção (como tipo peneira) são ausentes. Alguns cristais também podem apresentar pequenos golfos de reabsorção a partir da borda. Estes cristais são, no geral, menores que os cristais com feições de reabsorção descritos anteriormente (Fig. 6.28A, D, G, H).

Os microcristais de plagioclásio correspondem a andesina (An_{47-50}) com ou sem núcleos de labradorita (An_{54-58}). Estes cristais são subédricos a euédricos, exibindo formas tabulares e terminações irregulares (Fig. 6.28A, C, E). Quando o zoneamento está presente, seus contornos são retos e não há qualquer evidência interna de desequilíbrio.

Os micrólitos também apresentam composição dentro do campo da andesina (An_{47-50}) e ocorrem em maioria como cristais euédricos tabulares ou aciculares, bordas lisas e arestas retas (Fig. 6.28E, F, H). São texturalmente homogêneos e raramente apresentam feições de rápido resfriamento, como cauda de andorinha ou cristais ocós.

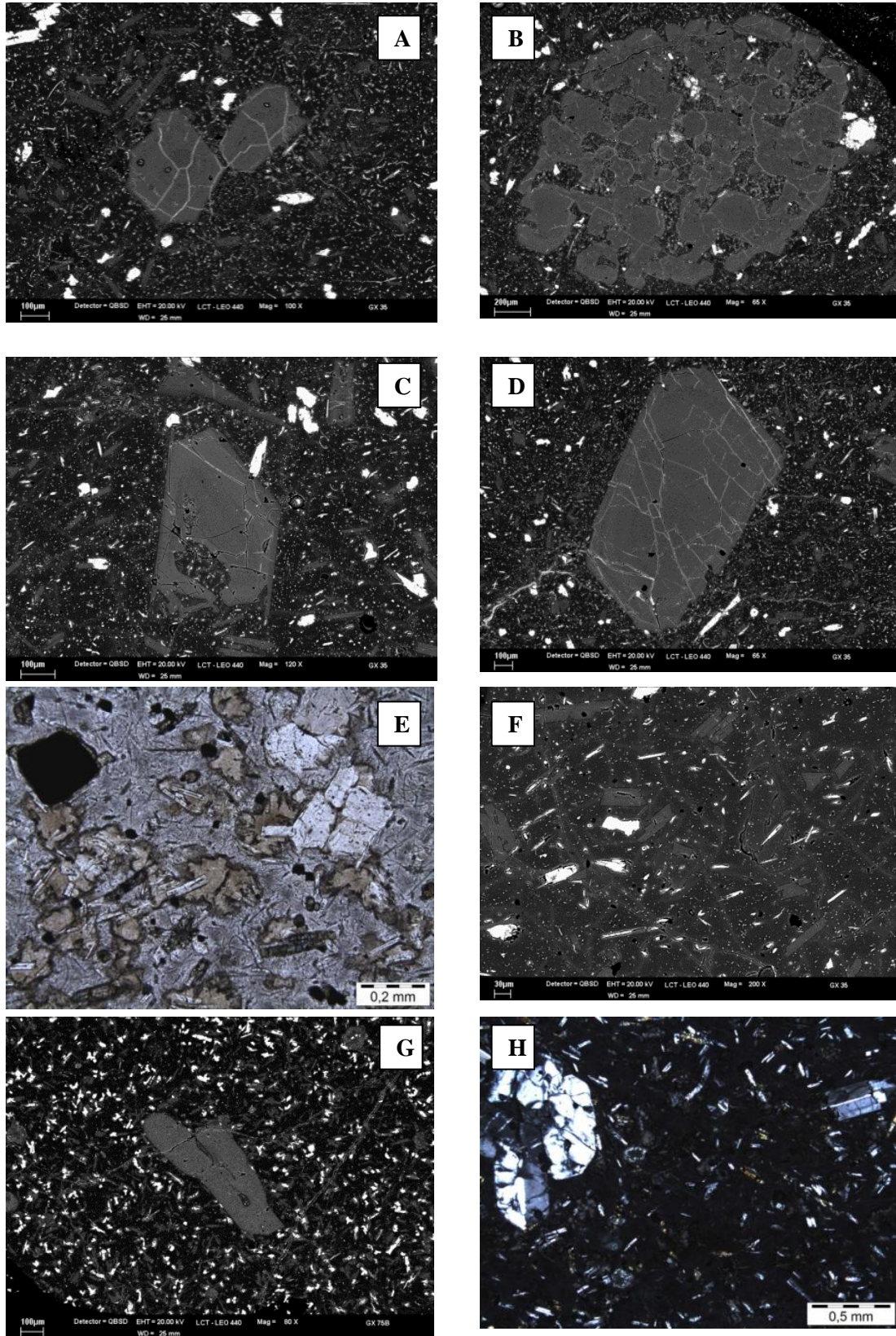


Fig. 6.28 Imagens de MEV e fotomicrografias (E, F, G, H) apresentando alguns exemplos de: fenocristais com reabsorção (B, C); fenocristais sem reabsorção (A, D); microfenoicristais (E, F, G); aglomerado de microfenoicristais (H) e micrólitos (E, F, G, H).

6.3.2 Piroxênio

Nos riolitos Santa Maria a pigeonita é a principal variedade de piroxênio presente (Fig. 6.29), seguida em menor proporção pela augita (mais comum em rochas de matriz cristalina ou desvitrificada).

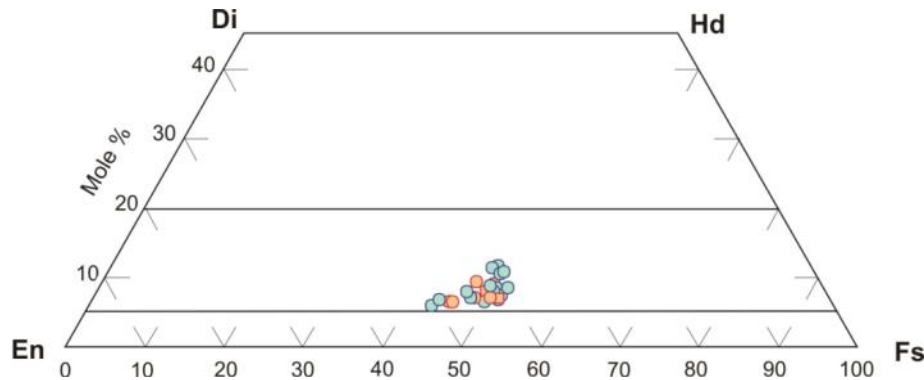


Fig. 6.29 Diagrama ternário para classificação de piroxênio (Fe-Mg-Ca) em obsidianas da sequência Santa Maria – a cor vermelha corresponde a análises em fenocristais e azul em microfenocristais; sendo círculos para análises no centro do cristal e quadrado para borda.

A pigeonita ocorre como fenocristais (0,20 a 0,45 mm, raramente alcançando 0,75 mm), microfenocristais (0,08 a 0,15 mm) e micrólitos (< 0,06 mm), com formas subédricas a anédricas, finas e alongadas, com bordas e terminações irregulares (Fig. 6.30). Estes cristais ocorrem dispersos pela matriz vítrea e podem estar nitidamente associados à titanomagnetita, que pode ocorrer como inclusões (Fig. 6.30A, B), ou ser bordejado por uma fina auréola de piroxênio (Fig. 6.30E, F).

As três variedades granulométricas, somadas, representam até 4% dos constituintes totais do riolito. A grande quantidade de micrólitos de pigeonita dispersos em obsidianas que compõem a base de espessos derrames deve ser destacada (Fig. 6.30). É comum que em rochas desvitrificadas os cristais de pigeonita ocorram parcialmente ou completamente oxidados ou obliterados o que torna difícil estimar a porcentagem deste mineral na amostra.

Os microfenocristais de augita (0,08 a 0,12 mm) e micrólitos (<0,06 mm) ocorrem como grãos anédricos a subédricos, constituindo <1%, em volume, da rocha. Encontram-se dispersos pela matriz vítrea assim como os demais micrólitos. A presença de augita foi identificada com auxílio de análises com EDS (durante obtenção de imagens de MEV). Análises quantitativas por microsonda eletrônica não foram sucedidas com êxito devido a fina granulometria destes cristais.

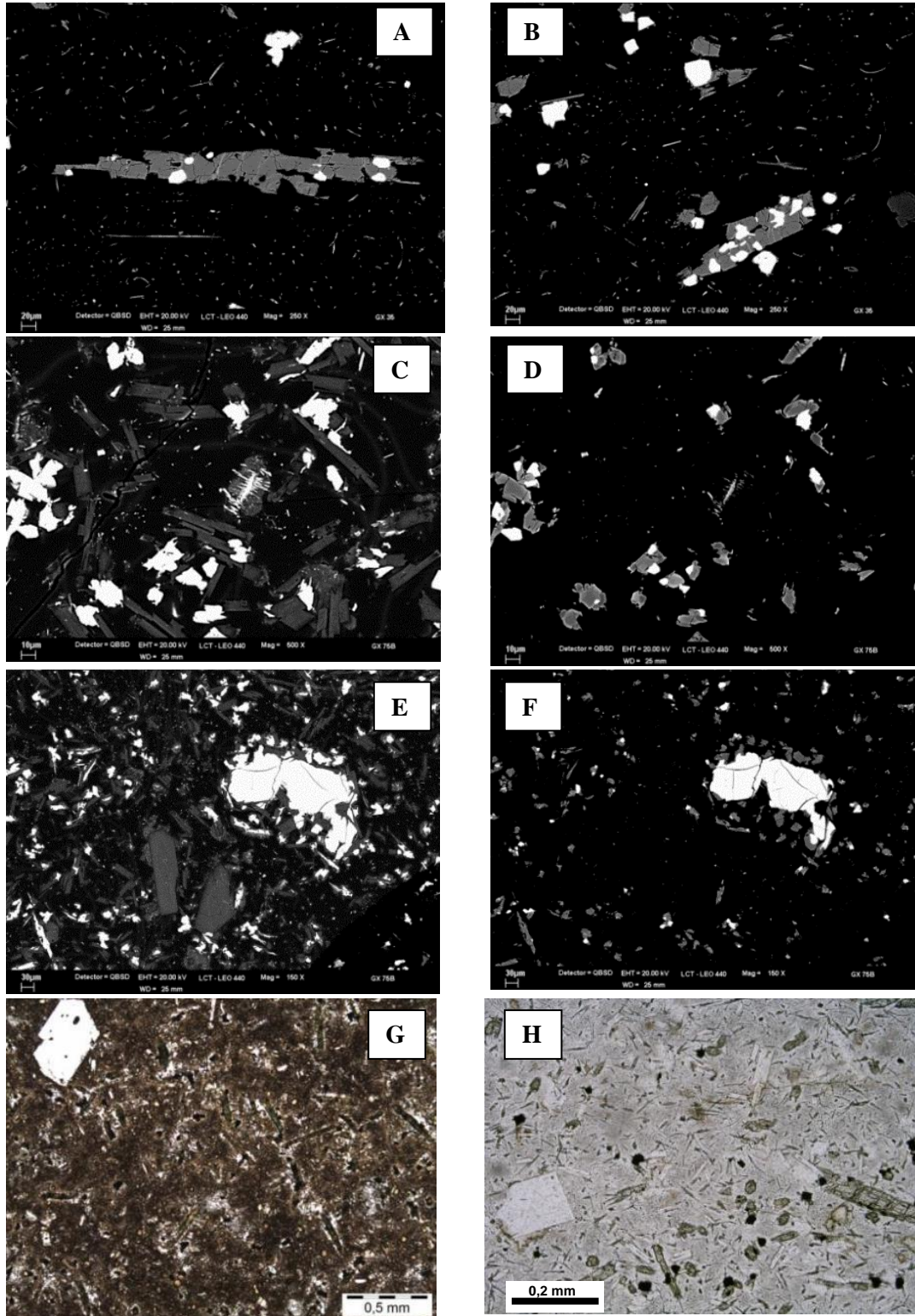


Fig. 6.30 (A-F), imagens de MEV e fotomicrografia (G, H) apresentando algumas variedades texturais comuns de piroxênio presente em obsidias riolíticas da Sequencia Santa Maria. A) B) fenocristal e microfeno-cristal de pigeonita com inclusões de titanomagnetita; C) E) imagens com contrastes para plagioclásio (cinza) e minerais Fe-magnesianos (branco) em matriz vítrea; D) F) idem as imagens da esquerda com contraste para piroxênio (cinza) e titanomagnetita (branco); G) H) fotomicrografias em microscópio de luz transmitida mostrando uma grande quantidade de microfeno-cristais e micrólitos finos e alongados dispersos na matriz vítrea.

6.3.3 Ti-magnetita

Minerais opacos ocorrem 1 e 2 % da rocha e correspondem a titanomagnetita ($Usp_{32-54}Mt_{39-64}$) e mais raramente magnetita ($Usp_{0,2-0,5}Mt_{87-97}$) (Fig. 6.31).

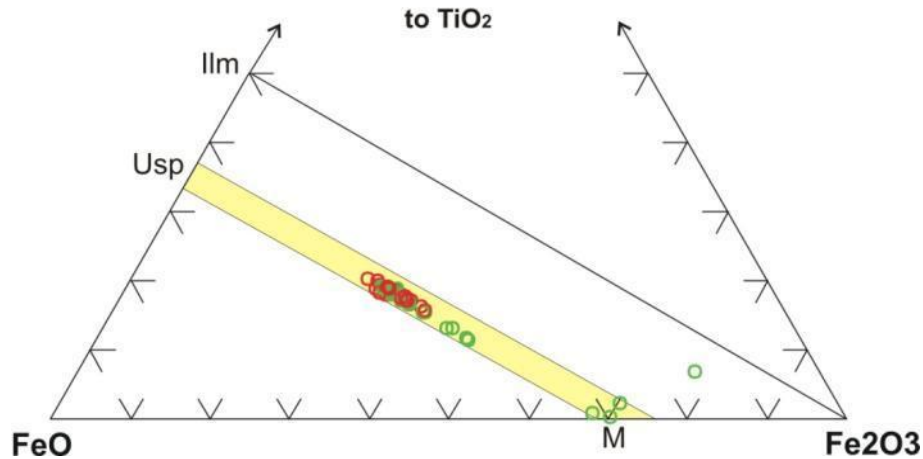


Fig. 6.31 Diagrama ternário para óxidos Fe-Ti. Todos os opacos analisados em obsidias (cor vermelha) da sequência Santa Maria ocorrem sobre a linha de solução sólida Usp-Mt (área delimitada em amarelo), classificando-se como titanomagnetitas. Magnetitas e hematitas foram encontradas apenas em amostras devitrificadas (cor verde).

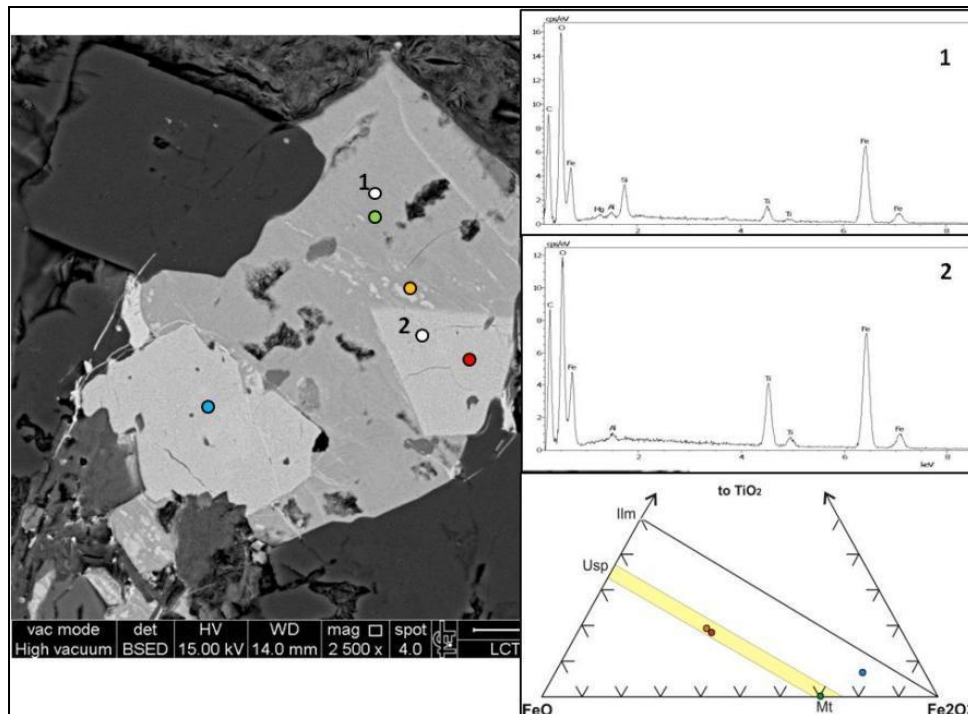


Fig. 6.32 Imagem de MEV, com localização dos pontos em que a composição química foi determinada por EDS (pontos brancos e espectros) e análises de química mineral (pontos coloridos na imagem e diagrama).

Os fenocristais de titanomagnetita (<3%) podem apresentar dimensões de 0,15 a 0,25 mm, com formas subédricas (bordas arredondadas) ou anédricas (com feições de avançado processo de reabsorção) e finas coronas de pigeonita. Os micrólitos (<0,05 mm) estão presentes em proporção entre 1 e 3%, apresentando formas anédricas, e ocorrem dispersos pela matriz vítrea ou constituindo aglomerados. Nas pranchas das figuras 6.23 e 6.30 diversos cristais de titanomagnetita podem ser visualizados.

A magnetita (Fig. 6.32) foi analisada em uma amostra intensamente desvitrificadas, estando sempre associada à titanomagnetita.

6.4 MINERAIS ACESSÓRIOS

Uma das características mais notórias das rochas vulcânicas estudadas é a raridade ou ausência de minerais magmáticos acessórios. A apatita foi o único mineral acessório identificado, e mesmo assim em poucas amostras. É provável que haja mais amostras contendo apatita, no entanto seu reconhecimento é dificultado pelo tamanho muito pequeno dos cristais, sempre menores que 30 μm .

No dacito Caxias do Sul alguns micrólitos de apatita (<20 μm) foram reconhecidos em meio aos glomérulos de fenocristais constituídos por plagioclásio, ortopiroxênio e titanomagnetita. No riolito Santa Maria, os cristais de apatita encontram-se associados a fenocristais de titanomagnetita, no geral semi-inclusos nas bordas desse mineral (Fig. 6.33A e B).

Outra forma de ocorrência da apatita, restrita aos andesitos e dacitos Barros Cassal e ao riolito Santa Maria, é como micrólitos (<3 μm) que compõem microaglomerados (<6 μm) com titano- magnetita e zircão (Fig. 6.33 e 6.34).

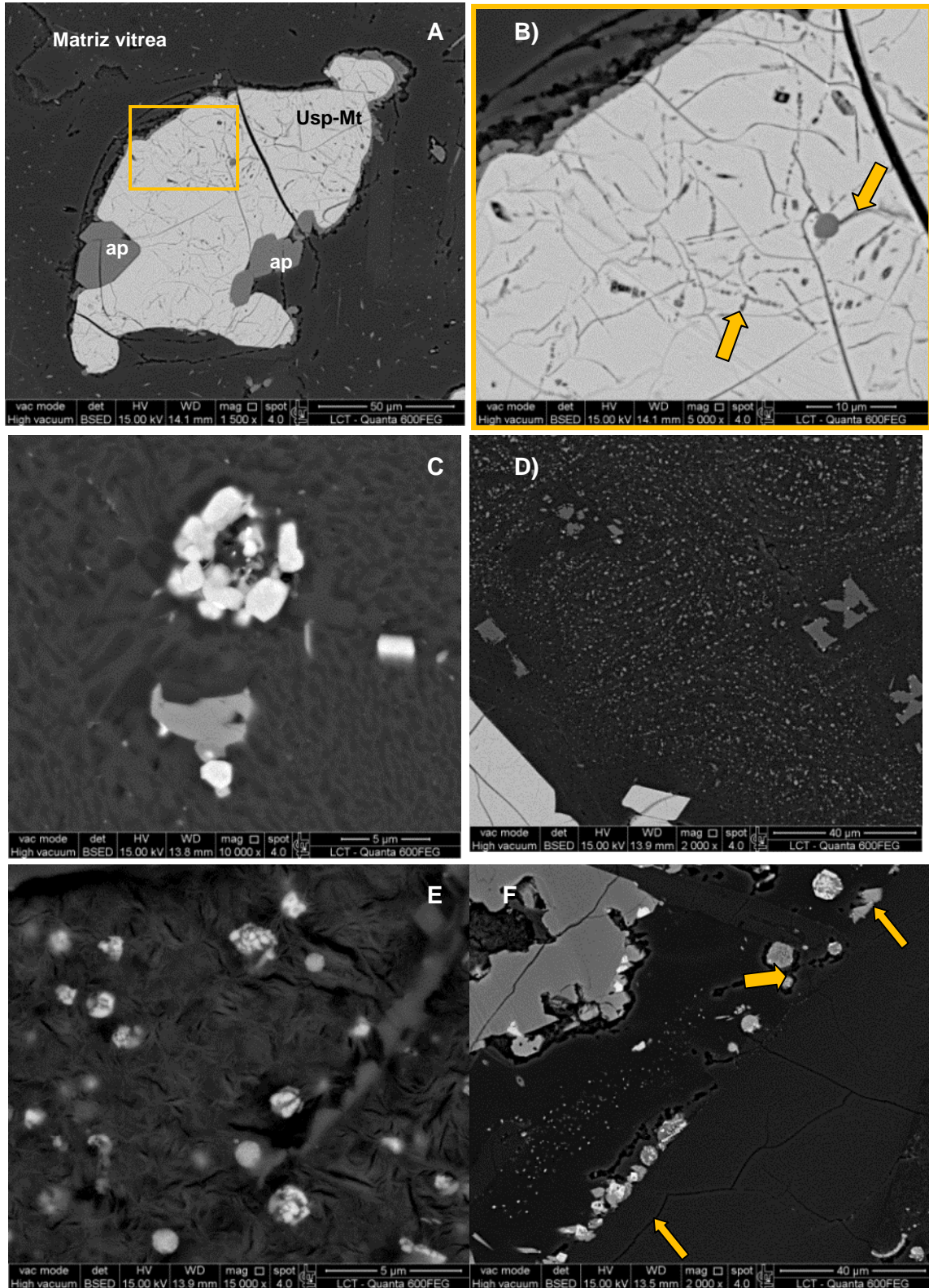
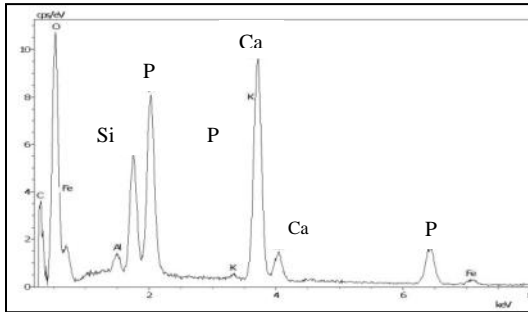
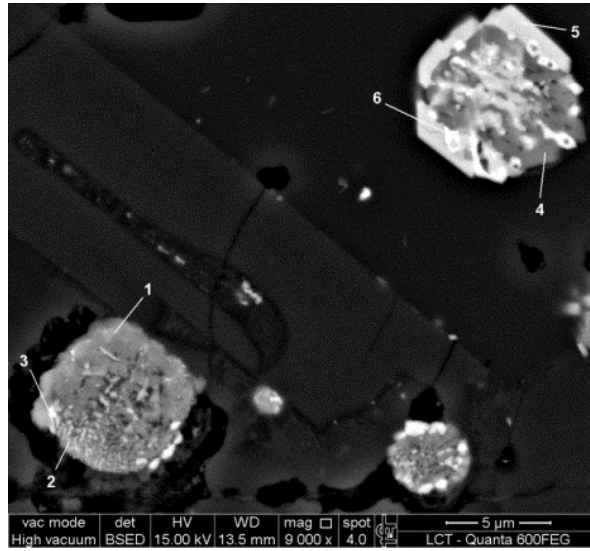
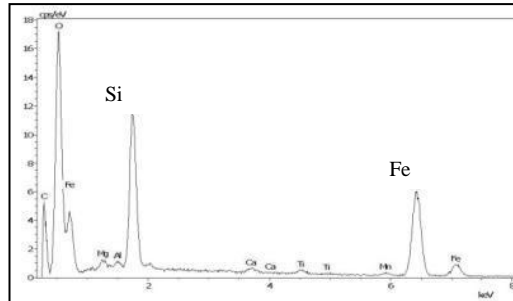


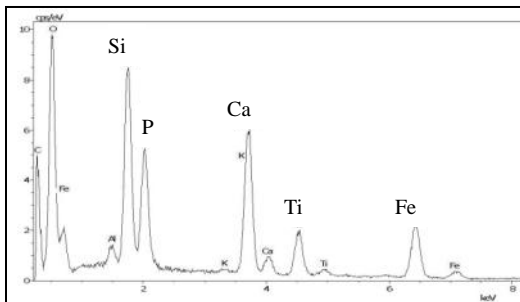
Fig. 6.33 Imagens de MEV apresentando formas de ocorrência da apatita, zircão e óxidos Fe-Ti nas vulcânicas ácidas baixo-Ti. A) cristais de apatita semi-inclusos em ti-magnetita (amostra de riolito); B) detalhe da imagem anterior (retângulo) em que se observa microinclusões de apatita e “rastros” deste mineral dentro da ti-magnetita (apatita corresponde aos tons de cinza escuro, ex. indicados com flechas); C) microaglomerados de apatita-zircão e óxidos Fe-Ti em riolito; D) E) aglomerados na matriz dos dacitos Barros Cassal; F) microaglomerados em amostra do andesito Barros Cassal .



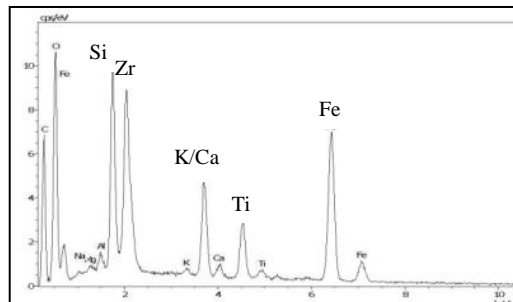
1



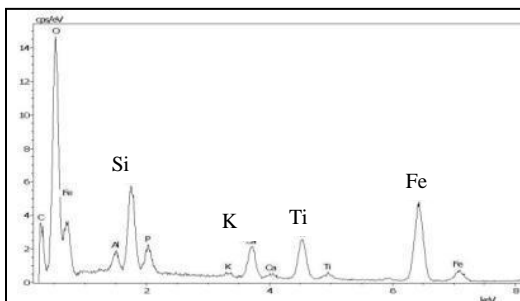
4



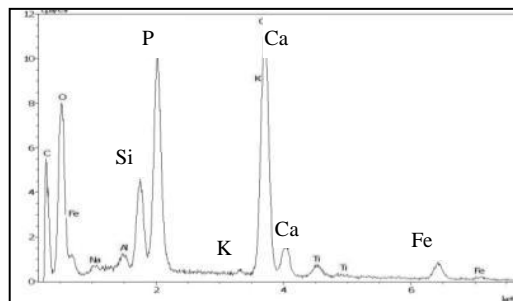
2



5



3



6

Fig. 6.34 Imagem de MEV (elétrons retroespalhados) e espectros de EDS, apresentando a composição química dos pontos analisados em dois dintintos microaglomerados.

6.4 VIDRO

Material vítreo está presente em todas as sequências vulcânicas estudadas e sua concentração e características (intensidade na desvitrificação, quantidade de micrólitos e vesículas, grau de oxidação, entre outros) podem variar entre distintas amostras de um mesmo corpo vulcânico. Análises pontuais da composição química do vidro foram realizadas com microsonda eletrônica e são apresentadas nos diagramas da Fig. 6.35.

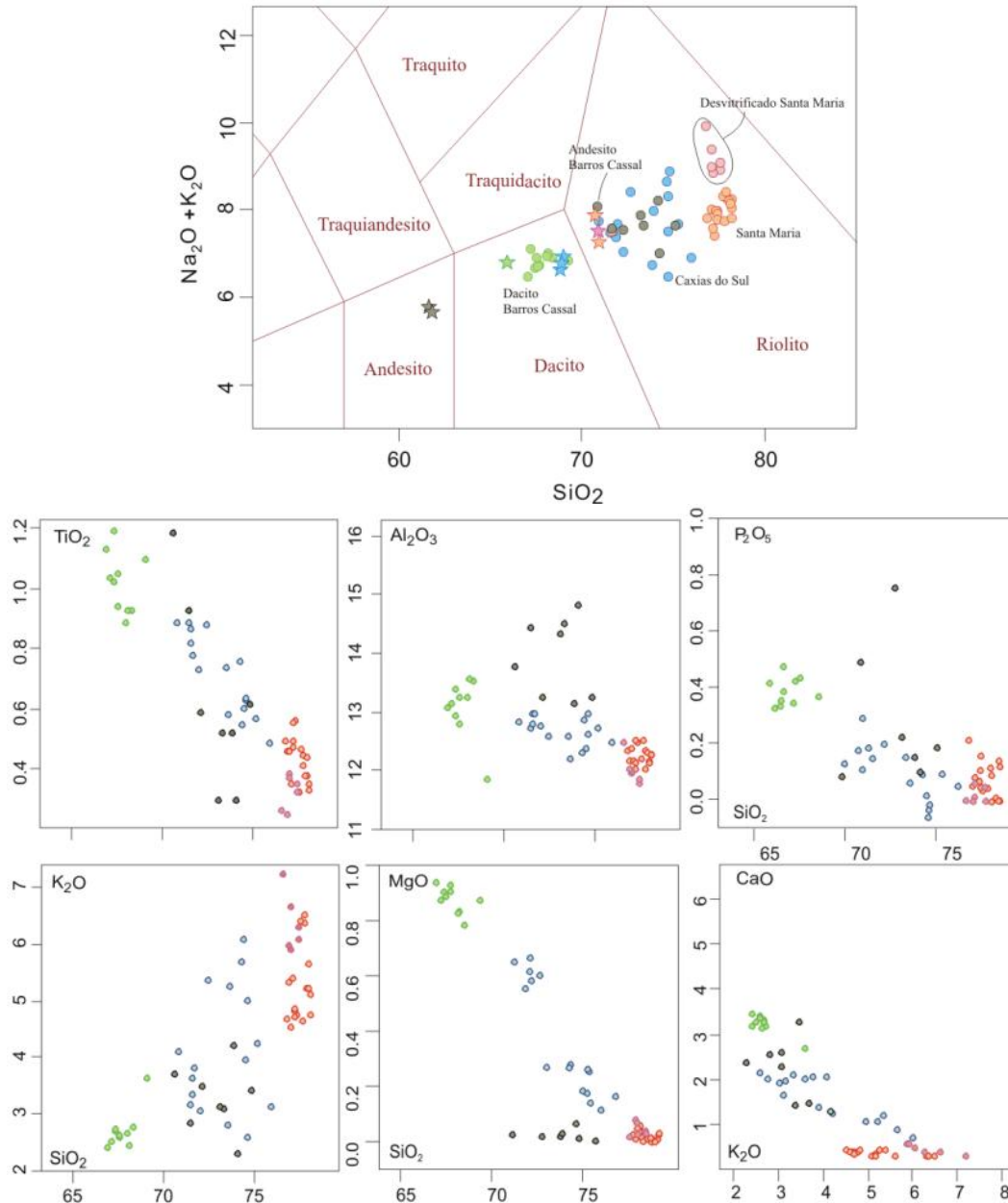


Fig. 6.35 Diagramas de variação mostrando a composição química da matriz vítrea de distintas amostras. Vermelho: riolito Santa Maria vítreo; Roxo/rosa: riolito Santa Maria desvitrificado; Azul: dacito Caxias do Sul; Cinza: andesito Barros Cassal; Verde: dacito Barros Cassal. As estrelas no diagrama TAS correspondem à composição da rocha total das amostras analisadas.

No diagrama TAS, pode ser observado que todos os vidros exceto o do dacito Barros Cassal, são de composição riolítica com > 70% de SiO₂, teores bem mais elevados do que aqueles obtidos em rocha total (estrelas no diagrama). As maiores diferenças de teores medidos no vidro e na rocha total são observadas no andesito Barros Cassal e estas diferenças refletem a avançada cristalização da rocha, restando no vidro intersticial todo o excesso de SiO₂, P₂O₅, K₂O e Al₂O₃, entre outros (Tabela 6.1), não usados para cristalização da assembleia mineral. No outro extremo encontra-se o dacito Barros Cassal, que apresenta as menores diferenças entre os teores de elementos maiores obtidos no vidro e na rocha total (Tabela 6.1). Esta pequena diferença reflete a pouca cristalinidade da amostra, com total ausência de fenocristais (> 0,75mm).

Análises em vidros desvitrificadas (amostra GX23) agrupam-se no diagrama TAS, mas não se observam diferenças significativas quanto aos teores dos demais elementos.

Tab. 6.1 Comparação de teores de elementos maiores de amostras de rocha total representativas (análise de obsidiana por FRX) e respectivos vidros.

Subtipo Amostra	Caxias do Sul			Barros Cassal				Santa Maria		
	GX07ob (RT)	GX101 (RT)	vidro min-máx	GX94 (RT)	vidro min-máx	GX22 (RT)	vidro min-máx	GX108 (RT)	GX23 (RT)	vidro min-máx
SiO₂	68,90	68,53	71-76	58,44	71-75,5	64,45	67-69	71,58	71,32	76,8-78
TiO₂	0,91	0,93	0,5-0,9	1,53	0,3-1,2	1,23	0,8-1,2	0,69	0,68	0,2-0,5
Al₂O₃	13,08	13,22	12-13	12,90	13-15	12,78	12-13,5	12,44	12,47	11,5-12,5
Fe₂O₃	5,79	6,01	1,9-4,6	12,53	0,9-4,6	9,04	5,8-7,3	5,23	4,88	<2,20
MnO	0,11	0,10	<0,12	0,18	<0,04	0,15	<0,19	0,09	0,09	<0,07
MgO	1,28	1,58	0,1-0,7	2,88	<0,06	1,44	0,7-0,9	0,75	0,51	<0,07
CaO	3,23	3,33	0,7-2,2	6,59	1,3-3,2	4,30	2,6-3,4	2,12	2,14	0,2-0,6
Na₂O	3,52	2,54	2,7-4,3	2,84	4-4,8	3,70	3,2-4,6	2,77	2,70	3,3-1,9
K₂O	2,92	3,50	2,6-6	1,83	2,3-4,2	2,55	2,4-3,6	4,14	5,04	4,5-7,2
P₂O₅	0,27	0,27	<0,32	0,29	0,13-1,6	0,35	0,3-0,4	0,19	0,19	<0,20
Total recalculado para 100%										

Marshall (1971)¹ considera rara a presença de vidros vulcânicos naturais com idades > 130 Ma, isso devido à grande susceptibilidade a alterações intempéricas do material amorfo e aos frequentes processos de desvitrificação, que pode continuar a se desenvolver na rocha muito tempo após sua formação e resfriamento (Item 5.4 –Cap.5).

¹ Marshall, R. R. (1961). Devitrification of natural glass. *Geological Society of America Bulletin*, 72(10), 1493-1520.

6.5 ORDEM DE CRISTALIZAÇÃO

Com base nas características analisadas: aspectos texturais, zoneamentos composicionais e do reconhecimento de três fases de cristalização para cada grupo mineral (plagioclásio, piroxênio e titanomagnetita), uma estimativa para ordem de cristalização das rochas vulcânicas estudadas pode ser oferecida.

Os quadros 6.1 a 6.3 apresentam uma síntese da estimativa da ordem de cristalização dos principais minerais constituintes das lavas dacíticas Caxias do Sul, Barros Cassal e riolitos Santa Maria, respectivamente. A estimativa foi baseada no estudo sistemático de 136 lâminas petrográficas.

Quadro 6.1 Estimativas de ordem de cristalização nos dacitos Caxias do Sul

MINERAL/ FASE		PRECOCE	PRÉ-eruptivo	Sin-eruptivo	Lava
Plagioclásio	1°	-----	-----	-----	-
	2°	-----	-----	-----	-
	Micro			-----	-----
Ortopiroxênio	1°	-----	-----	-----	
	2°		-----	-----	
Clinopiroxênio	Aug		-----	-----	-----
	Pigeo		-----	-----	-----
	Micro			-----	-----
Óxido Fe-Ti		-----	-----	-----	-----

Quadro 6.2 Estimativas de ordem de cristalização nos dacitos Barros Cassal

MINERAL/ FASE		PRECOCE	PRÉ-eruptivo	Sin-eruptivo	Lava
Plagioclásio				-----	-----
Clinopiroxênio				-----	-----
Óxido Fe-Ti				-----	-----

Quadro 6.3 Estimativas de ordem de cristalização nos riolitos Santa Maria

MINERAL/ FASE		PRECOCE	PRÉ-eruptivo	Sin-eruptivo	Lava
Plagioclásio	1°	-----	-----	-----	-
	2°		-----	-----	-----
	Micro			-----	-----
Clinopiroxênio	Pigeo		-----	-----	-----
	Aug			-----	-----
Óxido Fe-Ti		-----	-----	-----	-----

CAPITULO 7

CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA

As amostras selecionadas para o estudo geoquímico abrangem as três seqüências vulcânicas aflorantes na região, incluindo suas distintas variedades texturais (identificadas em campo ou com auxílio da petrografia). Todas as características descritas apontam ao fácil agrupamento e individualização das rochas pertencentes às três seqüências. A tabela com os resultados analíticos de elementos maiores, traços e terras raras é apresentada no Anexo 4.

7.1 CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA

Para classificação das rochas aflorantes na área de estudo utilizou-se o diagrama TAS (*Total Alcalis vs Silica* – Fig. 7.1) segundo LeBas (1986), a partir da qual as rochas da **Seqüência Caxias do Sul** foram denominadas de dacitos, as que compõem a **Seqüência Barros Cassal** de andesitos basálticos, andesitos e dacitos e as rochas da **Seqüência Santa Maria** de riolitos.

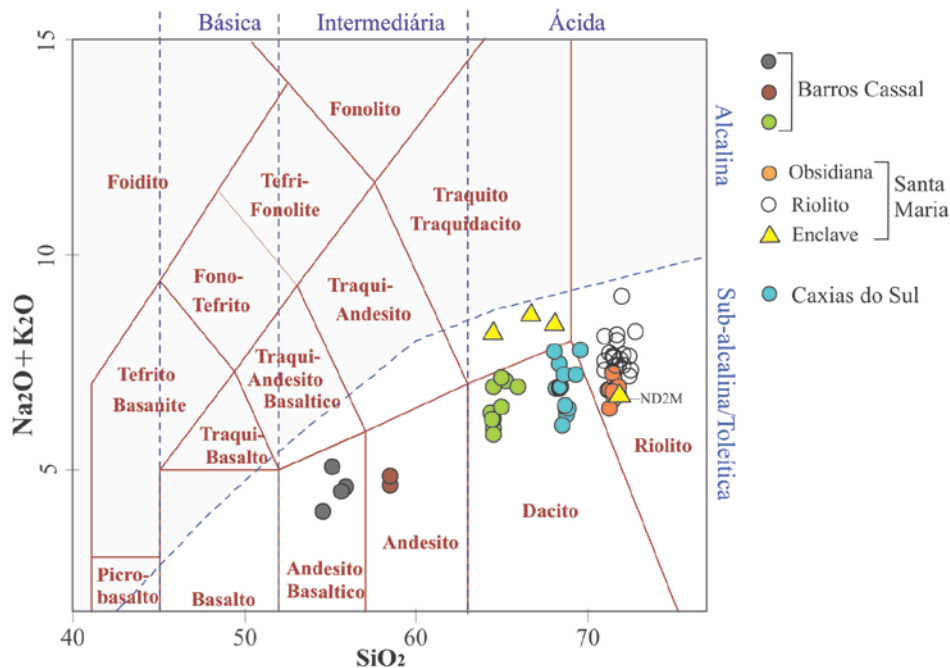


Fig. 7.1 Diagrama de classificação TAS (*Total Alcalis vs Silica*), segundo LeBas (1986). As amostras Santa Maria denominadas de riolito correspondem às rochas de matriz cristalina/desvitrificadas.

Pela classificação diagrama R1R2 de De la Roche et al. (1980) a Sequência Caxias do Sul com 68 a 69,5% de SiO₂, correspondem a riodacitos (Fig. 7.2), enquanto que as rochas da Sequência Santa Maria se projetam no campo de composição riolítica (70-73% SiO₂). Uma observação importante é que na Sequência Santa Maria as amostras de obsidiana apresentam menor teor de álcalis totais em comparação com as rochas não vítreas (Fig.7.1) projetando-se também sobre o limite do campo riodacítico (Figura7.2).

As rochas que compõem a Sequência Barros Cassal ocupam três campos composicionais no diagrama TAS: dacitos (rochas com teores de 64,5 a 66% de SiO₂), andesitos (58,5% de SiO₂) e andesitos basálticos (54,5 e 56% de SiO₂). Pela classificação de De la Roche (R1R2) as rochas mais ácidas (> 64,5 % de SiO₂) correspondem a riodacitos enquanto as mais básicas (< 56 % de SiO₂) são de composição andesítica.

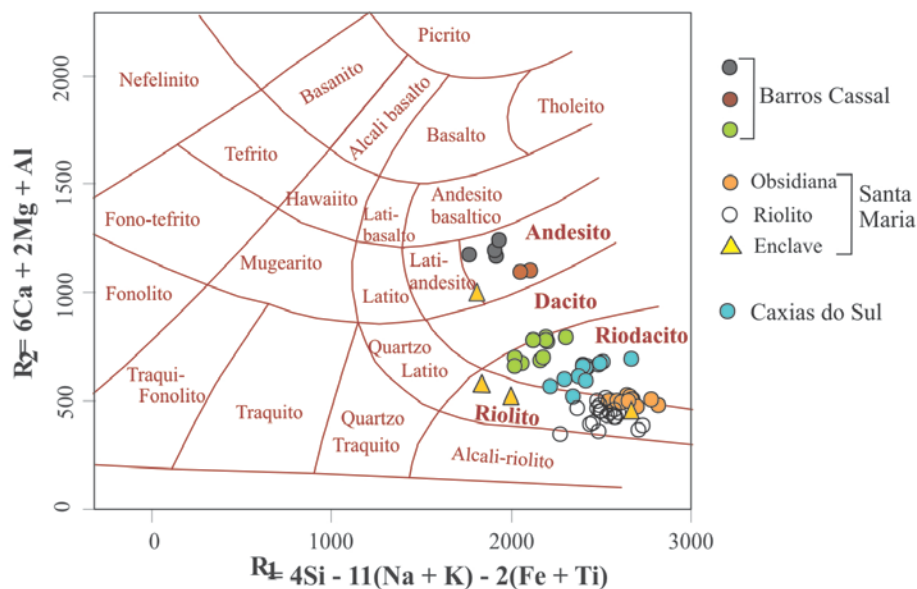


Fig. 7.2 Diagrama classificatório para rochas vulcânicas R1R2, por De la Roche et al. (1980).

No diagrama AFM (Fig.7.3), proposto por Irvine e Baragar (1971), as rochas da Sequência Caxias do Sul apresentam alguma tendência em direção à série cálcio-alcalina, encontrando-se sobre o limite da mesma. É interessante destacar a linha de tendência de diferenciação que se forma entre as sequências Barros Cassal e Santa Maria, ambas da série toleítica, mostrando uma diminuição significativa de ferro a partir dos basaltos e o enriquecimento em álcalis nos riolitos.

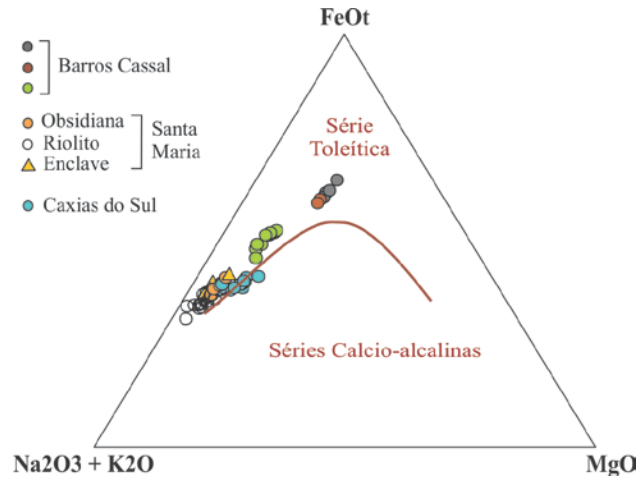


Fig. 7.3 Diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971) com a subdivisão dos campos toleíticos e calcio-alcalinos.

Quanto ao índice de saturação em alumina, o diagrama A/NK vs A/CNK (Fig.7.4) proposto por Shand (1943), evidencia o caráter metaluminoso das rochas vulcânicas ácidas do tipo Palmas (A/CNK <1), com exceção de algumas amostras de riolitos da Sequencia Santa Maria, se encontram dentro do campo de rochas peraluminosas, com razões de A/CNK entre 1 e 1,25. Entre as amostras com razões mais elevadas de A/CNK estão duas amostras desvitrificadas (RS98C e GX4T), duas amostras de matriz vítrea (GX19 e GX140) e uma amostra de um núcleo vítreo e maciço de um enclave Santa Maria.

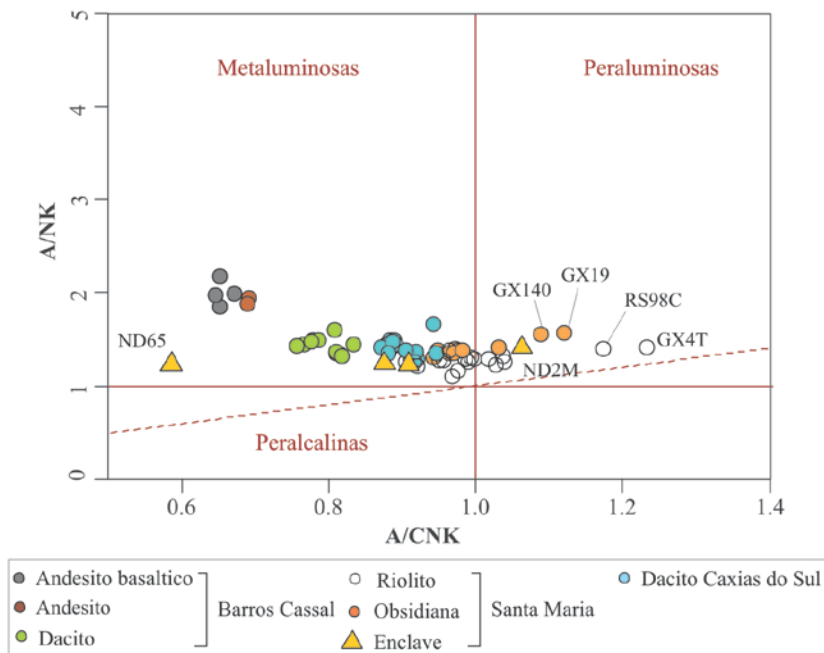


Fig. 7.4 Diagrama A/NK vs A/CNK de Shand (1943), para discriminação de rochas metaluminosas, peraluminosas e peralcalinas.

7.2. ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS

Elementos maiores, tais como TiO_2 , Fe_2O_3 e P_2O_5 e alguns traços (Cu, V e Zr), apresentam pouca variabilidade dentro de cada magma-tipo o que os torna excelentes elementos discriminantes, assim como a SiO_2 .

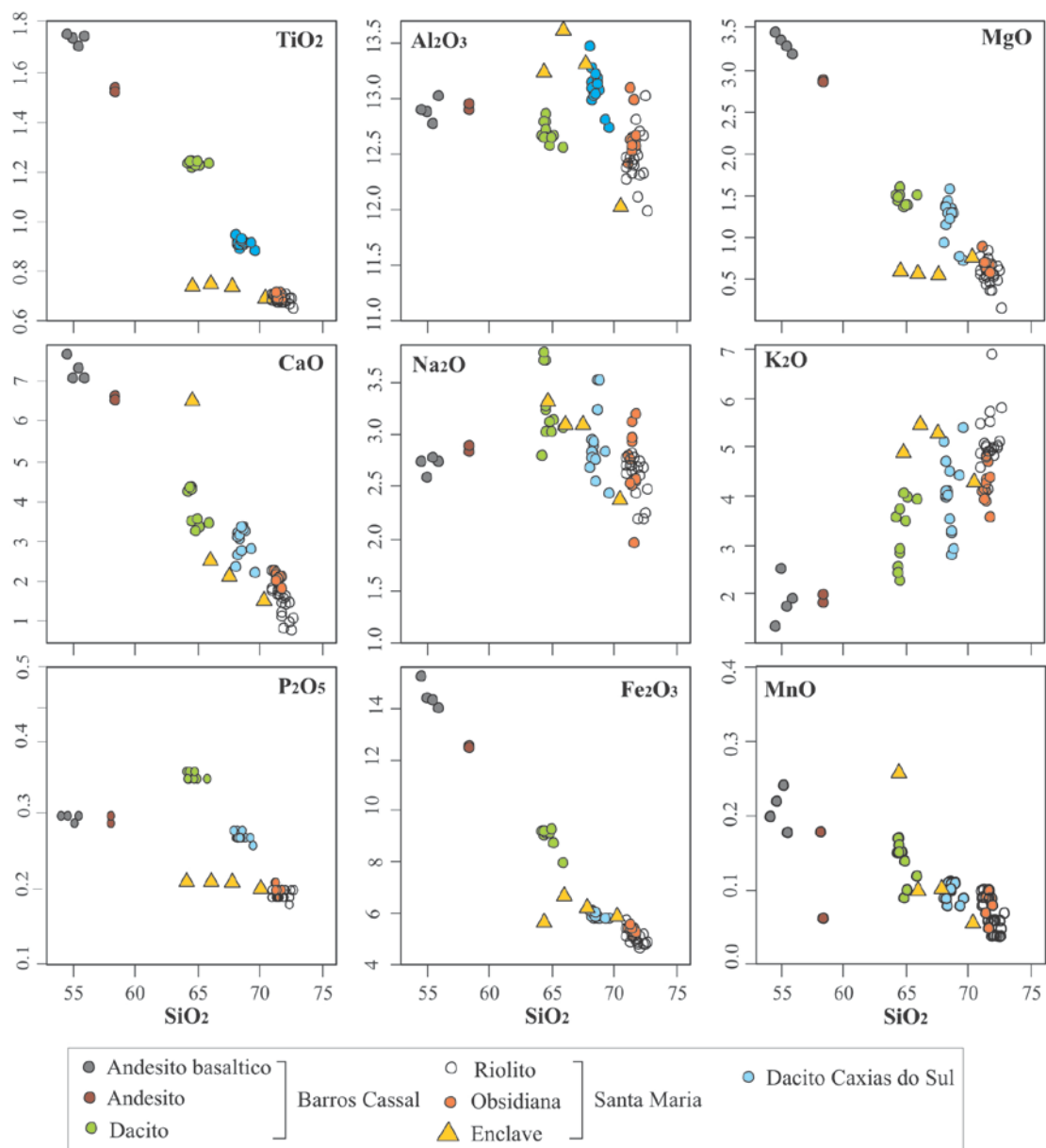


Fig. 7.5 Diagramas de variação química tipo Hacker para elementos maiores (% em peso) utilizando a SiO_2 (%) como índice de diferenciação. Aplicado em amostras pertencente as três sequências mapeadas, além dos enclaves do Santa Maria.

Nos diagramas tipo Hacker para elementos maiores (utilizando SiO_2 % em peso, como índice de diferenciação, Figura 7.5) destaca-se uma bem definida linha de tendência entre as três sequências vulcânicas estudadas, com uma correlação negativa para os elementos TiO_2 , MgO , CaO , P_2O_5 , Fe_2O_3 e MnO e uma positiva para o K_2O . A dispersão nos teores dos álcalis (K_2O ,

Al₂O₃ e Na₂O) pode estar associada aos processos de desvitrificação que afetaram diversas amostras, enquanto que os *trends* negativos poderiam refletir processos de diferenciação entre os magmas, possivelmente associados a cristalização fracionada.

Quanto aos elementos maiores, o subtipo Caxias do Sul, que corresponde à base da sequência vulcânica ácida, apresenta uma composição intermediária entre os dacitos Barros Cassal e os riolitos Santa Maria, exceto pelo teor mais elevado em Al₂O₃ (12,7 a 13,4%) e um maior mg#¹ (entre 28 e 34 para o conjunto de rochas não alteradas). Por outro lado, com relação aos elementos traços estes dacitos fogem do *trend* linear formado com os demais subtipos ácidos, com teores de Zr (237 a 252 ppm) e Y (maioria no intervalo 40-49 ppm) mais baixos e teores de Rb, Ba e Sr similares aos teores encontrados nos dacitos Barros Cassal (Fig. 7.6). Estas diferenças sugerem uma evolução independente da evolução dos outros dois magmas-tipo.

Os riolitos Santa Maria correspondem às rochas mais evoluídas entre todos os subtipos analisados, caracterizando-se pelos teores mais elevados em SiO₂ (71 a 72,7%), K₂O (3,5 a 6,9%) e elementos incompatíveis (e.g. Rb, Ba, La, Nb, Zr, Pb e Th – Fig. 7.6) e pelos menores teores em Sr, elementos de transição (Cu, Ni, V e Sc) e mg# (13-24). Dentro do próprio conjunto observa-se que rochas de matriz vítrea têm maiores concentrações em CaO e Na₂O, enquanto as desvitrificadas destacam-se pelos altos teores em K₂O (4-6,9% para desvitrificadas e 3,4-4,3% para vítreas) e mais baixos de Sr (70-120 ppm para desvitrificadas e 101-125 ppm para vítreas). Não foram identificadas variações significativas quanto aos teores de Cs entre amostras desvitrificadas e vítreas, conforme observado por Ewart et al. (2004) para as rochas ácidas baixo-Ti de Etedenka.

Dentro da Sequência Barros Cassal, há uma clara correlação composicional entre os dacitos, andesitos e andesitos basálticos. O grupo de rochas dacíticas apresenta pouca variabilidade nos elementos maiores com exceção dos elementos K₂O, Na₂O e MnO, que podem remeter a algum processo de desvitrificação ou alteração que afetou estas rochas. Seu #mg é menor que o dacito Caxias, variando entre 23-27.

¹ Número de magnésio (mg#) = $100 * [Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})]$, todo Fe como Fe²⁺ (cf.)

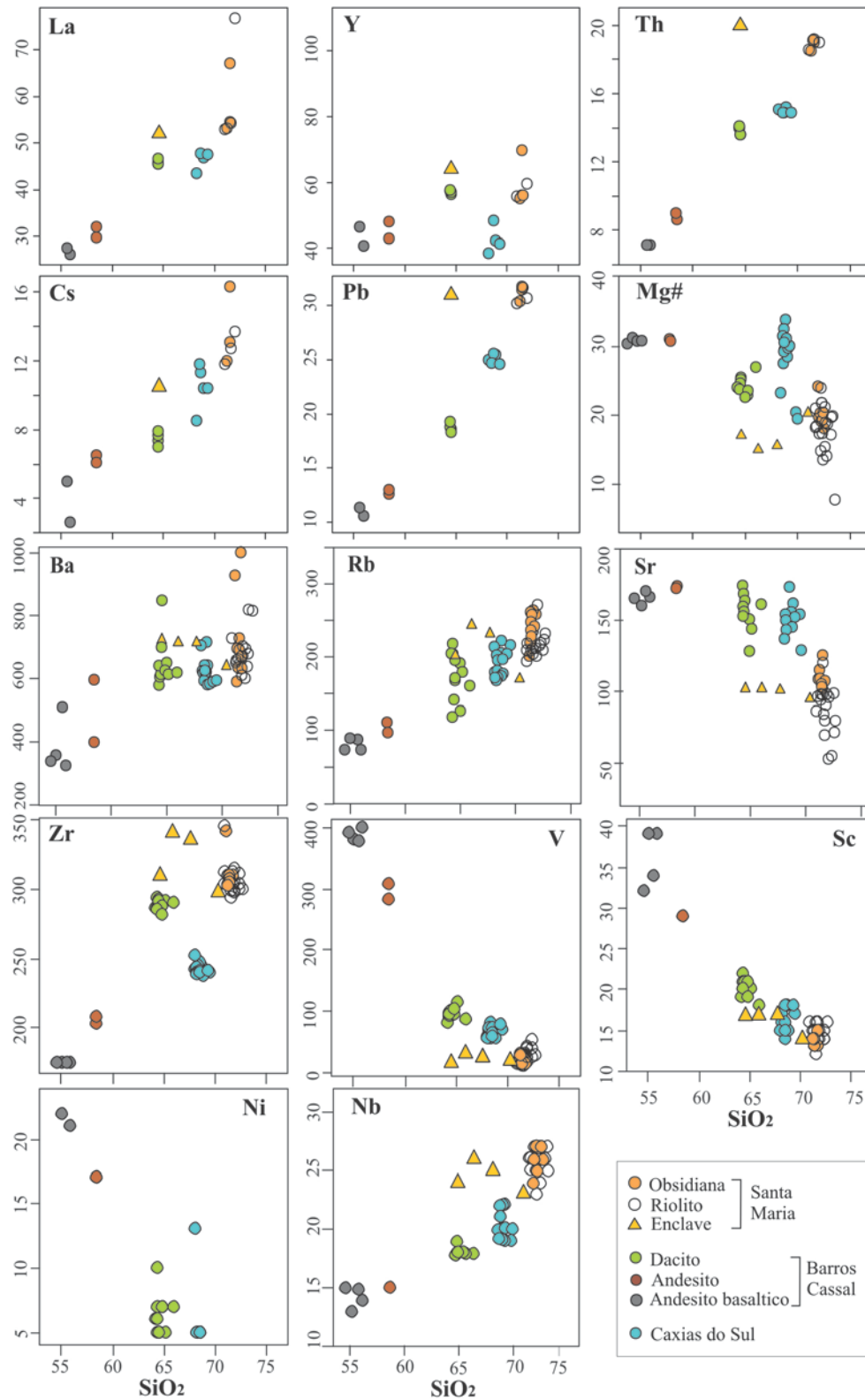


Fig. 7.6 Diagramas Hacker para elementos traços (ppm) e mg#, utilizando SiO₂ (% em peso) como índice de diferenciação. Os diagramas para La, Y, Th, Cs e Pb utilizam as análises obtidas por ICP-MS, os demais diagramas com análises pro FRX.

Quanto aos elementos traços, os dacitos Barros Cassal apresentam um teor de Zr (286 a 294 ppm) intermediário entre os magmas-tipo Caxias do Sul (231 a 252 ppm) e Santa Maria (294 a 345 ppm) e valores similares ao dacito Caxias do Sul em Ba, Rb, Sr e La, conforme apresentado na Figura 7.6. Com relação aos magmas mais máficos, os *trends* composicionais com forte decréscimo nos teores de Ni, V, Sc e número mg# são compatíveis com um processo de cristalização fracionada clinopiroxênio e magnetita para geração dos magmas dacíticos, com uma perda menor de plagioclásio.

Ainda dentro da Sequência Barros Cassal, tanto o andesito como o andesito basáltico apresentam pouca variação composicional. O andesito diferencia-se do andesito basáltico pelos teores mais baixos de TiO₂, CaO, V, Zn e Sc (Fig. 7.6). A diminuição da concentração desses elementos também condiz com processos de cristalização fracionada envolvendo titanomagnetita e clinopiroxênio no andesito basáltico para geração do andesito.

O andesito basáltico Barros Cassal, por outro lado, tem similaridade composicional com os basaltos Tipo Gramado, de modo que os teores de alguns elementos maiores, tais como TiO₂, Na₂O, K₂O, Fe₂O₃ e MnO, além de diversos elementos traços (e.g. Ba, Y, Sc, Cu, Nb, Pb) são bastante próximos. O valor mais elevado de mg# (36 a 46, Figura 7.9) e também as altas concentrações em Ni no basalto Tipo Gramado remetem a magmas mais primitivos que os magmas andesito basálticos Barros Cassal.

Nos diagramas da Fig. 7.7, o elemento Sr, que apresenta alto coeficiente de partição no plagioclásio, é plotado em diagramas *versus* CaO, mg# e razão K₂O/Na₂O. Nestes diagramas se observa uma tendência negativa contínua (indicado pela seta) dos basaltos tipo Gramado e Esmeralda para magmas mais evoluídos (riolito Santa Maria).

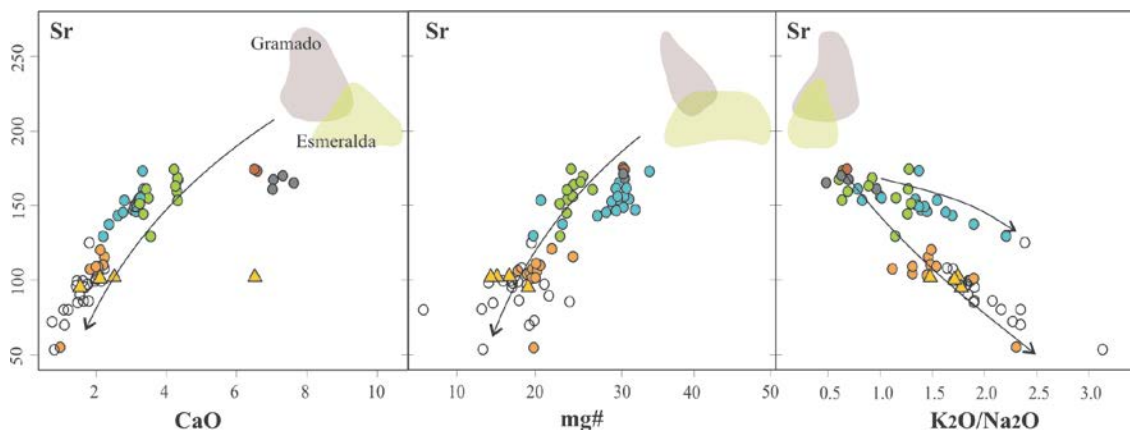


Fig. 7.7 Diagramas para variações de Sr (ppm) vs #mg, CaO (%) e K₂O/Na₂O (%). Os símbolos das figuras são os mesmos das figuras anteriores. Os campos delimitados para basaltos Tipo Gramado e Esmeralda correspondem à composição química de amostras aflorantes em áreas vizinhas (dados inéditos).

Esta variação, somada às observações destacadas acima, corrobora a interpretação de que os magmas ácidos derivaram de fusões que sofreram fracionamento de piroxênio, magnetita e também plagioclásio e sugerem que as rochas do subtipo Caxias do Sul constituem um *trend* paralelo ao *trend* evolutivo da Sequência Santa Maria.

7.3 ELEMENTOS TERRAS RARAS

Os diagramas para elementos terras-raras (ETR) com valores normalizados pelo condrito (Boynton, 1984) mostram padrões similares entre os três subtipos estudados (Figura 7.8), sendo que todas as amostras apresentam um fracionamento $(La/Yb)_N$ relativamente baixo, variando entre 4,4 e 9,7.

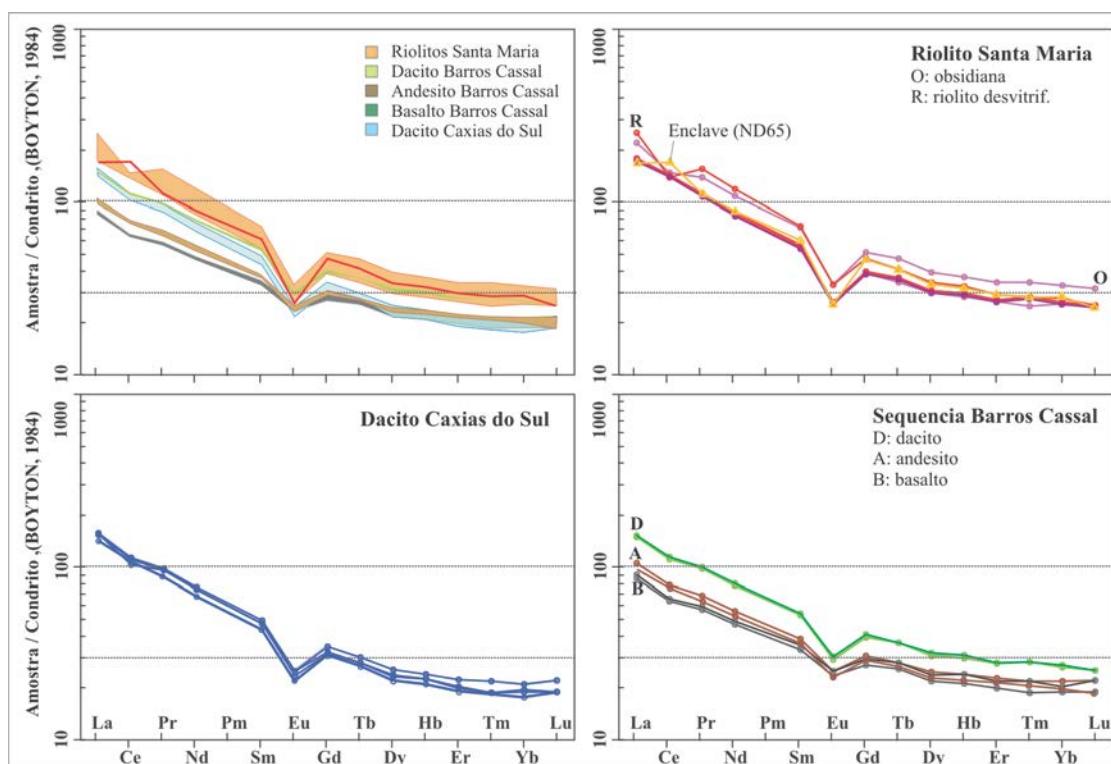


Fig. 7.8 Padrões de elementos terras-raras para os distintas seqüências vulcânicas estudadas normalizadas pelo condrito de Boynton (1984).

As amostras de dacitos Caxias do Sul correspondem ao conjunto de rochas com maior fracionamento de ETR leves $(La_N/Sm_N=3,2-3,3)$ em relação aos pesados $(Gd_N/Yb_N=1,66-1,76)$, resultando em razões $(La/Yb)_N$ entre 7,6 e 8,2 (Fig. 7.9). Estas amostras também exibem anomalia negativa em Eu, e uma menos evidente em Ce, com razões² $(Eu/Eu^*)_N$ variando entre 0,60 e 0,62.

² $Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{[(Sm_N) \cdot (Gd_N)]}$, segundo Taylor e McLennan (1985).

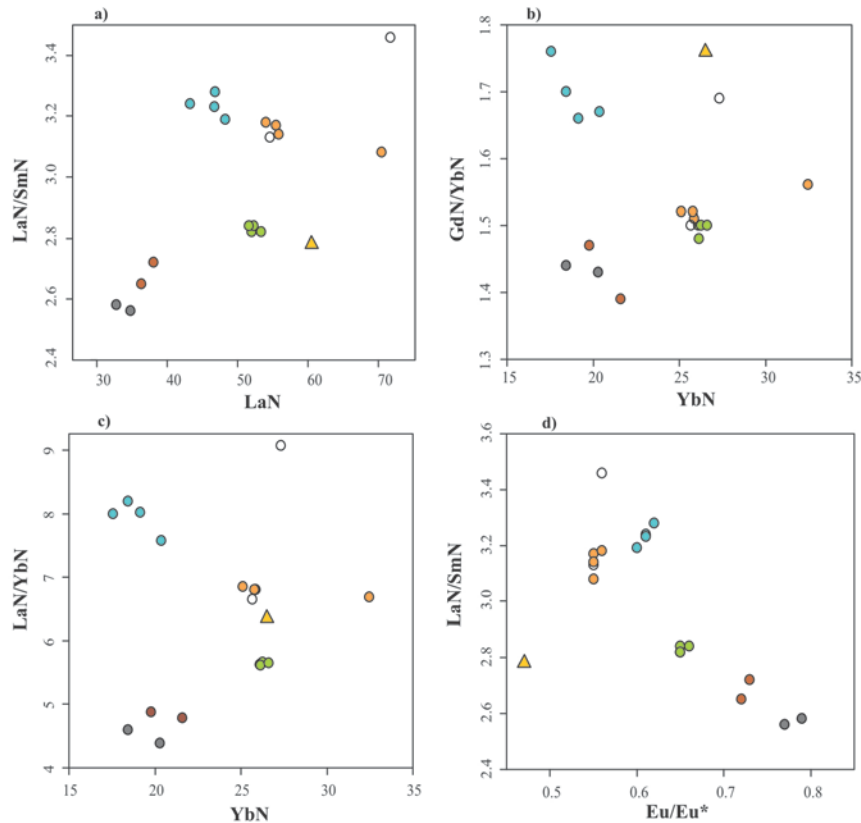


Fig.7.9 Diagrama para grau de fracionamento de ETR (ppm) normalizados pelo condrito de Boynton (1984); a) fracionamento para ETRL; b) fracionamento para ETRP; c) fracionamento total ETR; d) anomalia de Eu.

O riolito Santa Maria, embora tenha teores mais elevados em ETR totais, exibe um padrão de fracionamento com valores um pouco mais baixos que os dacitos Caxias do Sul ($(La_N/Yb_N) = 6,6-6,8$), com exceção da amostra GX115, que tem razão $(La/Yb)_N$ de 9,1 (o fracionamento mais alto entre todo o conjunto de amostras analisadas, Fig. 7.9). As anomalias negativas de Eu são as mais pronunciadas do conjunto de rochas ácidas da região ($(Eu/Eu^*)_N$ entre 0,55 e 0,56).

É importante frisar que para a Sequencia Santa Maria foram analisadas amostras de riolitos vítreos frescos e desvitrificados e nenhuma variação quanto ao fracionamento de ETR foi diagnosticada. Por outro lado, as amostras que correspondem ao topo da pilha vulcânica (GX 115 e GX35, amostra desvitrificada e fresca, respectivamente) apresentam um pronunciado enriquecimento em ETRL com acentuadas anomalias negativas em Ce com relação às demais amostras da mesma sequência (Fig.7.8). Além disto, a amostra GX35 (obsidiana fresca) também se destaca pelos teores moderadamente mais elevados em ETRP.

Os menores valores de fracionamento $(La/Yb)_N$ são encontrados dentro da Sequência Barros Cassal, com 4,4-4,6 para os andesitos basálticos, 4,8-4,9 para o andesito e 5,6-5,66 para o dacito. As amostras também apresentam anomalias negativas de Eu, com razões $(Eu/Eu^*)_N$

que diminuem de 0,77-0,79 para andesitos basálticos, 0,72-0,73 para andesitos e 0,65 a 0,66 para dacitos (Fig.7.9).

7.4 ELEMENTOS INCOMPATÍVEIS

O *spidergram* (Fig. 7.10) onde são plotados elementos incompatíveis normalizados para o manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) mostra que todas as rochas vulcânicas ácidas e intermediárias estudadas apresentam um padrão muito similar (porém com diferenças de teor), com picos positivos em Cs, K, Th, U, Pb, Nd e Sm e negativo em Ba, Nb, Ce, Sr, P e Ti.

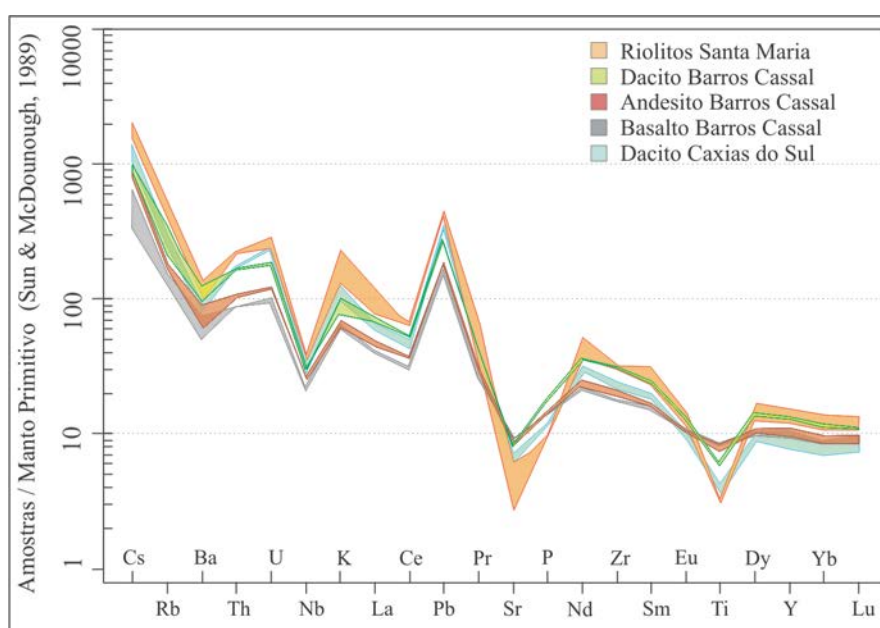


Fig. 7.10 Diagrama spider para elementos traços incompatíveis normalizados para Manto Primitivo segundo Sun & McDonough (1989).

O conjunto de rochas mais ácidas e pertencentes à Sequência Santa Maria é o que apresenta maiores concentrações em elementos traços incompatíveis, exceto Ba, Sr, P e Ti que se contrapõem com fortes anomalias negativas. A anomalia nestes elementos é uma característica comum em rochas mais diferenciadas, e podem ser explicadas pelo maior grau de fracionamento envolvendo minerais como plagioclásio, apatita e óxidos Fe-Ti (Brown et al., 1984). Em comparação com as demais unidades, os riolitos também apresentam a maior variação para os teores de elementos incompatíveis, principalmente os mais móveis (K, Sr e La). As amostras GX115 (com maior teor em K e menor em Sr) e GX35 (mais rica em ETRP) apresentam o maior contraste de teores, conforme visualizado na Fig.7.11.

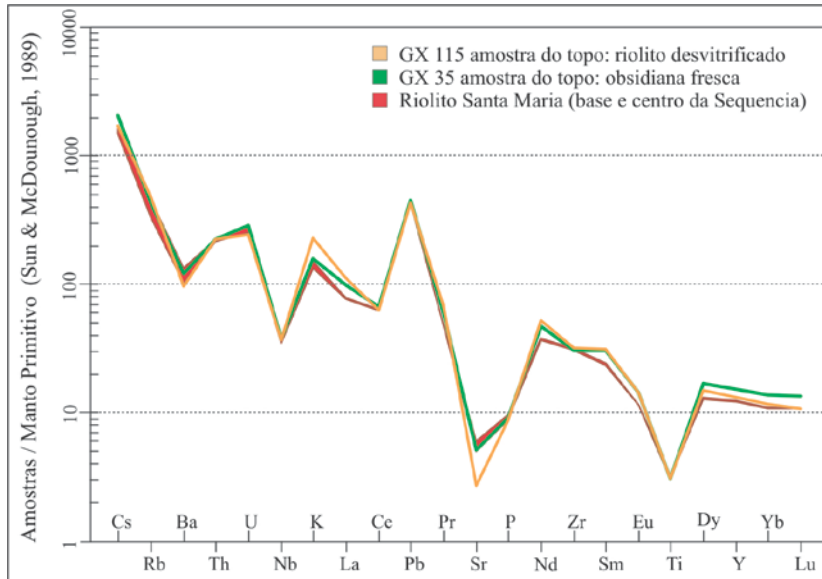


Fig. 7.11 Diagrama spider para elementos traços incompatíveis de amostras de riolito da Sequencia Santa Maria normalizados para Manto Primitivo segundo Sun & McDonough (1989).

Com exceção dos ETRP e K, o conjunto de dacitos Caxias do Sul apresenta pouca variação nos teores dos elementos incompatíveis. Em média, as concentrações de elementos leves (grupo LIL): Rb, Ba, Sr, K, La, Ce, Th, além de Nb e Nd (grupo HFS) são similares às dos dacitos Barros Cassal. As anomalias negativas em Sr e Eu do dacito Caxias do Sul são de dimensão similar às encontradas em andesitos e andesitos basálticos Barros Cassal.

Os dacitos Caxias do Sul apresentam razões Sr/Y mais elevadas e Nb/Ta mais baixas (Fig. 7.12). Razões Tb/Yb (0,33-0,34) também são mais elevadas dos dacitos Caxias do Sul quando comparados aos riolitos Santa Maria (0,310-0,318) e às rochas da unidade Barros Cassal (0,28-0,31).

No diagrama *spider* da Figura 7.13 todas as amostras analisadas por ICP-MS foram normalizadas pelo andesito basáltico da Sequencia Barros Cassal (amostra GX09). O diagrama mostra um padrão de comportamento muito similar entre as três composições da Sequência Barros Cassal, o que torna evidente o vínculo genético entre eles, e que ocorre um salto no aumento de teores de elementos incompatíveis (Rb, Ba, K, Th, La, Ce, Hf, Zr, Ta, Pb, Y, além de P) na rocha mais diferenciada da sequência, de composição dacítica.

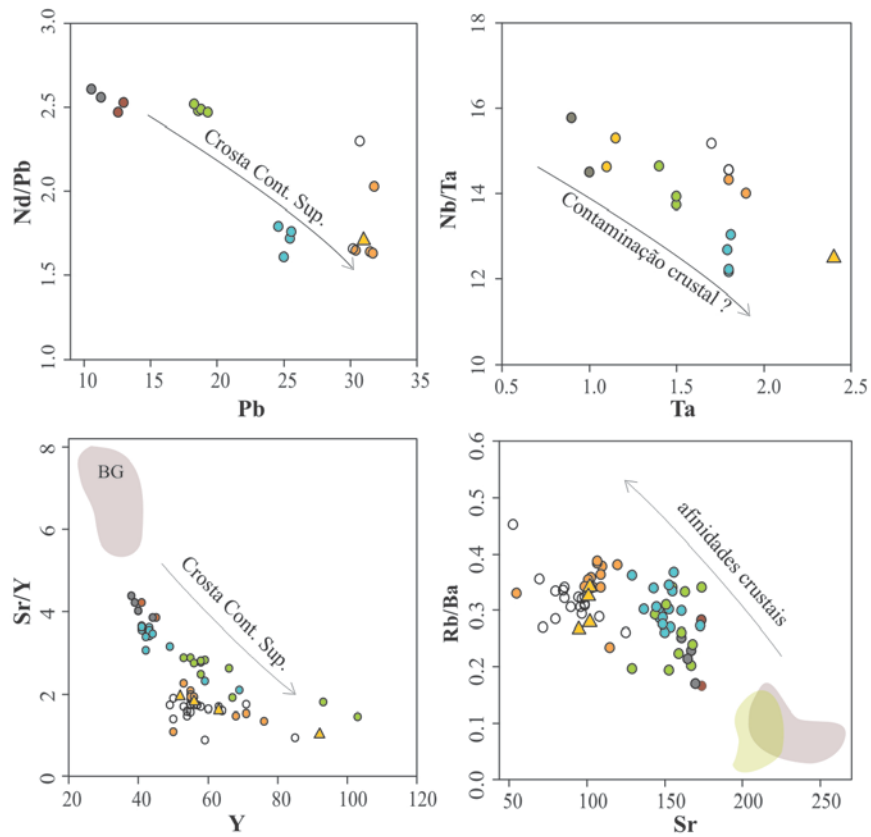


Fig. 7.12 Diagramas binários para elementos incompatíveis (ppm) com razões Nd/Pb, Nb/Ta, Sr/Y e Rb/Ba. Baixas razões Sr/Y refletem diferenciação a baixas pressões na crosta superior e razões Rb/Ba > 0,16 são características de crosta continental superior (crosta média ~ 0,046), assim como as baixas razões Nd/Pb e Nb/Ta. BG=Basalto Tipo Gramado.

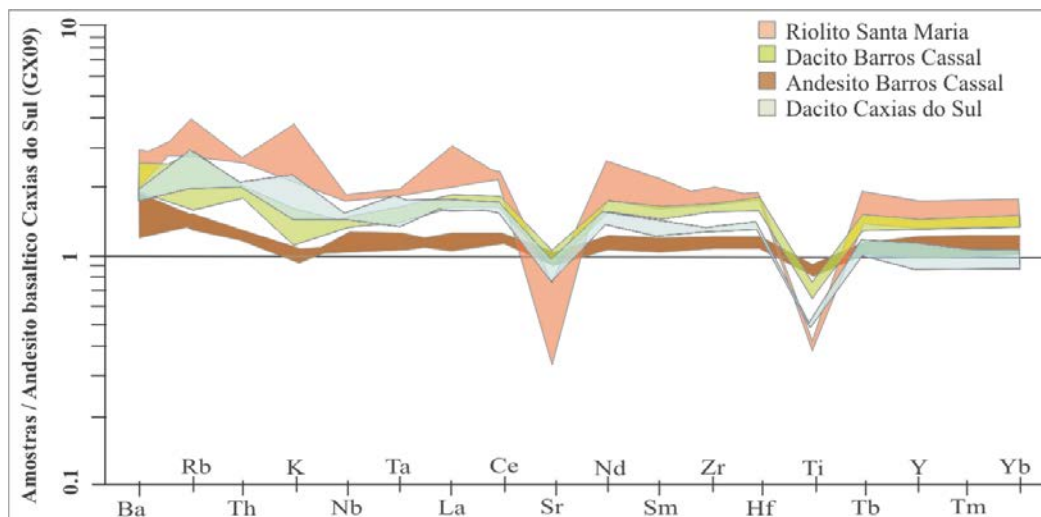


Fig. 7.13 Diagrama *spider* para amostras das três sequencias estudadas normalizadas pela amostra de andesito basáltico da Sequencia Barros Cassal (GX09).

7.5 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

As razões isotópicas de Sr e Nd medidas e calculadas para 12 amostras de rocha total estão apresentados na tabela 7.1 e mostram claras distinções entre as três sequências estudadas.

Tabela 7.1 Dados isotópicos de Sr e Nd, medidos e calculados para idade inicial de 134 Ma (Janasi et al., 2011), de rochas vulcânicas ácidas da região de Soledade, RS. SSM: Sequência Santa Maria; ABC: Andesito Barros Cassal; DBC: Dacito Barros Cassal; SCS: Sequência Caxias do Sul.

Amostra		Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	erro (2s)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr(i)
GX-23	SSM	207	99	6,07	0,73710	5,6E-05	0,72554
GX-35	SSM	257	101	7,39	0,73915	5,4E-05	0,72508
GX-108	SSM	254	120	6,14	0,73468	6,6E-05	0,72298
TF-02D	SSM	247	105	6,83	0,73710	5,0E-05	0,72410
GX-22	DBC	142	159	2,59	0,71744	4,9E-05	0,71252
GX-94	ABC	111	173	1,86	0,71605	5,8E-05	0,71251
GX-113	ABC	98	174	1,63	0,71626	5,8E-05	0,71315
GX-07ob	SCS	177	153	3,35	0,72648	5,3E-05	0,72009
RS85	SCS	169	154	3,18	0,72522	5,1E-05	0,71916
GX101	SCS	195	173	3,27	0,72601	5,1E-05	0,71978
GX-98b	SCS	206	155	3,85	0,72750	5,3E-05	0,72016
GX-118	SCS	205	153	3,89	0,72756	5,9E-05	0,72016

Amostra		Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	erro (2s)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd(i)	εNd (t)	T DM (Ga)
GX-23	SSM	10,3	48,7	0,128	0,512160	6,0E-06	0,512048	-8,14	1,56
GX-35	SSM	13,7	64,4	0,129	0,512151	6,9E-06	0,512037	-8,35	1,60
GX-108	SSM	10,9	51,6	0,128	0,512156	6,6E-06	0,512044	-8,22	1,57
TF-02D	SSM	10,5	50,1	0,127	0,512157	5,7E-06	0,512045	-8,20	1,56
GX-22	DBC	10,1	46,8	0,131	0,512222	5,8E-06	0,512106	-7,01	1,52
GX-94	ASB	7,1	31,1	0,138	0,512239	8,5E-06	0,512118	-6,78	1,62
GX-113	ASB	7,4	32,8	0,137	0,512237	6,5E-06	0,512117	-6,80	1,59
GX-07ob	SCS	9,1	44,0	0,207	0,512145	6,1E-06	0,512035	-8,39	1,54
RS-85	SCS	8,4	40,3	0,208	0,512147	6,8E-06	0,512036	-8,37	1,55
GX101	SCS	15,0	69,8	0,215	0,512113	6,5E-06	0,512022	-8,65	1,64
GX-98b	SCS	9,4	45,0	0,209	0,512151	6,1E-06	0,512040	-8,30	1,55
GX-118	SCS	9,1	44,0	0,207	0,512156	6,5E-06	0,512046	-8,18	1,52

As amostras da Sequência Caxias do Sul apresentam uma assinatura isotópica com variações muito pequenas nas razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr₁₃₄ (0,7192 e 0,7202) e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (0,512022 a 0,512046), sendo que os valores de εNd (-8,2 a -8,7) são os mais baixos dentre as rochas analisadas (Fig. 7.14).

As amostras da Sequência Barros Cassal apresentam assinatura de Nd muito semelhante, com variações de εNd dentro da incerteza analítica (-7,0 a -6,8). Entre os andesitos,

ressalta-se a diferença nas razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{134}$ entre as duas amostras analisadas, 0,7132 para GX113 e 0,7125 para GX94 (Fig. 7.14). Todas as rochas da Sequência Barros Cassal se situam dentro do campo delimitado por Peate (1997) e Garland et al. (1995) para as rochas basálticas do Tipo Gramado (Fig. 7.15).

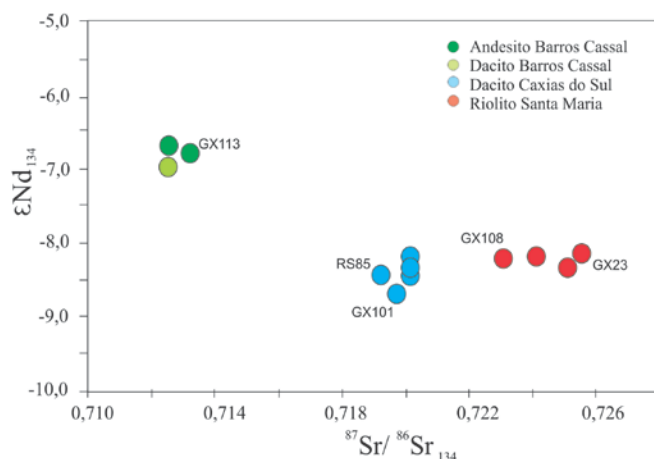


Fig. 7.14 Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_1$ vs ϵNd_1 para as rochas vulcânicas ácidas analisadas.

Os riolitos da Sequência Santa Maria mostram razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ homogêneas (0,51204 a 0,51205), e alguma dispersão das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. A amostra GX108, que corresponde à base da sequência, tem a menor razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{134}$ (0,7230), enquanto GX23, do topo da sequência, é a menos radiogênica, com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{134}$ de 0,7255.

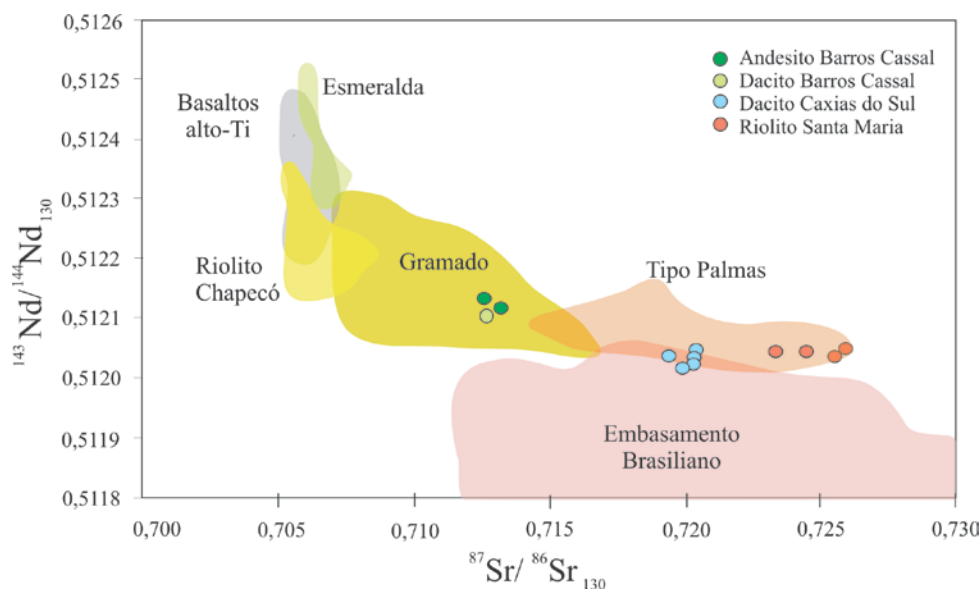


Fig. 7.15 Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{130}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{130}$ para as rochas vulcânicas ácidas do presente estudo, com campos que delimitam as distintas séries magmáticas que compõe o PMP, além do embasamento Brasileiro, apresentados por Peate (1997) e Garland et al. (1995) para idade inicial de 130Ma.

As idades-modelo Sm-Nd (Fig. 7.16), calculadas segundo DePaolo (1988), variam entre 1,52 e 1,65 Ga (Tabela 7.1), com ϵNd_{134} entre -8,4 e -8,1 para os subtipos Santa Maria e Caxias do Sul e entre -7 e -6,8 para a sequência Barros Cassal.

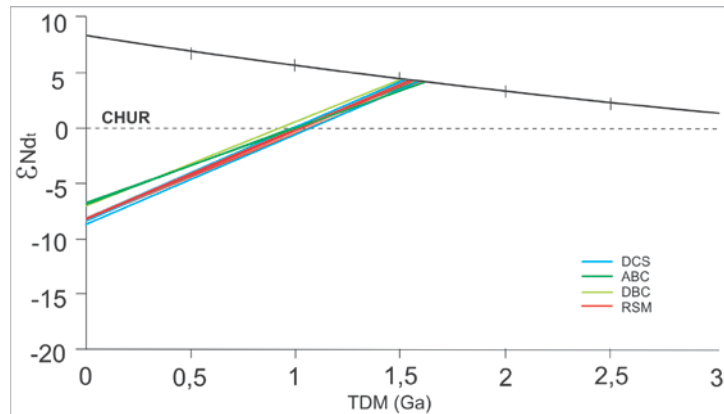


Fig. 7.16 Gráfico de ϵNd_t vs idade T_{DM} (Sm-Nd) para as rochas analisadas. DM: curva do manto empobrecido, segundo DePaolo (1981). DCS: dacito Caxias do Sul; ABC: andesito Barros Cassal; DBC: dacito Barros Cassal; RSM: riolito Santa Maria.

A assinatura isotópica do conjunto de amostras analisadas mostra uma considerável heterogeneidade quanto às razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ e pouca variação em $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$. Estes resultados são similares aos obtidos por Garland et al. (1995), que sugeriram magmas parentais similares, com diferentes graus de assimilação de rochas crustais com Sr mais radiogênica e Nd menos radiogênico. No caso específico da área estudada, as rochas que compõem a Sequência Barros Cassal corresponderiam àquelas que tiveram menor contaminação crustal, sendo que a superposição ao campo dos basaltos tipo Gramado sugere um vínculo genético entre estes magmas.

As assinaturas das sequências Caxias do Sul e Santa Maria são mais evoluídas, e sugerem maior participação de componentes crustais, em particular para gerar sua assinatura isotópica de Sr mais radiogênicas, conforme observado previamente para as rochas ácidas tipo Palmas por Bellieni et al. (1986) e Garland et al. (1995).

7.6 CORRELAÇÕES COM OS MAGMAS TIPOS DO GRUPO PALMAS

Como já demonstrado por diversos trabalhos (e.g. Peate, 1997; Garland et al., 1995; Nardy et al., 2008, entre outros) cada subtipo ácido do grupo Palmas apresenta uma assinatura geoquímica particular, com variações bastante restritas quanto aos teores de SiO_2 , Cu, Ti, P e Zr e ETRL. Estas características proveem a base para identificação de cada magma-tipo, facilitando o agrupamento destas rochas em diversos diagramas discriminatórios como o Cu vs TiO_2 apresentado por Garland et al. (1995) e P_2O_5 vs TiO_2 , Rb vs Zr e TiO_2 vs SiO_2 apresentados

por Nardy et al. (2008). Estes diagramas serão utilizados para correlacionar as sequencias vulcânicas estudadas com os subtipos já definidos na literatura para as rochas ácidas baixo-Ti da PMP (Figura 7.17).

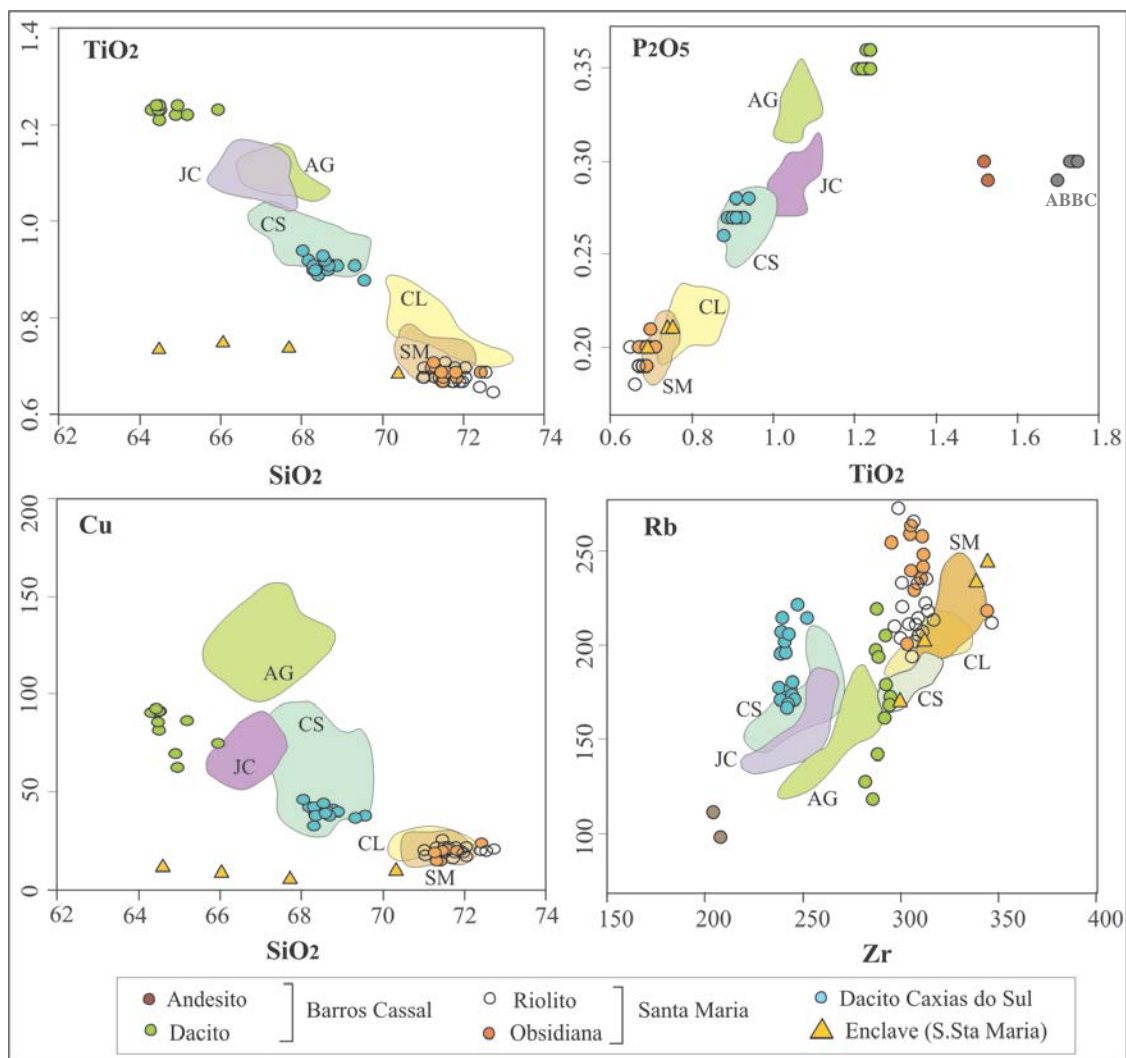


Fig. 7.17 Diagramas de variação correlacionando as sequencias vulcânicas que afloram na área de estudo (pontos) com os distintos magma-tipos ácidos baixo-Ti da PMPE já definidos na literatura. As áreas coloridas nos diagramas Cu (ppm) vs TiO₂ (%) correspondem ao estudo de Garland et al., 1995 e nos diagramas P₂O₅ (%) vs TiO₂ (%), Rb (ppm) vs Zr (ppm) e TiO₂ (%) vs SiO₂ (%) correspondem ao estudo de Nardy et al., 2008. AG: Anita Garibaldi; CS: Caxias do Sul; JC: Jacuí; SM: Santa Maria; CL: Clevelândia; ABBC: andesito basáltico Barros Cassal.

Através dos diagramas discriminatórios apresentados na Fig. 7.17 podem ser destacadas as seguintes observações:

(i) os riolitos da Sequência Santa Maria têm grande similaridade composicional ao subtipo Santa Maria, com teores de TiO₂ entre 0,65 e 0,71% e de P₂O₅ entre 0,18 e 0,21%, que se encontram dentro do intervalo estabelecido para o subtipo Santa Maria por Nardy *et al.* (2008) de TiO₂ <0,87% e P₂O₅ <0,21%.

(ii) Os dacitos da Sequência Caxias do Sul também têm grande similaridade com as rochas do subtipo Caxias do Sul. Os teores de TiO_2 obtidos neste estudo (0,88 a 0,95%) ultrapassam o limite inferior estabelecido por Nardy *et al.* (2008) de 0,91 a 1,03% de TiO_2 , mas estão dentro dos limites estabelecidos por Garland *et al.* (1995) de 0,85 e 1,1%.

(iii) Os dacitos da Sequência Barros Cassal têm teores de elementos maiores fora dos intervalos estabelecidos para o subtipo Anita Garibaldi. Considerando-se o teor de TiO_2 (1,21-1,24%) como indicador de fracionamento, os dacitos da Sequência Barros Cassal correspondem às amostras mais primitivas já identificadas dentro do conjunto de rochas ácidas do Tipo Palmas.

7.6.1 ELEMENTOS INCOMPATÍVEIS

Na figura 7.18 são apresentados quatro diagramas para elementos incompatíveis (*spidergrams*) em que são comparados as três sequências estudadas (Santa Maria, Caxias do Sul e Barros Cassal) com os teores de elementos incompatíveis apresentados por Nardy *et al.* (2008) e Garland *et al.* (1995) para dacitos e riolitos e por Peate (1997) para o basalto Tipo Gramado.

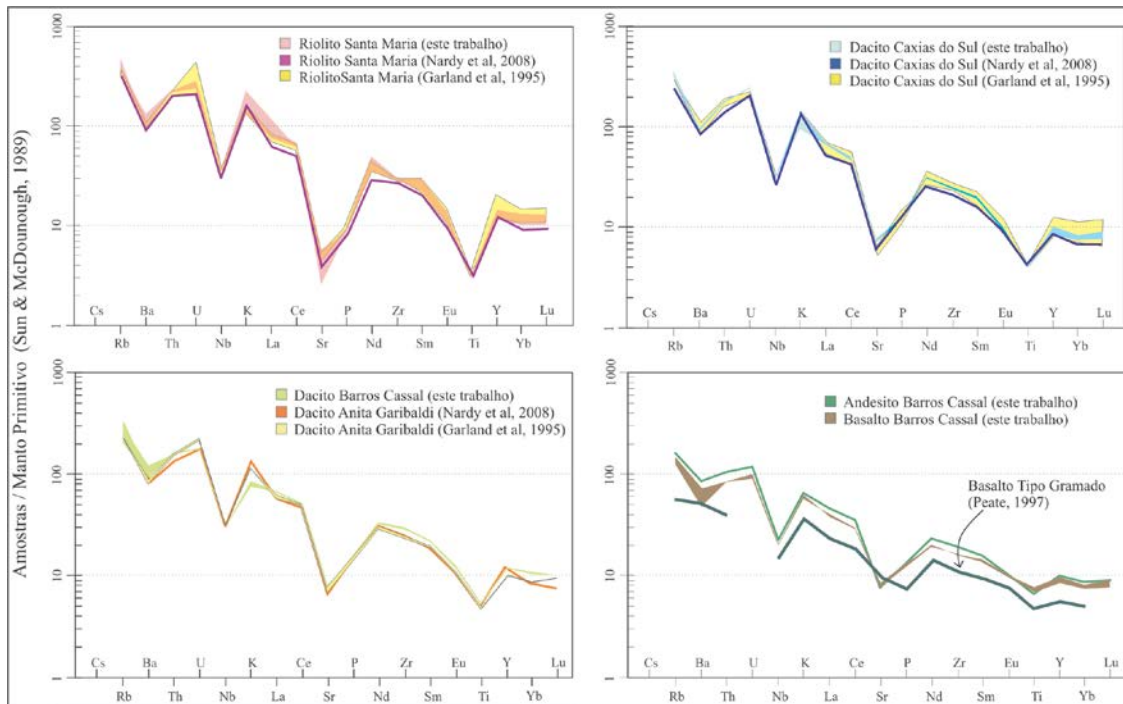


Fig. 7.18 *Spidergram* para elementos traços incompatíveis normalizados para Manto Primitivo de Sun & McDounough (1989) para amostras da área de estudo e amostras analisadas por Garland *et al.* (1995), Nardy *et al.* (2008) e Peate (1997).

Nos diagramas comparativos pode-se observar que as rochas aqui definidas como Santa Maria e Caxias do Sul apresentam uma boa correspondência com as definidas na bibliografia, apesar de variações dos teores de alguns elementos.

Os dacitos da sequência Barros Cassal têm padrões muito similares aos dacitos Anita Garibaldi de Nardy et al. (2008) e Garland et al. (1995), porém com teores moderadamente mais elevados nos elementos mais incompatíveis (Cs, Ba, Rb, Th e U), além de Sm, Yb, Lu e Zr. As assinaturas isotópicas de Sr também mostram diferenças; em consonância com seu caráter mais primitivo, o dacito Barros Cassal tem razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{130}$ um pouco mais baixa (0,7126 *versus* 0,7137-0,7147 para Anita Garibaldi).

7.5.2 COMPARAÇÃO COM OS QUARTZO LATITOS DE ETENDEKA

Para correlação com as rochas vulcânicas baixo-Ti e alto-Ti que afloram em Etendeka foram utilizados alguns diagramas apresentados em Marsh et al. (2001) e Ewart et al. (2004) (Fig. 7.19).

É possível confirmar que as rochas da área de estudo denominadas como Santa Maria apresentam correlação com o quartzo latito Frias (Ewart et al., 2004). Enquanto isto, as rochas da sequência Caxias do Sul, que na literatura são correlacionadas aos quartzo latitos Springbook e Grootberg (Milner et al., 1995; Bryan, 2010) aqui apresenta maior correlação com o quartzo latito Wereldsend (conforme já correlacionado por Marsh et al, 2001). Os dacitos da Sequência Barros Cassal apresentam uma composição similar, porém não idêntica, ao quartzo latito Beacon, inclusive com relação às razões isotópicas de Sr e Nd, conforme se observa nas figuras 7.19c e 7.20.

Para confecção do diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{132}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{132}$ (Figura 7.19) os dados analíticos obtidos para a presente tese, assim como os dados isotópicos para rochas vulcânicas baixo-Ti do Paraná apresentados em Garland et al. (1995), foram plotados sobre o diagrama para as rochas vulcânicas de Etendeka apresentado em Ewart et al (2004).

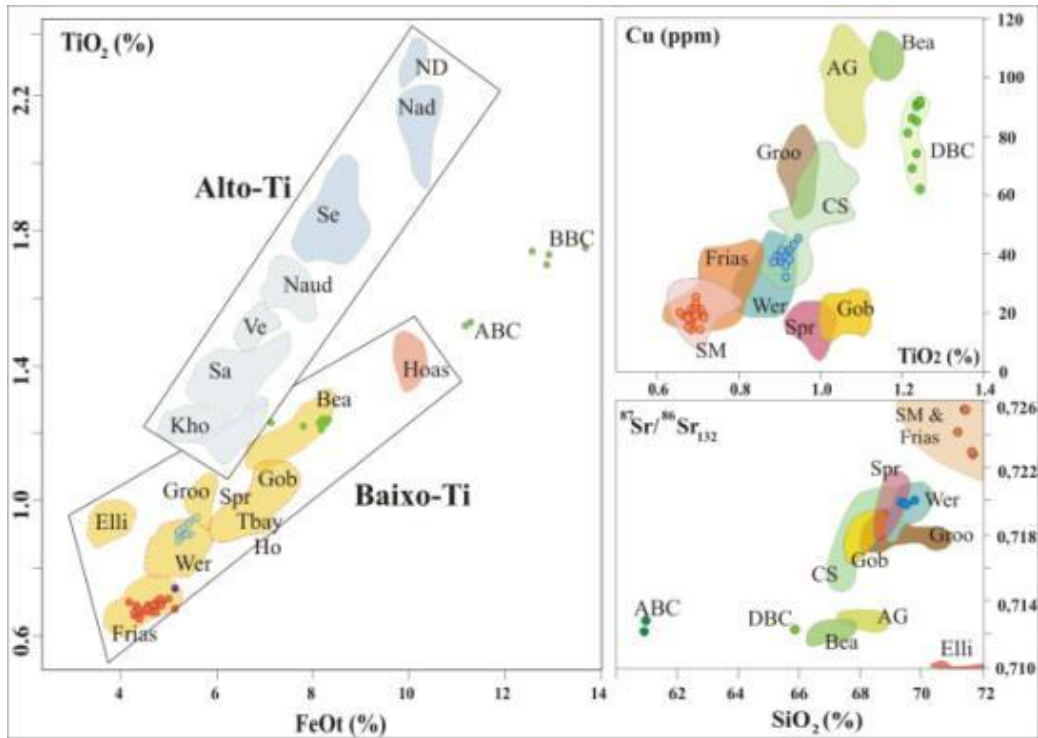


Fig. 7.19 Diagramas químicos utilizados para discriminar os distintos magmas-tipos identificados na província de Etendeka de Marsh et al. (2001) sendo correlacionadas as amostras analisadas no presente estudo (círculos): a) Diagrama TiO₂ vs Fe₂O₃; b) Diagrama TiO₂ vs Cu; c) Razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr vs SiO₂. Nas figuras (b) e (c) são apresentados os campos de Marsh et al. (2001) para rochas do Etendeka e de Garland et al. (1995) para rochas do Paraná.

Legenda: ETENDEKA: Alto-Ti = ND: Nil Desperandum latite; Nad: Nadas L; Se: Sechomib L; Nad: Naude QL + Hoarusib L; Ve: Ventura QL; As: Sarusas QL; Kho: Khoraseb QL; Baixo-Ti = Frias QL; Elli: Elliott QL; Wer: Wereldsend QL; Groo: Grootberg QL; Spr: Springbook; Tbay: TerraceBay QL; Ho: Hoanib QL; Gob: Goboboseb QL; Bea: Beacon QL; Hoas L. – PARANA: SM: Santa Maria, CS: Caxias do Sul; AG: Anita Garibaldi; DBC: Dacito Barros Cassal; ABC: andesito Barros Cassal.

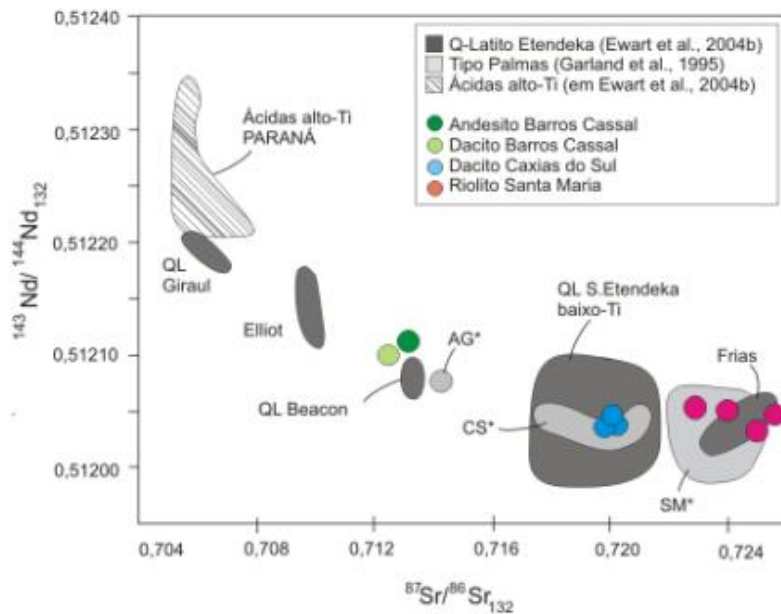


Fig. 7.20 Diagrama ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr₁₃₂ vs ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd₁₃₂ para correlação entre amostras analisadas para esta tese com campos delimitados para rochas de Etendeka conforme Ewart et al. (2004) e para rochas do Paraná, apresentado em Garland et al. (1995).

7.7 MODELOS DE FRACIONAMENTO PARA GERAÇÃO DOS MAGMAS

O modelo mais aceito para geração e evolução dos magmas ácidos baixo-Ti da PMPE condiz com processos de ACF, onde líquidos gerados por cristalização fracionada a partir de um mesmo magma primitivo (basaltos toleíticos tipo Gramado) teriam sofrido intensos processos de contaminação crustal (e.g. Bellieni et al., 1986; Garland et al., 1995; Peate, 1997; Nardy et al., 2008), evidenciadas principalmente pela variação sistemática das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$, que aumentam com o fracionamento nos distintos subtipos.

De acordo com o modelo de Garland et al. (1995), um magma basáltico tipo Gramado, relativamente mais primitivo (#mg=62 e 51-52% SiO_2) deveria sofrer 20% de assimilação e 50% de fracionamento pra resultar numa composição mais primitiva do tipo Palmas (#mg=40 e 69-69% de SiO_2). Segundo os autores, os tipos Anita Garibaldi e Caxias do Sul teriam evoluído de um mesmo magma parental, sendo que no magma Anita Garibaldi as as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{130}$ (~0,714) permaneceram constantes, ocorrendo apenas uma extração parcial de magnetita durante processo de cristalização fracionada, o que resultou em seu alto teor de TiO_2 . Já o subtipo Santa Maria, segundo os mesmos autores, derivou do mesmo magma primitivo Caxias do Sul sofrendo uma intensa contaminação crustal, caracterizada pelas altas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{130}$ (0,720-0,726). Como assimilado, os autores utilizaram a composição de um leucogranito himalaiano, produto de anatexia de um metapelito de crosta superior com assembleia mineral similar ao embasamento Proterozóico da Bacia do Paraná.

7.7.1 APLICAÇÃO DO MODELO PARA AS ROCHAS ESTUDADAS

A Sequência Barros Cassal, além de apresentar assinaturas geoquímicas e isotópicas muito similares aos basaltos tipo Gramado, inclui composições no campo dos andesitos basálticos (54-55% SiO_2), andesitos (57-58% de SiO_2) e dacitos (62-63% SiO_2) que preenchem o hiato composicional (e.g. Bellieni et al., 1986) existente entre as rochas basálticas e as rochas ácidas tipo Palmas, formando um *trend* composicional contínuo na área de estudo (i.e. dos andesitos basálticos Barros Cassal com 54% de SiO_2 até os riolitos Santa Maria com 73% SiO_2).

Embora já existam excelentes trabalhos que discutem a evolução dos magmas tipo Palmas, a descoberta da Sequência Barros Cassal nos faz questionar: (1) qual seria o grau de fracionamento do dacito Barros Cassal a partir do magma basáltico tipo Gramado e se (2) o riolito Santa Maria apresenta algum vínculo genético com os magmas mais primitivos da sequência Barros Cassal, uma vez que, segundo Garland et al (1995), os riolitos Palmas teriam derivado do mesmo magma primitivo Caxias do Sul com o fracionamento de 67% de plagioclásio, 25% de clinopiroxênio e 8% de magnetita.

Ressalta-se que embora as assinaturas isotópicas revelem que os magmas ácidos tipo Palmas possam ter evoluído em sistemas abertos com a participação de contaminantes crustais, o modelamento será realizado apenas para cristalização fracionada a partir do balanço de massa de elementos maiores e traços. O principal objetivo deste modelamento será o de testar a relação dos magmas mais primitivos que compõem a Sequência Barros Cassal com os magmas mais evoluídos da província (Caxias do Sul e Santa Maria).

7.7.2 BALANÇO DE MASSA DE ELEMENTOS MAIORES

Todos os cálculos de balanço de massa de elementos maiores, mediante o fracionamento de fenocristais, foram realizados a partir do modelo de Stormer & Nicholls (1978), com auxílio do software PetroGraph (Petrelli et al., 2005). Os resultados são apresentados nas tabelas 7.2 a 7.4.

O primeiro modelamento foi realizado para conhecer o grau de fracionamento dos magmas que compõem a sequência Barros Cassal, considerando-se que o mesmo tenha evoluído a partir do fracionamento de um líquido mais primitivo, neste caso, o basalto toleítico tipo Gramado. A composição do basalto tipo Gramado e das fases minerais fracionadas foram obtidas do trabalho de Bellieni et al. (1984), e são apresentadas na tabela 7.5. Os resultados do modelamento mostram que a composição do andesito basáltico Barros Cassal (GX113) poderia ser alcançada após extração de 52% de cristais do magma basáltico tipo Gramado, sendo destes 53% de plagioclásio, 35% de clinopiroxênio, 10% de olivina e 2 % de titanomagnetita (tabela 7.2)

Para o cálculo do magma andesítico Barros Cassal, considerou-se como magma parental a composição do andesito basáltico (amostra GX113) que aflora na área de estudo. Como fases minerais fracionadas, considerou-se plagioclásio, clinopiroxênio de alto e baixo cálcio e titanomagnetita, sendo que a composição de todas estas fases minerais, exceto plagioclásio, foram obtidas de Bellieni et al. (1984). Para o plagioclásio foi utilizada a composição do mineral analisado no andesito Barros Cassal (Tabela 7.6). Os resultados do modelamento mostram que para obtenção do líquido andesítico seria necessário fracionamento de 13% do líquido parental (43% de plagioclásio, 24% de clinopiroxênio, 25% de titanomagnetita e 8% de pigeonita).

Para obtenção do líquido dacítico Barros Cassal, considerou-se como magma parental o andesito Barros Cassal, utilizando a composição média dos cristais de plagioclásio e clinopiroxênio pertencentes a ele (Tabela 7.6), e a composição de magnetita obtida de Bellieni et al. (1984; Tabela 7.5). Segundo o cálculo de balanço de massa, seria necessário extrair 28%

de cristais do líquido andesítico parental (40% de plagioclásio, 44% de clinopiroxênio e 16% de titanomagnetita) para obtenção do magma dacítico (tabela 7.2).

Tab. 7.2 Modelo de fracionamento do basalto Tipo Gramado para dacito Barros Cassal, segundo cálculo de balanço de massa com fracionamento de fenocristais. A composição das fases minerais é apresentada na Tabela 7.5 e 7.6.

Magma tipo	BG	ABBC	ABBC	ABC	ABC	DBC	
COMPOSIÇÃO MAGMA	SiO ₂	52.34	55.91	55.91	58.42	58.42	64.45
	TiO ₂	1.08	1.74	1.74	1.52	1.52	1.23
	Al ₂ O ₃	15.35	13.02	13.02	12.94	12.94	12.78
	FeOt	10.22	13.96	13.96	12.41	12.41	9.04
	MnO	0.17	0.18	0.18	0.18	0.18	0.15
	MgO	6.81	3.19	3.19	2.84	2.84	1.44
	CaO	10.67	7.06	7.06	6.52	6.52	4.30
	Na ₂ O	2.36	2.73	2.73	2.89	2.89	3.70
	K ₂ O	0.82	1.91	1.91	1.98	1.98	2.55
	P ₂ O ₅	0.00	0.30	0.30	0.30	0.30	0.35
	Total	100	100	100	100	100	100
% FASES CRISTALINAS REMOVIDAS	Olivina	9.55					
	Plag	53.33		42.86		39.85	
	Cpx	34.72		23.77		44.01	
	Pig	-		8.38		-	
	Ti-Mt	2.4		25		16.14	
$\Sigma \text{ res}^2$	-	0.1031		0.3102		0.791	
CF	0.51	-	0.13		0.28		
LR	1.0	0.48		0.86		0.71	

BG: Basalto Tipo Gramado – composição extraída de Bellieni et al. (1984); ABBC: Andesito basáltico Barros Cassal (amostra GX-09); ABC: andesito Barros Cassal (amostra GX113); DBC: dacito Barros Cassal (amostra GX22).

$\Sigma \text{ res}^2$ = soma dos quadrados dos resíduos; CF: fração total cristalizada; LR: fração líquida residual.

Para o modelamento do riolito Santa Maria foram testadas como magma parental as três composições da sequência Barros Cassal, sendo que para os magmas andesito basáltico e andesito, foram utilizadas as mesmas composições de líquido e fases minerais apresentadas acima; e para o dacito Barros Cassal, utilizou-se a composição média de plagioclásio e piroxênio analisados na amostra GX22 (Tabela 7.6). Como não se tem a composição da titanomagnetita do dacito Barros Cassal, utilizou-se para o modelamento a composição do mesmo mineral em um dacito Anita Garibaldi (extraída de Garland et al., 1995).

Segundo os resultados do modelamento, para se obter um líquido de composição riolítica a partir de um magma parental com composição similar ao andesito basáltico Barros Cassal (GX09) seria necessário extrair 53% de cristais (43% de plagioclásio + 28% de

clinopiroxênio + 7% de pigeonita + 21% de titanomagnetita). Para se obter um magma riolítico a partir de um magma parental com composição similar ao andesito Barros Cassal (GX113) seria necessário fracionar 46% de cristais (42% de plagioclásio + 40% de clinopiroxênio + 17% de titanomagnetita). E para se obter um magma riolítico a partir de um magma parental com composição similar ao dacito Barros Cassal (GX22) seria necessário fracionar 26% de cristais (49% de plagioclásio + 33% de clinopiroxênio + 17% de titanomagnetita). Todos os resultados são apresentados na Tabela 7.3.

Tab. 7.3 Modelo de fracionamento para geração do riolito Santa Maria, segundo cálculo de balanço de massa com fracionamento de fenocristais cuja composição é apresentada na Tabela 7.5. e 7.6.

Magma tipo	BG	RSM	ABBC	RSM	ABC	RSM	DBC	RSM	
COMPOSIÇÃO MAGMA	SiO ₂	52.34	71.50	55.91	71.50	58.42	71.50	64.45	71.50
	TiO ₂	1.08	0.68	1.74	0.68	1.52	0.68	1.23	0.68
	Al ₂ O ₃	15.35	12.56	13.02	12.56	12.94	12.56	12.78	12.56
	FeOt	10.22	5.08	13.96	5.08	12.41	5.08	9.04	5.08
	MnO	0.17	0.10	0.18	0.10	0.18	0.10	0.15	0.10
	MgO	6.81	0.61	3.19	0.61	2.84	0.61	1.44	0.61
	CaO	10.67	2.07	7.06	2.07	6.52	2.07	4.30	2.07
	Na ₂ O	2.36	3.11	2.73	3.11	2.89	3.11	3.70	3.11
	K ₂ O	0.82	4.09	1.91	4.09	1.98	4.09	2.55	4.09
	P ₂ O ₅	0.18	0.19	0.30	0.19	0.30	0.19	0.35	0.19
	Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
%FASES CRISTALINAS EXTRAÍDAS	Oliv.	6,2							
	Plag	48,7		43,5		41,8		49,4	
	Cpx	35,6		28,6		40,8		33,4	
	Pig			6,8					
	Ti-Mt	9,5		21		17,4		17,1	
Σres^2		1,71		3,9		1,9		0,89	
CF	75		53		45,8		26		
LR	1	25		47		54,2		74	

BG: Basalto Tipo Gramado – composição extraída de Bellieni et al. (1984); ABBC: andesito basáltico Barros Cassal (amostra GX09); ABC: andesito Barros Cassal (amostra GX113); DBC: dacito Barros Cassal (amostra GX22); RSM: riolito Santa Maria (amostra RS73B).

Σres^2 = soma dos quadrados dos resíduos; CF: fração total cristalizada; LR: fração líquida residual.

Os resultados do modelamento de cristalização fracionada para o dacito Caxias do Sul mostram que para se obter a composição do dacito a partir do fracionamento de um líquido basáltico tipo Gramado, seria necessária a extração de 72% de cristais, sendo destes 48% plagioclásio, 36% clinopiroxênio, 9,5% titanomagnetita e 6,3% de olivina; a soma dos quadrados dos resíduos para este cálculo foi de 1,48. Caso se considere o andesito Barros Cassal

como magma parental, teria de ocorrer a extração de 38% de cristais (39% de plagioclásio, 41% de augita, 20% titanomagnetita), com $\Sigma res^2 = 1,9$. Tendo o dacito Barros Cassal como magma parental, deve-se extrair 15% de cristais, sendo 42,6% de plagioclásio, 31% de clinopiroxênio e 26,3% de titanomagnetita, a Σres^2 foi de 0,29. Os resultados destes modelamentos são apresentados na Tabela 7.4.

Tab. 7.4 Modelo de fracionamento para geração do dacito Caxias do Sul, segundo cálculo de balanço de massa com fracionamento de fenocristais cuja composição é apresentada na Tabela 7.5 e 7.6.

Magma tipo	BG	CS	ABBC	CS	ABC	CS	DBC	CS	
COMPOSIÇÃO MAGMA	SiO ₂	52.34	68.89	55.91	68.89	58.42	68.89	64.45	68.89
	TiO ₂	1.08	0.90	1.74	0.90	1.52	0.90	1.23	0.90
	Al ₂ O ₃	15.35	13.08	13.02	13.08	12.94	13.08	12.78	13.08
	FeOt	10.22	5.80	13.96	5.80	12.41	5.80	9.04	5.80
	MnO	0.17	0.10	0.18	0.10	0.18	0.10	0.15	0.10
	MgO	6.81	1.28	3.19	1.28	2.84	1.28	1.44	1.28
	CaO	10.67	3.22	7.06	3.22	6.52	3.22	4.30	3.22
	Na ₂ O	2.36	3.52	2.73	3.52	2.89	3.52	3.70	3.52
	K ₂ O	0.82	2.92	1.91	2.92	1.98	2.92	2.55	2.92
	P ₂ O ₅	0.18	0.27	0.30	0.27	0.30	0.27	0.35	0.27
	Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
%FASES CRISTALINAS EXTRAÍDAS	Oliv.	6,3							
	Plag	48,5		41,4		40		42,6	
	Cpx	35,5		29,7		41,4		31,0	
	Pig			5,9					
	Ti-Mt	9,5		23		19,6		26,3	
Σres^2		1,5		4,0		1,9		0,29	
CF	72,7		46,6		36,7		14,9		
LR		27,3		53,4		63,3		85,1	

BG: Basalto Tipo Gramado – composição extraída de Bellieni et al. (1984); ABBC: andesito basáltico Barros Cassal (amostra GX09); ABC: andesito Barros Cassal (amostra GX113); DBC: dacito Barros Cassal (amostra GX22); RSM: riolito Santa Maria (amostra RS73B).

Σres^2 = soma dos quadrados dos resíduos; CF: fração total cristalizada; LR: fração líquida residual.

7.7.3 CRISTALIZAÇÃO FRACIONADA COM PARTIÇÃO DOS ELEMENTOS TRAÇOS

O modelamento de cristalização fracionada que utiliza coeficiente de partição de elementos traços baseia-se na equação de Neuman et al., (1954):

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

, onde C_L é a concentração do elemento traço no líquido derivado; C_0 a concentração do elemento traço no líquido inicial, D o coeficiente de partição global e F a fração da fusão remanescente. Todos os cálculos foram efetuados com auxílio do software PetroGraph (Petrelli et al., 2005) e os resultados são apresentados em diagramas binários de elementos compatíveis vs incompatíveis (Fig. 7.30).

Para o cálculo do coeficiente de partição de elementos traços global (D) de cada magma foram consideradas as proporções de minerais obtidas pelo modelamento de elementos maiores, que são similares às estimativas obtidas nos estudos petrográficos (Tabela 7.7). Os coeficientes de distribuição (K_D) de elementos traços utilizados para cada fase mineral (plagioclásio, piroxênio (alto e baixo Ca), magnetita e olivina) foram extraídos da literatura e são apresentados na tabela 7.8.

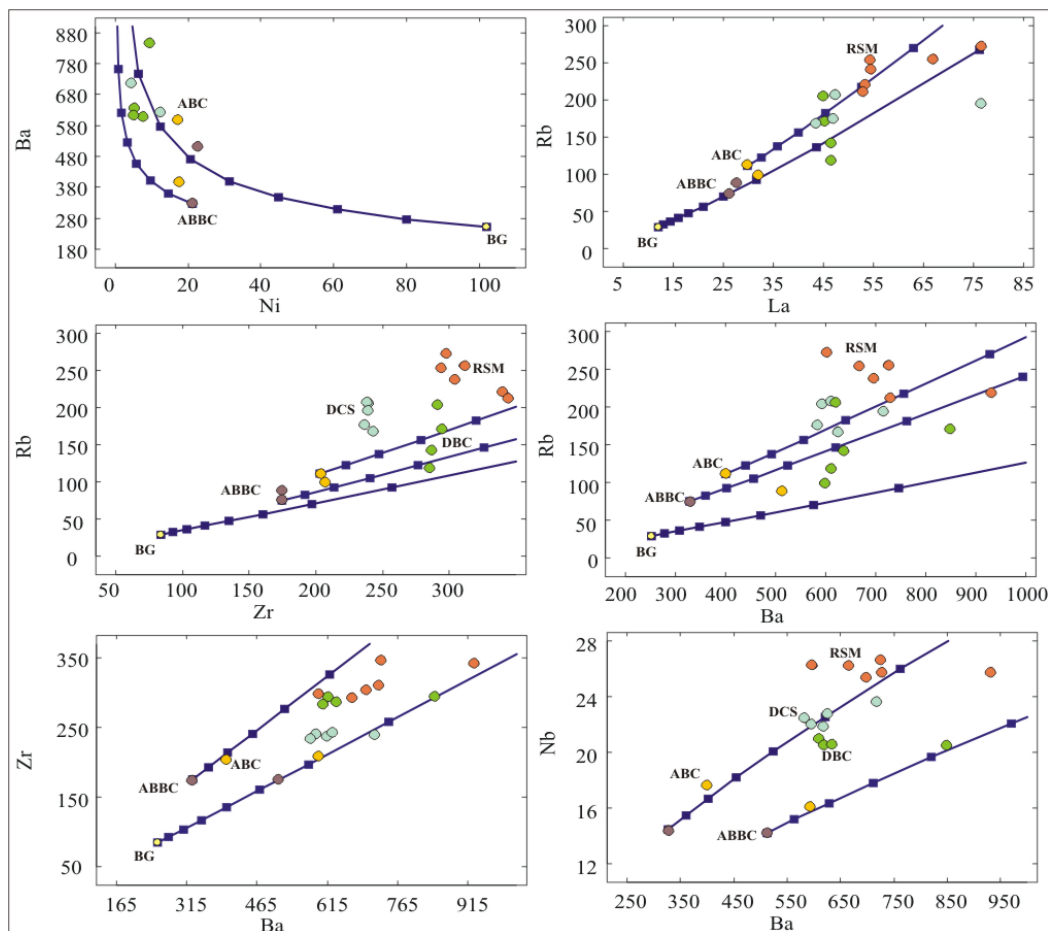


Fig. 7.21 Diagramas binários de elementos compatíveis vs incompatíveis com linhas de tendência para processo de cristalização fracionada (CF) a partir do coeficiente de partição de elementos traços. Cada ponto na linha de evolução corresponde a 10% na taxa de cristalização, considerando-se 0% na fusão inicial. Vermelho: riolito Santa Maria (RSM); azul claro: dacito Caxias do Sul (DCS), verde claro: dacito Barros Cassal (DBC), amarelo: andesito Barros Cassal (ABC); marrom: andesito basáltico Barros Cassal (ABBC), BG= Basalto Gramado.

Mediante modelamentos de elementos maiores, podemos considerar que os magmas da Sequência Barros Cassal poderiam ter sido gerados por um processo de cristalização fracionada

a partir da extração de mais de 50% de cristais do magma basáltico tipo Gramado. O modelamento por elementos traços, mostra que para se obter as composições mais evoluídas (dacitos e riolitos) teria de haver a extração de uma proporção superior a 70% de cristais do magma basáltico tipo Gramado, e ainda assim, o líquido apenas conseguiria alcançar teores de elementos traços mais satisfatórios para um pequeno grupo de amostras (GX157, GX113 e RS73), que correspondem a um andesito basáltico, andesito e dacito Barros Cassal e que junto ao basalto constituem um *trend* composicional (como se observa nos gráficos Zr x Ba e Nb x Ba).

O modelamento a partir das composições mais primitivas da sequência Barros Cassal mostram que um fracionamento > 40% do líquido andesito basáltico (amostra GX09) ou >30% do líquido andesítico (amostra GX94) resultaria num líquido residual com teores de Rb, Ba, Zr, La, Nb satisfatórios, não apenas para a maioria das amostras de dacito Barros Cassal, como para algumas amostras do dacito Caxias do Sul. Estes valores de fracionamento são similares ao obtido pelo balanço de maiores. Em relação aos magmas Caxias do Sul e Barros Cassal, notamos que a concentração dos elementos Zr e Ba inviabilizariam um processo de fracionamento do dacito Barros Cassal para geração do dacito Caxias do Sul, contradizendo os resultados obtidos pelo balanço de maiores.

Para a Sequência Santa Maria, observa-se que o magma andesito basáltico Barros Cassal teria de ter aproximadamente 50% de extração de cristais para obter uma concentração de La, Ba e Zr similar ao riolito Santa Maria, ainda assim não alcançaria teores de Rb satisfatórios para estes riolitos. Já um fracionamento a partir dos magmas mais evoluídos da Sequência Barros Cassal parecem mais viáveis, não se descartando a participação de processos adicionais na evolução do magma ácido, como por exemplo, processos de assimilação, o que explicaria os teores mais elevados em Nb e Rb, não alcançados com um simples fracionamento.

Deve-se ressaltar que as amostras de andesito basáltico e andesito Barros Cassal (GX09 e GX94) que formam um *trend* contínuo até as composições mais evoluídas, apresentam um salto nos teores de Zr, Rb e Nb com relação à aquelas que são compatíveis ao basalto tipo Gramado (GX157, GX113 e RS73).

Tab. 7.5 Composição dos minerais (extraídas de Bellieni et al., 1984 e Garland et al., 1995) utilizados para cálculos de balanço de massa de elementos maiores.

	B.G.				A.B.G.				A.G.
	Olivina	Cpx	Plag	Mt	Cpx	Pig	Plag	Mt	Mt
SiO₂	39.94	53.56	49.92	0.33	52.55	53.37	52.90	0.33	
TiO₂	0.05	0.38	-	26.04	0.69	0.29	-	26.04	
Al₂O₃	0.14	1.11	32.05	1.64	1.18	0.35	30.02	1.64	
FeOt	16.67	9.58	-	71.70	11.41	19.71	-	71.10	
MnO	0.20	0.19	-	0.53	0.22	0.38	-	0.53	
MgO	42.64	17.60	-	0.36	16.48	21.26	-	0.36	
CaO	0.36	17.43	14.80	-	17.31	4.62	12.42	-	
Na₂O	-	0.15	2.94	-	0.16	0.02	4.27	-	
K₂O	-	-	0.29	-	-	-	0.39	-	
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	

1) Cpx: augita; Plag: plagioclásio e Mt: magnetita.

2) As composições dos minerais agrupadas em BG (basalto Gramado) e ABG (andesito basáltico Gramado) foram extraídas de Bellieni et al. (1984), e as mesmas foram utilizadas nos modelos como minerais cristalizados do basalto Gramado e andesito basáltico Barros Cassal, respectivamente.

3) O mineral Mt (ABG) também foi utilizado como fase cristalizada do andesito Barros Cassal

4) A composição de Mt (AG: Anita Garibaldi) foi extraído de Garland et al. (1995) e utilizado como mineral fracionado do dacito Barros Cassal.

Tab. 7.6 Composição de fases minerais (análises pertencentes a este estudo) utilizados para cálculos de balanço de massa de elementos maiores. Plag 1 e Cpx 1 correspondem a composições médias de cristais de plagioclásio e clinopiroxênio do andesito Barros Cassal (amostra GX113) e Plag2 e Cpx2 correspondem a composições médias de cristais de plagioclásio e clinopiroxênio do dacito Barros Cassal (GX22).

	Plag 1	Cpx 1	Plag 2	Cpx 2
SiO₂	52.6	52.6	55.0	50.9
TiO₂	0.04	0.68	0.07	0.54
Al₂O₃	28.8	1.18	27.3	5.28
FeOt	1.21	11.3	1.12	12.6
MnO	0.01	0.24	0.01	0.31
MgO	0.14	16.3	0.11	13.3
CaO	12.1	17.4	10.4	16.2
Na₂O	4.59	0.18	5.39	0.78
K₂O	0.33	0.00	0.49	0.05
Total	100	100	100	100

Tab. 7.7 Fração média de cristais (estimadas pelo balanço de massa) e coeficiente de partição (D) calculado para cada magma-tipo. Os valores K_D são apresentados na tabela 7.8.

Magma:	RSM	DCS	DBC	ABC	ABBC	BG	
Plag (%)	0.50	0.40	0.50	0.40	0.42	0.55	
px alto Ca (%)	0.05	0.10	0.35	0.45	0.23	0.30	
px baixo Ca (%)	0.30	0.30	-		0.09	-	
Ti-magnetita (%)	0.15	0.20	0.15	0.15	0.25	0.05	
Olivina (%)	-	-	-		-	0.10	
COEFICIENTE DE PARTIÇÃO	Ba	0.286	0.254	0.286	0.082	0.078	0.099
	Rb	0.057	0.063	0.057	0.029	0.030	0.036
	Sr	1.359	1.106	1.383	0.656	0.685	0.891
	Zr	0.103	0.135	0.160	0.107	0.100	0.070
	La	0.158	0.153	0.152	0.185	0.213	0.197
	Ce	0.149	0.150	0.143	0.333	0.248	0.267
	Y	0.219	0.232	0.255	0.774	0.536	0.514
	Nb	0.645	0.770	0.435	0.295	0.361	0.154
	Nd	0.198	0.238	0.286	0.347	0.213	0.272
	Ni	-	-	2.87	4.204	4.604	3.306
	V	1.290	1.810	2.489	6.868	8.923	3.101

Tab. 7.8 Valores de coeficiente de distribuição (K_D) utilizados para cálculo do coeficiente de partição (D) das distintas composições de rocha.

<i>Coeficiente Partição - Dacito e Riolito</i>					<i>Coeficiente Partição - Andesito e Basalto</i>					
	Plag	Cpx	Opx/pig	Magn		Plag	Cpx	Opx/pig	Magn	Olivina
Ba	0.470	0.020	0.020	0.290	Ba	0.155	0.040	0.013	0.010 ⁶	0.010
Rb	0.038	0.030	0.030	0.180	Rb	0.053	0.013	0.022	0.010 ⁶	0.020
Sr	2.650	0.100	0.020	0.150	Sr	1.600	0.033	0.032	0.010 ⁶	0.010
Zr	0.010	0.270	0.080	0.400	Zr	0.010	0.162 ⁶	0.100 ⁶	0.200 ⁶	0.060
La	0.202	0.020	0.040	0.290	La	0.302 ⁴	0.047 ⁴	0.031 ⁴	0.290	0.020
Ce	0.170	0.020	0.040	0.340	Ce	0.186	0.508	0.030	0.200	0.020
Y	0.200	0.270	0.150	0.400	Y	0.060 ⁵	1.500 ⁵	0.450 ⁵	0.500 ⁵	0.060
Nb	0.050	0.100	0.800	2.500	Nb	0.025 ⁵	0.300 ⁵	0.350 ⁵	1.000 ⁵	0.002 ⁶
Nd	0.130	0.310	0.016 ²	0.750 ²	Nd	0.143	0.645	0.047	0.000	0.000
Ni	-	-	-	-	Ni	0.010	6.000	8.000	10.00	10.00
V	0.027	4.500	0.500	6.000	V	0.07	0.900	0.500	6.000	0.020

Todos estes valores e referências são apresentados em Rollinson (1993): [¹Arth (1976); ²Fujimaki (1986); ³Nash e Crecraft (1985); ⁴Green e Pearson (1983); ⁵Gill (1981); ⁶Fujimaki et al. (1984)]. Os valores sem indicação de referência foram extraídos de Bellieni et al. (1986).

7.8. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Bellieni, G., Brotzu, P., Comin-Chiaramonti, P., Ernesto, M., Melfi, A.J., Pacca, I.G., Piccirillo, E.M. (1984). Flood Basalt to Rhyolite Suites in the Southern Paraná Plateau (Brazil): Paleomagnetism, Petrogenesis and Geodynamics Implications. *Journal of Petrology* 25(3), 579-618.
- Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L.S, Melfi, A.J., Nardy, A.J.R., Papatrechas, C., Piccirillo, E.M., Roisemberg, A., Stolfa, D. (1986). Petrogenetic Aspects of Acid and Basaltic Lavas from the Paraná Plateau (Brazil): Geological, Mineralogical and Petrochemical Relationships. *Journal of Petrology*, 27(4), 915-944.
- Boynton, W.V. (1984). Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Rare Earth Element Geochemistry*. P. Henderson, 63-114.
- Brown, G.C., Thorpe, R.S., Webb, P.C. (1984). The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society*, 141(3), 413-426.
- Bryan, S.E., Peate, I.U., Peate, D.W., Self, S., Jerram, D.A., Mawby, M.R., Marsh, J.S., Miller, J. A. (2010). The largest volcanic eruptions on Earth. *Earth-Science Reviews*, 102(3), 207-229.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 183-210.
- DePaolo, D. J. (1981). Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust–mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291, 193-196.
- DePaolo, D. J. (1988). *Neodymium isotope geochemistry: an introduction* (p. 187). Berlin: Springer-Verlag.
- Ewart, A., Marsh, J.S., Milner, S.C., Duncan, A.R., Kamber, B.S., Armstrong, R.A. (2004). Petrology and geochemistry of Early Cretaceous bimodal continental flood volcanism of the NW Etendeka, Namibia. Part 2: Characteristics and petrogenesis of the high-Ti latite and high-Ti and low-Ti voluminous quartz latite eruptives. *Journal of Petrology*, 45(1), 107-138.
- Garland, F.; Hawkesworth, C.J.; Mantovani, M.S.M. (1995). Description and Petrogenesis of the Paraná Rhyolites (*sic*), Southern Brazil. *Journal of Petrology*, 36(5), 1193-1227.
- Irvine, T.N.; Baragar, W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Le Maitre, R.W. (1989). *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the IUGS Commission on the Systematics of Igneous Rocks*. Oxford: Blackwell.
- Marsh, J.S., Ewart, A., Milner, S.C., Duncan, A.R., Miller, R.M. (2001). The Etendeka Igneous Province: magma types and their stratigraphic distribution with implications for the evolution of the Paraná-Etendeka flood basalt province. *Bulletin of Volcanology*, 62(6-7), 464-486.
- Middlemost, E.A.K. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37, 215-224.
- Nardy, A.J.R., Machado, F.B., de Oliveira, M.A.F. (2008). As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(1), 178-195.

- Neuman, H., Mead, J., Vitaliano, C.J., 1954. Trace-element variation during fractional crystallization as calculated from the distribution law. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 6, 90-100. O'Connor, J.T. (1965). *A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios*. In: US Geological Survey Professional Paper B525. USGS, 79-84.
- Peate, D.W. 1997. The Paraná-Etendeka Province, in Mahoney, J.J. & Coffin, M.F. (eds.) *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. American Geophysical Union (100), 217-245.
- Peccerillo, A.; Taylor, S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81.
- Petrelli, M., Poli, G., Perugini, D., Peccerillo, A. (2005). PetroGraph: A new software to visualize, model, and present geochemical data in igneous petrology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(7).
- Rollinson, H.R. (1993). *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Logman Group UK, Inglaterra, 352p.
- Shand, S.J. (1943). *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York: John Wiley & Sons.
- Streckeisen, A. (1978). *IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks: Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks; recommendation and suggestions*. *Neues Jahrbuch für Mineralogie. Abhandlungen*, 134, 1-14.
- Sun, S.S.; McDonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M. (1985). *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford.

CAPITULO 8 – ESTIMATIVAS DOS PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS

O modo de manifestação de uma erupção vulcânica irá sempre refletir as complexas interações físico-químicas, em diferentes escalas, que ocorrem no sistema magmático a profundidade. O estilo eruptivo e a força de erupção são controlados não apenas pela composição da fusão, que rege as características reológicas da mesma, mas também pelas condições impostas ao corpo de magma, tais como a pressão, temperatura e a estabilidade e permeabilidade da rocha encaixante.

Sendo assim, na tentativa de compreender como se deu uma erupção vulcânica e formação de seu depósito é imprescindível conhecer as características reológicas do magma, o processo de cristalização, seu teor de água, temperatura, solubilidade, viscosidade, densidade, permeabilidade, profundidade de estocagem e as variações de todas estas variáveis físico-químicas durante a história de ascensão e extrusão.

Como os sistemas sub-vulcânicos modernos não podem ser diretamente acessados, muito do que se conhece sobre rochas vulcânicas provém do estudo do material lançado, partindo da premissa de que todo o conjunto cristalizado, desde que não tenha sofrido reequilíbrio em condições *subsolidus*, representa o equilíbrio alcançado a uma única pressão, temperatura e conteúdo de voláteis, no momento em que se deu a erupção (Blundy e Cashman, 2008).

Estas três variáveis magmáticas (T, P, voláteis%) são os parâmetros mais importantes no estudo de um sistema vulcânico. Com exceção do conteúdo de voláteis, elas só podem ser estimadas de forma indireta, através de reprodução em laboratório e modelagem numérica. Estes modelos estão disponíveis na literatura e utilizam a combinação de dados obtidos por análises de química mineral e/ou química de rocha total e/ou petrografia para os cálculos.

Considerando-se que a determinação dos parâmetros intensivos é de fundamental importância para estimar as características reológicas (viscosidade, solubilidade, densidade, difusividade), optou-se por dividir este capítulo em duas partes. Na Parte-I serão apresentados os modelos e respectivos cálculos de variáveis intensivas: temperatura, pressão, fO_2 e teor de H_2O . Uma síntese dos resultados é apresentada no Item 8.4. Na Parte-II são apresentados os cálculos de solubilidade, viscosidade, fragilidade e densidade do magma. Os resultados obtidos neste capítulo serão utilizados para confecção dos modelos de petrogênese e erupção apresentados nos capítulos 9 e 10.

PARTE I

8.1 TERMÔMETROS E BARÔMETROS

Os geotermômetros e geobarômetros utilizados neste trabalho utilizam reações químicas de equilíbrio entre uma ou mais fases formadoras da rocha, sendo para isso imprescindível: (1) a prévia realização de uma criteriosa análise petrográfica, certificando-se de que a fase mineral estudada seja cognata ao magma que ascendeu e que não corresponda a um antecristal ou xenocristal; (2) testes de equilíbrio, baseados principalmente no coeficiente de partição cristal-liquido de um elemento-traço em particular.

Todos os geobarômetros utilizados neste estudo são baseados na troca de Al ortopiroxênio-liquido (dacitos Caxias do Sul) e clinopiroxênio-liquido (dacito Barros Cassal e riolito Santa Maria). A escolha das melhores estimativas foi baseada na comparação entre os resultados obtidos por distintos geobarômetros.

Quanto aos geotermômetros, oito modelos foram utilizados e as melhores estimativas também foram escolhidas com base na boa correlação de resultados. Os geotermômetros aqui utilizados foram desenvolvidos para pares de piroxênio em equilíbrio; ortopiroxênio-liquido, clinopiroxênio-liquido, plagioclásio-liquido e para saturação de fase acessória (apatita).

Procedimentos aplicados

A principal dificuldade de se utilizar os geotermômetros e barômetros é a dependência de temperatura ou pressão para barômetro e termômetros, respectivamente. Além disto, diversos destes modelos utilizam o teor de água como variável, de modo que uma boa estimativa desta variável é fundamental para obtenção de bons resultados.

Sendo assim, foram obtidas primeiramente as temperaturas de saturação da apatita, que são independentes de P , fO_2 e % H_2O . Estas temperaturas foram então utilizadas como entrada para que as primeiras estimativas piroxênio-liquido pudessem ser calculadas, assim como o teor de água (em função da pressão), obtidos pelos geohigrômetro apresentados no Item 8.3.

A partir da obtenção dos primeiros resultados, partiu-se para o refinamento dos dados, com o ajuste dos valores de entrada e constantes comparações com as estimativas obtidas por outros geotermobarômetros e principalmente, com as temperaturas de saturação do próprio mineral (Eq.8.3).

Para pressão, foram utilizados os intervalos de entrada entre 3 kbar (núcleo de fenocristais) e 1 kbar (borda de fenocristais e micrólitos). Estes valores foram obtidos mediante modelamento pelo software MELTS (Ghiorso e Sack, 1995), considerando-se a temperatura *liquidus* de saturação da apatita e teor de água solubilizada na fusão. Para efeito de comparação, alguns testes com líquidos anidros (0% de H₂O) também foram executados.

8.1.1 Temperatura de Saturação em Apatita

Este geotermômetro foi desenvolvido mediante trabalhos experimentais por Harrison e Watson (1984) que demonstraram que a solubilidade de apatita é diretamente dependente da temperatura (correlação positiva) e da concentração de SiO₂ do magma (correlação negativa), sendo ambos considerados os fatores primários que irão controlar a atividade de P₂O₅ na fusão (considerado pelos autores como único fator limitante para estabilidade da apatita).

De acordo com os autores, o comportamento da apatita numa fusão crustal, com concentrações de H₂O entre 0 a 10%, temperaturas entre 850° e 1500°C e intervalos de pressão esperados para crosta, pode ser descrita pela seguinte expressão (Eq.8.1):

$$\ln D_p^{\text{apatite/melt}} = \left[\frac{8400 + ((\text{SiO}_2 - 0,5) 2,64 \times 10^4)}{T} \right] - [3,1 + (12,4 (\text{SiO}_2 - 0,5))] \quad (8.1)$$

, sendo $D_p^{\text{apatite/melt}}$ o coeficiente de partição do fósforo entre apatita e o líquido, T a temperatura absoluta e SiO₂ a fração em peso de sílica na fusão (entre 45 e 75%) obtida por análise de química de rocha total. As variações de outros componentes, como Ca, fO₂ e F, aparentemente não afetam a solubilidade e estabilidade da apatita no magma e podem ser ignoradas. Todos os valores calculados são apresentados na tabela 8.1.

Pelo modelo, as temperaturas de saturação de apatita nos magmas da Sequência Santa Maria variam entre 982 e 1005°C, com valor médio de 992°C (n=31). Para as rochas da Sequência Caxias do Sul as temperaturas do magma variam entre 995 e 1008°C, com valor médio de 1000°C (n=17) e para os dacitos da Sequência Barros Cassal a temperatura dos dacitos foi calculada entre 989 e 1005°C com valor médio de 992,7 (n=9).

Tab. 8.1 Estimativas de temperatura (°C) de saturação em apatita, segundo modelo de Harrison e Watson (1984), para amostras das três sequências vulcânicas ácidas estudadas.

DACITO BARROS CASSAL		CAXIAS DO SUL (DACITO)		SANTA MARIA (RIOLITO)			
RS73A	989,1	RS85	996,9	RS73B	988,3	GX21B	1006,5
GX13	990,2	GX02	998,3	RS73C	993,4	GX23	987,2
GX15	997,5	GX03A	1000,4	RS74A	995,9	GX26	995,6
GX22	971,2	GX03B	1002,9	TF2B	990,5	GX28	997,2
GX59	1005,3	GX03C	1006,3	RS82A	986,8	GX34	991,9
GX27M	989,8	GX03D	1001,4	RS96	991,5	GX35	991,7
GX95	993,4	GX07	997,1	RS97A	995,2	GX36	989,1
GX112	995,6	GX07ob	1004,2	RS97B	997,1	GX65A	981,2
GX131	990,0	GX25	998,2	RS98C	999,6	GX65E	991,0
ANDESITO BARROS CASSAL		GX43A	1001,4	GX04T	1005,2	GX65F	989,0
GX58	990,5	GX93	1000,8	GX04B	997,4	GX108	990,9
GX94	893,4	GX98B	1003,3	GX05	993,5	GX109	994,9
GX113	894,0	GX98T	999,9	GX16	995,7	GX111	992,1
GX145	997,1	GX101	999,6	GX19	996,4	GX115	991,3
		GX118	1009,0	GX21A	993,4	GX140	989,6

8.1.2 Ortopiroxênio-Líquido

O termômetro baseado no equilíbrio ortopiroxênio-líquido foi primeiramente desenvolvido por Beattie (1993) e posteriormente aprimorado em duas equações por Putirka (2008). As equações desenvolvidas por Putirka são aplicáveis para rochas saturadas em ortopiroxênio, com 33 a 77% de SiO₂ e 0 a 14,2% de H₂O; temperaturas de 750 a 1600°C e pressões de 0,0001 a 11GPa.

A equação 8.2 (ref. Eq.28a de Putirka, 2008) utiliza os componentes do líquido e ortopiroxênio em equilíbrio, bem como pressão e teor de água da fusão, para calcular a temperatura de cristalização ($\pm 23^\circ\text{C}$):

$$\frac{10^4}{T(^{\circ}\text{C})} = 4,07 - 0,329[P(\text{GPa})] + 0,12[H_2O^{liq}] \quad (8.2)$$

$$+ 0,567 \text{Ln} \left[\frac{X_{\text{Fm}_2\text{Si}_2\text{O}_6}^{opx}}{(X_{\text{SiO}_2}^{liq})^2 (X_{\text{FeO}}^{liq} + X_{\text{MnO}}^{liq} + X_{\text{MgO}}^{liq})^2} \right] - 3,06[X_{\text{MgO}}^{liq}]$$

$$- 6,17[X_{\text{K}_{0,5}}^{liq}] + 1,89[Mg^{\#liq}] + 2,57[X_{\text{Fe}}^{opx}]$$

, sendo $X_{Fm_2Si_2O_6}^{opx}$ a fração molar de $Fm_2Si_2O_6$ (enstatita+ferrosilita, EnFs), calculado na base de 6 oxigênios e $Fm=Fe+Mn+Mg$ (Putirka, 2008). Como critério de controle de qualidade analítica, utilizaram-se apenas análises com soma dos cátions dentro do intervalo 3,97-4,03.

A segunda equação, Eq.8.3 (Ref. Eq.28b de Putirka, 2008), permite o cálculo da temperatura de saturação de ortopiroxênio na fusão, utilizando apenas componentes do líquido, além da pressão e teor de água:

$$T(^{\circ}C) = \{5573,8 + 587,9 P(GPa) - 61[P(GPa)]^2\} / \{5,3 - 0,633Ln(Mg\#^{liq}) - 3,97(C_{NM}^L) + 0,06NF + 24,7(X_{CaO}^{liq}) + 0,081H_2O^{liq} + 0,156P(GPa)\} \quad (8.3)$$

Sendo, C_{NM}^L a soma das frações catiônicas de MgO, CaO, FeO e MnO do líquido e NF cálculo em função das frações catiônicas de Al_2O_3 e TiO_2 (maiores detalhes em Beattie, 1993). H_2O^{liq} corresponde a % em peso de H_2O na fase líquida do magma.

Para estimativa de pressão utilizou-se a equação Eq.8.4 (Ref. Eq. 29a de Putirka, 2008), barômetro calibrado a partir da troca dos componentes $NaAl_2SiO_6$ (jadeíta) e $FmAl_2SiO_6$ (sendo $Fm=Fe+Mg+Mn$) entre ortopiroxênio e líquido. Segundo o autor, o componente $FmAl_2SiO_6$ no mineral tende a aumentar com o aumento de pressão (de 1 atm a 5 kbar). A margem de erro deste barômetro de $\pm 2,6$ kbar.

$$P(kbar) = -13,97 + 0,0129T(^{\circ}C) + 0,001416T(^{\circ}C) \ln \left[\frac{X_{NaAlSi_2O_6}^{opx}}{X_{NaO_{0,5}}^{liq} X_{AlO_{1,5}}^{liq} (X_{Si_2}^{liq})^2} \right] - 19,64(X_{Si_2}^{liq}) + 47,49(X_{MgO}^{liq}) + 6,99(X_{Fe}^{opx}) + 37,37(X_{FmAl_2SiO_6}^{opx}) + 0,748(H_2O^{liq}) + 79,67(X_{NaO_{0,5}}^{liq} + X_{KO_{0,5}}^{liq}) \quad (8.4)$$

8.1.2.1 Teste de Equilíbrio

Para o teste de equilíbrio entre cristais e rocha total deve-se utilizar o valor $K_D(Fe - Mg)^{opx-liq} = 0,29 \pm 0,06$, valor que independe de T e P, mas que tende a decrescer com o aumento do conteúdo de sílica do magma (Putirka, 2008).

Na Figura 8.1 é apresentado o diagrama Rhodes (Dungan et al. 1978; Rhodes et al. 1979) desenvolvido para o desequilíbrio olivina-líquido mas que também pode ser aplicado ao ortopiroxênio (Putirka, 2008). Este diagrama além de testar o equilíbrio (faixa de erro delimitada pelas linhas pontilhadas) fornece também informações sobre as causas do

desequilíbrio (indicado pelas setas na figura). Nas amostras analisadas do dacito Caxias do Sul (Fig.8.1), o *trend* vertical formado pelos distintos cristais com relação a um mesmo líquido, segundo Rhodes et al. (1979), é consistente com processos de diferenciação em sistema fechado, embora não seja exclusivo.

O teste de equilíbrio da figura 8.1 (e tabela 8.3) confirma que apenas as bordas e zonas internas de fenocristais de ortopiroxênio da amostra GX101 estão em equilíbrio com a composição da rocha total, enquanto os núcleos destes fenocristais estão em desequilíbrio. Os cristais analisados das amostras GX03D e GX07ob também não se encontram em equilíbrio com a composição da rocha total. Por outro lado, algumas análises de borda de fenocristal e centro de microfenocristais oriundos destas duas últimas amostras estão em equilíbrio com a composição da amostra GX101 (amostras identificadas como 7OB e 3D na tabela 8.3).

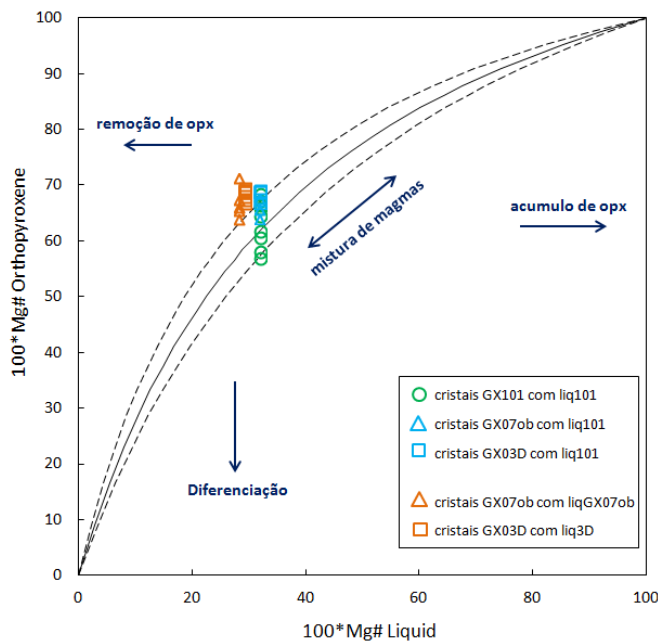


Fig.8.1 Diagrama Rhodes para teste de equilíbrio de opx-líquido, de Putirka (2008). O equilíbrio é dado por $K_D(\text{Fe-Mg})_{\text{opx-liq}} = 0,29 \pm 0,06$. Se o ortopiroxênio estiver em equilíbrio com a composição da rocha total ou vidro então o ponto irá coincidir com linha sólida, dentro do limite de erro estabelecido pelas linhas tracejadas. Uma utilidade adicional deste diagrama é que os desvios (trends das amostras projetadas) podem ser usados para explicar o desequilíbrio no sistema, conforme indicado pelas setas.

8.1.2.2 Resultados

Mediante o modelo Eq.8.2, para temperaturas de equilíbrio opx-líquido, foram obtidas as temperaturas de $1014 \pm 3^\circ\text{C}$ (n=3) e $1051 \pm 10^\circ\text{C}$ (n=6), sendo que o conjunto de temperaturas mais elevadas correspondem aquelas com $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{cpx-liq}}$ próximo a 0,23 (Figura 8.2a.). A temperatura de saturação do mineral no líquido (Eq.8.3), por outro lado, resultou em valores de $986 \pm 8^\circ\text{C}$ (n=9).

Para o cálculo destas temperaturas considerou-se pressões de 3 kbar (centro de microfenocristais) e 1 kbar (borda de microfenocristais e micrólitos), com 1,5 e 1% de água, respectivamente.

Na Figura 8.2 é apresentado um diagrama com as temperaturas obtidas pelos dois modelos e a pressão calculada segundo a equação 8.4. O segundo diagrama apresenta as variações da temperatura de saturação de piroxênio no líquido (amostra GX03D, GX101, GX07ob) em função da mudança de pressão (entre 0 e 6 kbar). Neste mesmo diagrama também são plotadas duas faixas de temperatura *liquidus* obtidas pelo software MELTS (Ghiorso e Sack, 1995) para composições do Caxias do Sul com 2% de H₂O na fusão (faixa azul) e 1% de H₂O (faixa amarela).

Tab. 8.2 Estimativas de temperatura e pressão para análises de cristais de ortopiroxênio e líquido, com K_D (Fe-Mg)^{opx-liq} = 0,29±0,06.

SEQUÊNCIA CAXIAS DO SUL									
Análise	C1P5	D1P2	E4P2	D3P1	7.IMG6	7.IMG6	7.AE.2	3D.1F.1	3D.1F.2
fase	z.feno	b.feno	b.feno	c.micro	microl	microl	microl	c.feno	b.feno
SiO₂	51,03	52,36	51,74	51,32	50,37	50,36	50,61	52,63	52,21
TiO₂	0,333	0,358	0,253	0,397	0,419	0,336	0,320	0,400	0,293
Al₂O₃	0,985	1,058	0,752	0,754	0,855	0,761	0,963	1,354	1,367
FeO_t	24,00	20,24	24,44	25,12	18,60	20,52	19,04	20,59	20,39
MnO	0,824	0,550	0,815	0,865	0,684	0,738	0,582	0,512	0,437
MgO	20,66	23,33	19,00	18,58	19,80	20,34	22,10	23,16	23,62
CaO	1,79	1,94	4,12	3,49	4,81	3,81	2,15	1,82	1,98
Na₂O	0,051	0,035	0,027	0,035	0,072	0,045	0,022	0,044	0,000
K₂O	0,001	0,005	0,000	0,024	0,062	0,002	0,013	0,016	0,007
NiO	0,000	0,042	0,001	0,006	0,003	0,000	0,030	0,000	0,000
Cr₂O₃	0,011	0,060	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
K_D¹	0,30	0,23	0,34	0,35	0,25	0,26	0,23	0,23	0,23
T(°C)²	1016,5	1051,0	1017,4	1011,3	1059,7	1038,3	1061,4	1048,5	1047,2
T.Sat.³	995,9	985,9	985,9	988,7	977,6	977,6	991,5	991,8	983,1
P(kbar)⁴	1,06	0,20		0,31	1,14	0,21		0,78	

¹ K_D : teste de equilíbrio = $K_D(Fe-Mg)^{opx-liq} = 0,29 \pm 0,06$; ³ T.Sat.T(°C): Temp. saturação segundo Eq.8.3;
² T(°C): Temperatura segundo Eq.8.2; ⁴ P(kbar): pressão segundo Eq.8.4
c.feno: centro de fenocristal; z.feno: zona de fenocristal; b.feno: borda de fenocristal; microl: micrótilo

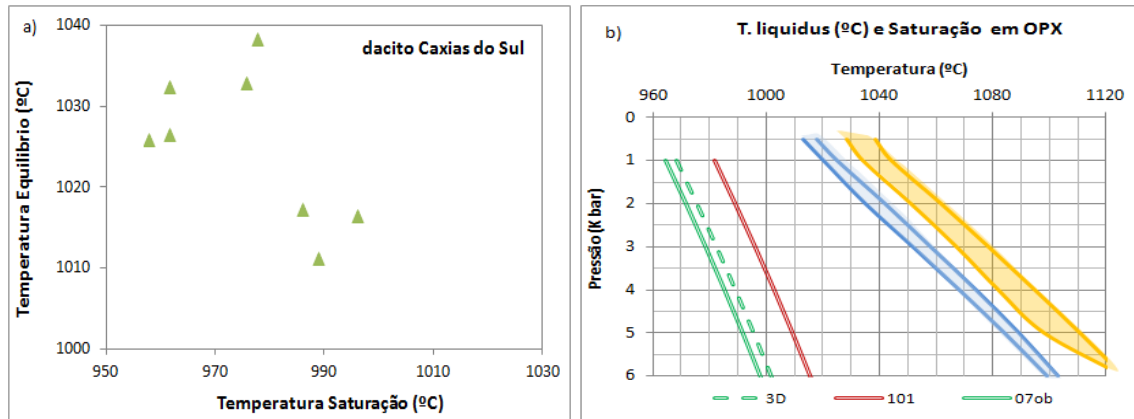


Fig. 8.2 (a) Diagramas para temperatura de equilíbrio vs temperatura de saturação de ortopiroxênio no líquido. Valores estimados a partir de geotermômetros desenvolvidos por Putirka et al. (2003) e Putirka (2008) (Eq. 8.2 a 8.4); b) Diagrama para temperatura de saturação de ortopiroxênio vs pressão de três composições Caxias do Sul calculadas segundo modelo de Putirka (2008) (Eq.8.3, triângulos verdes no diagrama a esquerda). Para efeito de comparação também foram plotadas faixas de temperaturas *liquidus* (para as mesmas composições de rocha total) segundo modelo MELTS de Ghiorso e Sack, (1995); a faixa azul corresponde às estimativas com 2% de H₂O e a faixa amarela com 1% de H₂O.

8.1.3 Clinopiroxênio-Líquido

Modelos para estimativas de temperatura e pressão desenvolvidos a partir da relação de equilíbrio clinopiroxênio-líquido puderam ser aplicados em todas as unidades aflorantes (Caxias do Sul, Barros Cassal e Santa Maria). Estes termômetros e barômetros foram todos calibrados e/ou apresentados em Putirka (2008).

8.1.3.1 Teste de Equilíbrio

Para correta aplicação destes modelos é necessário realizar o teste de equilíbrio, baseado no coeficiente de troca $K_D(Fe - Mg)^{cpx-liq} = 0,27 \pm 0,03$. Para comparação, Putirka (2008) também sugere a aplicação de uma equação levemente dependente da temperatura, em que o resultado deve estar dentro do intervalo $0,28 \pm 0,08$:

$$\ln K_D(Fe - Mg)^{cpx-liq} = -0,107 - \frac{1719}{T(K)} \quad (8.5)$$

Um terceiro teste de equilíbrio é sugerido por Rhodes et al. (1979) e Putirka (1999, 2005), e corresponde ao equilíbrio entre os valores observados e calculados de DiHd, EnFs, Jd, etc para uma dada composição mineral (Putirka, 2008), conforme diagrama na Figura 8.3. Este teste foi aplicado para clinopiroxênios presentes no dacito Barros Cassal. Não obstante, qualquer análise em que a soma dos cátions do clinopiroxênio (fração catiônica na base de 6 oxigênios) se encontre fora do intervalo $4 \pm 0,03$ também foi descartada.

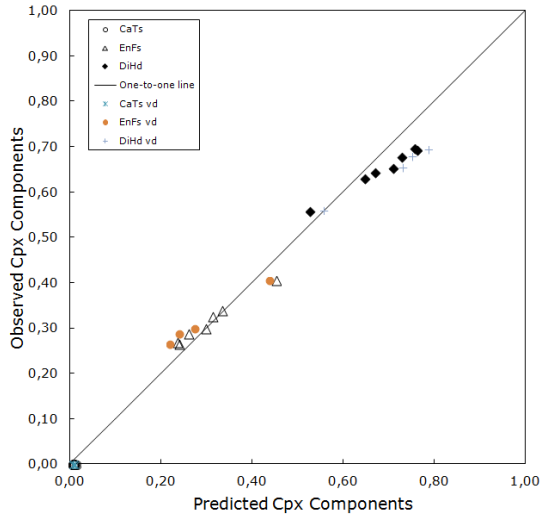


Fig. 8.3 Teste de equilíbrio para cristais de clinopiroxênio presentes no dacito Barros Cassal, segundo Putirka (2005).

8.1.3.2 Termômetros

A equação 8.6 corresponde ao termômetro calibrado por Putirka (2008 - Ref. Eqn.34) desenvolvido para estimar a temperatura sob a qual o líquido torna-se saturado em clinopiroxênio, em função da pressão.

$$\frac{10^4}{T(K)} = 6,39 + 0,076(H_2O^{liq}) - 5,55(X_{CaO}^{liq} X_{SiO_2}^{liq}) - 0,386 \ln(X_{MgO}^{liq}) - 0,046P(kbar) + 2,2 \times 10^{-4}[P(kbar)]^2 \quad (8.6)$$

A equação seguinte, Eq.8.7, oferece uma estimativa da temperatura de equilíbrio entre clinopiroxênio e líquido (Ref. Eq.33 de Putirka, 2008), com margens de erro de $\pm 52-60^\circ\text{C}$.

$$\frac{10^4}{T(K)} = 7,53 - 0,14 \ln \left(\frac{X_{Jd}^{cpx} X_{CaO}^{liq} X_{Fm}^{liq}}{X_{DiHd}^{cpx} X_{Na}^{liq} X_{Al}^{liq}} \right) + 0,07(H_2O^{liq}) - 14,9(X_{CaO}^{liq} X_{SiO_2}^{liq}) - 0,08 \ln(X_{TiO_2}^{cpx}) - 3,62(X_{NaO_{0,5}}^{liq} + X_{KO_{0,5}}^{liq}) - 1,1(Mg\#^{liq}) - 0,18 \ln(X_{EnFs}^{cpx}) - 0,027P(kbar) \quad (8.7)$$

Ambos os termômetros consideram o teor de água no líquido (H_2O^{liq}). A Eq.8.7 é baseada no equilíbrio de troca Jd-DiHd no clinopiroxênio, sendo Jd=jadeíta; DiHd= Diopsídio+Hedenbergita e EnFs= Enstatita-Ferrossilita (componentes do clinopiroxênio calculados conforme procedimentos normativos de Putirka et al., 2003).

A equação Eq.8.8 corresponde ao modelo original de Putirka et al. (2003) para equilíbrio de troca Jd-DiHd, em que o teor de água não é considerado como variável.

$$\begin{aligned} \frac{10^4}{T(K)} = & 4,60 - 4,37 \times 10^{-1} \ln \left[\frac{[Jd^{cpx} Ca^{liq} Fm^{liq}]}{[DiHd^{cpx} Na^{liq} Al^{liq}]} \right] - 6,54 \times 10^{-1} \ln[Mg^{liq}] - 3,26 \\ & \times 10^{-1} \ln[Na^{liq}] - 6,32 \times 10^{-3} [P(kbar)] - 0,92 \ln [Si^{liq}] + 2,74 \\ & \times 10^{-1} \ln[Jd^{cpx}] \end{aligned} \quad (8.8)$$

8.1.3.3 Barômetros

Entre todos os barômetros desenvolvidos para clinopiroxênio e apresentados por Putirka (2008), dois puderam ser aplicados nas rochas ácidas estudadas. O barômetro da equação Eq. 8.9 (Ref. Eq.32c de Putirka, 2008) foi desenvolvido pelo próprio autor supracitado e se baseia na partição do Al entre clinopiroxênio e líquido.

$$\begin{aligned} P(kbar) = & -57,9 + 0,0475T(K) - 40,6(X_{FeO}^{liq}) - 47,7(X_{FeO}^{liq}) + 0,676(H_2O^{liq}) \\ & - 153 \left(X_{CaO_{0,5}}^{liq} X_{SiO_2}^{liq} \right) + 6,89 \left(\frac{X_{Al}^{cpx}}{X_{AlO_{1,5}}^{liq}} \right) \end{aligned} \quad (8.9)$$

Sendo X_{Al}^{cpx} o número total de átomos de Al no clinopiroxênio, com cátions calculados na base de 6 oxigênios ($X_{Al}^{cpx} = X_{Al(IV)}^{cpx} + X_{Al(VI)}^{cpx}$) e intervalo de erro de ± 5 kbar.

A segunda equação (Eq.8.10) foi desenvolvida por Putirka et al. (2003) para magmas hidratados de composição intermediária a ácida ($SiO_2 < 71,3\%$). Esta equação é baseada, assim como o termômetro Eq.8.8, no equilíbrio de troca dos componentes Jd-DiHd do clinopiroxênio, conforme descrito a seguir:

$$\begin{aligned} P(kbar) = & -88,3 + 2,82 \times 10^{-3} T(K) \ln \left[\frac{[Jd^{cpx}]}{[Na^{liq} Al^{liq} (Si^{liq})^2]} \right] + 2,19 \times 10^{-2} T(K) \\ & - 25,1 \ln[Ca^{liq} Si^{liq}] + 7,03[Mg^{liq}] + 12,4 \ln[Ca^{liq}] \end{aligned} \quad (8.10)$$

8.1.3.4 Resultados

Todas as estimativas de temperatura e pressão obtidas mediante modelos de clinopiroxênio-líquido de Putirka et al., (2003) e Putirka (2008) são apresentados na Tabela 8.3 e na Figura 8.4.

Segundo cálculos, a temperatura de saturação de clinopiroxênio no líquido riolítico Santa Maria seria de $965 \pm 10^\circ\text{C}$, e as temperaturas de equilíbrio do líquido com os cristais são em média mais elevadas, variando entre 953 e 995°C (média de 980°C ; $n=14$). As pressões foram estimadas de 200 a 800 bars (média de 450 bars, $n= 17$). Pela Eq.8.8, que não considera a H_2O como variável, as temperaturas de cristalização ficam mais elevadas, variando entre 977 e 1020°C , com média de 992°C ($n=14$).

Para o dacito Caxias do Sul, a temperatura de saturação para clinopiroxênio é de 1013 - 1023°C (média de 1016°C ; $n=6$), com temperatura de equilíbrio variando entre 952 e 1002°C , segundo as equações 8.8 e 8.9, e pressões de 1,2 a 1,9 kbar. A estimativa de 3,14 kbar obtida para o cristal CP21 foi descartada, pois o mesmo corresponde a um micrólito.

Para os dacitos Barros Cassal a temperatura de saturação em clinopiroxênio é de 1008°C , enquanto que as temperaturas de equilíbrio entre os cristais existentes e o líquido (rocha total) é de 941 - 1019°C com média de 973°C ($n=7$) pela equação 8.7 e de 972 - 1019°C , com média de 986°C ($n=6$) pela equação 8.8. As pressões para cristalização do clinopiroxênio em equilíbrio com o líquido foram calculadas em 0,05 a 1,16 kbar, com média de 0,46 kbar ($n=5$).

Tab. 8.3 Estimativas de temperatura e pressão para algumas análises de cristais de clinopiroxênio e líquido, com $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{opx-liq}} = 0,27 \pm 0,03$.

Amostra	SEQUENCIA SANTA MARIA								
	E05	A.1	C.2	F.3	C14C	C14B	C.A	C.B	B.px8
fase	mf	mf	mf	c. feno	c. feno	c. feno	mf	mf	mf
SiO ₂	48,58	48,06	49,17	51,09	50,35	51,00	50,63	49,83	51,11
TiO ₂	0,239	0,356	0,282	0,341	0,357	0,391	0,263	0,332	0,294
Al ₂ O ₃	0,911	0,644	0,678	0,673	0,991	0,787	0,772	0,768	0,608
FeO _t	28,87	29,50	29,51	29,12	29,16	28,99	29,17	28,89	29,31
MnO	1,050	1,091	1,047	1,312	1,304	1,302	1,345	1,261	1,354
MgO	13,27	13,45	13,96	13,67	13,82	13,69	14,43	13,01	13,89
CaO	3,10	5,64	3,80	4,30	3,94	3,88	3,11	4,82	3,69
Na ₂ O	0,081	0,048	0,071	0,049	0,049	0,048	0,057	0,067	0,036
K ₂ O	0,086	0,022	0,013	0,019	0,019	0,017	0,021	0,045	0,029
Cr ₂ O ₃							0,007	0,019	
H ₂ O ^{liq}	0,8	0,8	0,8	1,0	1,0	0,6	0,8	1,0	0,8
KD ¹	0,30	0,30	0,29	0,29	0,29	0,29	0,28	0,30	0,29
T.Sat. ²	957,4	957,4	957,4	965,4	965,4	959,7	957,4	955,1	957,4
T(°C) ³	994,9			977,1	981,1	978,8	986,6	974,7	971,2
T(°C) ⁴				979,7	989,4	988,4	1008,0	977,6	982,4
P(kbar) ⁵	0,45	0,51	0,57	0,06	0,83		0,25	0,65	
P(kbar) ⁶		0,00	0,00	0,53	0,55	0,46	1,09	1,71	

Amostra	SEQUENCIA SANTA MARIA								
Análise	A.px3	D.22	H.46	.X.b	G.38	B.09	C.11	C.18	c.19
fase	mf	mf	mf	mf	c. feno	c. feno	c. feno	c. feno	c. feno
SiO ₂	50,46	50,44	50,39	50,43	51,00	51,63	50,54	51,21	51,03
TiO ₂	0,353	0,301	0,259	0,327	0,208	0,132	0,302	0,405	0,303
Al ₂ O ₃	0,678	0,663	0,650	0,705	0,657	0,722	1,078	0,677	0,717
FeO _t	29,14	30,70	29,74	29,99	30,02	27,42	27,76	28,36	27,60
MnO	1,232	1,359	1,356	1,359	1,351	1,207	1,294	1,245	1,253
MgO	13,51	13,98	14,05	13,70	14,30	16,50	14,55	14,58	16,42
CaO	3,88	3,33	3,82	3,49	3,40	3,19	3,24	4,52	3,16
Na ₂ O	0,036	0,066	0,097	0,013	0,078	0,042	0,039	0,082	0,034
K ₂ O	0,020	0,012	0,012	0,010	0,022	0,019	0,219	0,012	0,016
Cr ₂ O ₃	0,005	0,008			0,028	0,012			
H ₂ O ^{liq}	0,8	0,8	0,8	0,6	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
K_D¹	0,29	0,30	0,29	0,30	0,29	0,24	0,27	0,28	0,24
T.Sat.²	957,4	957,4	957,4	959,7	965,4	976,3	976,3	976,3	976,3
T(°C)³	969,7			953,6	994,7	987,4	986,9	984,9	
T(°C)⁴	978,2			960,9	1009,5	1016,6	1020,2	998,0	
P(kbar)⁵		0,51	0,48	0,04	0,57	0,20		0,37	0,45
P(kbar)⁶		0,00	0,00		2,17			0,48	0,00

¹ K_D: teste de equilíbrio = K_D(Fe-Mg)^{opx-liq} = 0,27±0,03

Amostra	CAXIAS DO SUL					
Análise	C1P4	F2P1	F2P2	F3P1	C3P1	C2P1
fase	b.feno	c.feno	b.micro	c.micro	micro	micro
SiO ₂	49,99	49,63	49,06	50,35	50,22	48,88
TiO ₂	0,622	0,422	1,641	0,536	0,602	0,783
Al ₂ O ₃	1,507	1,708	1,701	1,620	1,706	2,419
FeO _t	14,48	13,01	14,65	13,60	13,54	14,92
MnO	0,553	0,558	0,618	0,505	0,491	0,524
MgO	14,71	14,43	13,28	14,66	13,78	13,85
CaO	17,53	17,51	16,56	17,50	17,95	17,24
Na ₂ O	0,194	0,250	0,238	0,186	0,192	0,246
K ₂ O	0,013	0,000	0,022	0,000	0,022	0,039
Cr ₂ O ₃	0,014	0,001	0,036	0,022	0,011	0,009
H ₂ O ^{liq}	1,1	1,5	1,1	1,5	1,1	1,1
KD¹	0,26	0,24	0,29	0,24	0,26	0,28
T.Sat.²	1013,3	1023,3	1013,3	1023,3	1013,3	1013,3
T(°C)³		952,4			976,4	
T(°C)⁴		969,1			1002,3	
P(kbar)⁵	1,17	1,91	1,64	1,68	1,61	3,14
P(kbar)⁶	0,00		0,00	0,00		0,00

Amostra	BARROS CASSAL					
Análise	22.42.1 RT	22.6B.B RT	22.6C.B RT	22.43 RT	22.2 RT	22.45 RT
SiO ₂	49,91	48,91	50,14	50,30	50,09	49,33
TiO ₂	0,637	0,778	0,557	0,700	0,634	0,682
Al ₂ O ₃	1,695	2,143	1,381	1,649	1,753	2,080
FeO _t	15,15	14,34	16,01	17,48	14,31	14,05
MnO	0,386	0,424	0,528	0,453	0,446	0,423
MgO	14,01	12,98	13,77	14,09	13,86	13,70
CaO	16,46	17,65	15,98	14,37	17,39	16,57
Na ₂ O	0,221	0,275	0,197	0,183	0,222	0,238
K ₂ O	0,003	0,000	0,021	0,000	0,001	0,008
Cr ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,000	0,019	0,012
H ₂ O ^{liq}	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5
T.Sat. ²	1007,6	1007,6	1007,6	1007,6	1007,6	1007,6
T(°C) ³	968,4	985,2	941,0	999,6	974,2	1006,9
T(°C) ⁴	972,3	995,6	939,8	1007,9	980,8	1019,7
P(kbar) ⁵	0,05	1,08			0,16	0,90
P(kbar) ⁶						

¹ K_D : teste de equilíbrio = $K_D(Fe-Mg)^{opx-liq} = 0,27 \pm 0,03$

² T.Sat.: Temp. Saturação segundo Eq.8.6

³ T(°C): Temperatura segundo Eq.8.7.

⁴ T(°C): Temperatura segundo Eq.8.8;

⁵ P(kbar): pressão segundo Eq.8.9

⁶ P(kbar): pressão segundo Eq.8.10

c.feno: centro de fenocristal; microf: microfenocristal

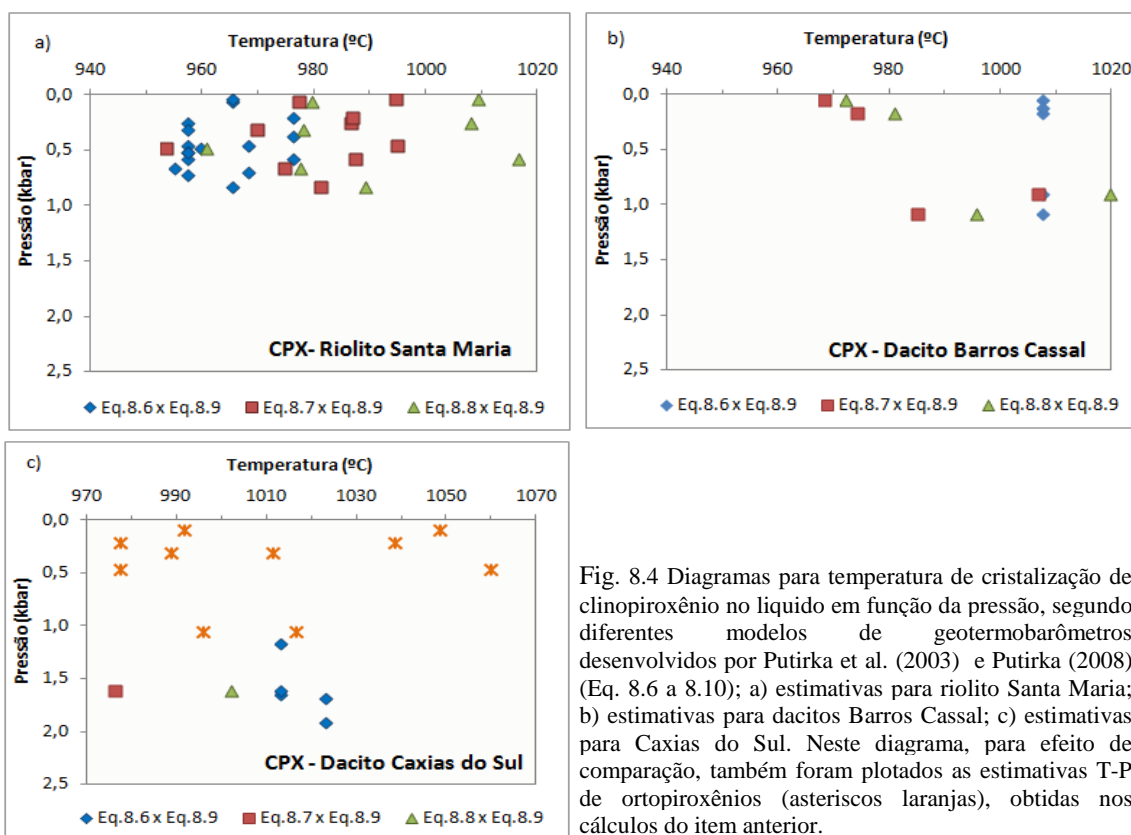
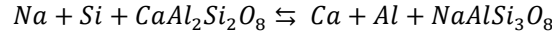


Fig. 8.4 Diagramas para temperatura de cristalização de clinopiroxênio no líquido em função da pressão, segundo diferentes modelos de geotermobarômetros desenvolvidos por Putirka et al. (2003) e Putirka (2008) (Eq. 8.6 a 8.10); a) estimativas para riolito Santa Maria; b) estimativas para dacitos Barros Cassal; c) estimativas para Caxias do Sul. Neste diagrama, para efeito de comparação, também foram plotados as estimativas T-P de ortopiroxênios (asteriscos laranjas), obtidas nos cálculos do item anterior.

8.1.5 Plagioclásio-Líquido

O primeiro geotermômetro plagioclásio-líquido foi apresentado por Kudo e Weill (1970) e se baseia-se na reação de troca de equilíbrio dos componentes anortita e albita entre o cristal e o líquido magmático, sendo:



Posteriores refinamentos e novas calibrações baseadas no geotermômetro de Kudo e Weill permitiram que o termômetro plagioclásio-líquido pudesse ser aplicado a uma maior variedade composicional de rochas (e.g. Mathez, 1973; Stormer, 1975; Marsh et al., 1990; Sugarawa, 2001; Ghiorso et al., 2002; Putirka, 2005).

Para o presente estudo foram utilizados dois modelos de Putirka, ambos dependentes da pressão e que utilizam o teor de H₂O no líquido como variável. O modelo apresentado como Eq.8.11 (Ref. Eqn.24a de Putirka, 2008), com erro de $\pm 38^\circ\text{C}$, corresponde à calibração do termômetro de Putirka (2005), que já é um refinamento dos modelos de Ghiorso et al. (2002) e Sugawara (2001):

$$\frac{10^4}{T(K)} = 6,12 + 0,257 \ln \left(\frac{X_{An}^{pl}}{X_{CaO}^{liq} (X_{AlO_{1,5}}^{liq})^2 (X_{SiO_2}^{liq})^2} \right) - 3,166(X_{CaO}^{liq}) - 3,137 \left(\frac{X_{AlO_{1,5}}^{liq}}{X_{AlO_{1,5}}^{liq} + X_{SiO_2}^{liq}} \right) \quad (8.11)$$

$$+ 1,216(X_{Ab}^{pl})^2 - 2,475 \times 10^{-2}[P(kbar)] + 0,2166(H_2O^{liq})$$

Sendo $X_{An}^{pl} = X_{Ca}^{pl} / (X_{Ca}^{pl} + X_{NaO_{0,5}}^{pl} X_{KO_{0,5}}^{pl})$ e $X_{Ab}^{pl} = X_{NaO_{0,5}}^{pl} / (X_{Ca}^{pl} + X_{NaO_{0,5}}^{pl} X_{KO_{0,5}}^{pl})$, com X_j^i o componente calculado como fração catiônica; liq: líquido e pl: plagioclásio

O segundo modelo, Eq.8.12, corresponde ao modelo Eqn.26 de Putirka (2008) e oferece uma estimativa da temperatura de saturação do plagioclásio no líquido silicático a uma determinada pressão. Segundo Mollo et al. (2011), este é o modelo que oferece estimativas de temperatura que mais se aproximam as temperaturas reais em seus experimentos de equilíbrio.

$$\frac{10^4}{T(K)} = 10,86 - 9,7654(X_{SiO_2}^{liq}) + 4,241(X_{CaO}^{liq}) - 55,56 (X_{CaO}^{liq} X_{AlO_{1,5}}^{liq}) \quad (8.12)$$

$$+ 37,50 (X_{KO_{1,5}}^{liq} X_{AlO_{1,5}}^{liq}) + 11,206(X_{SiO_2}^{liq})^3 - 3,151 \times 10^{-2}[P(kbar)]$$

$$+ 0,1709(H_2O^{liq})$$

Putirka (2005) apresenta um barômetro plagioclásio-liquido, sendo que o próprio autor, em artigo de 2008, não recomenda sua utilização devido ao grande intervalo de incerteza nas estimativas ($\pm 2,47$ kbar), principalmente para altas pressões. A utilização deste modelo nas rochas ácidas estudadas resultou em pressões de 0,8 a 3,4 kbar para centros de fenocristais e de 1,2 a 4,5 kbar para as bordas. Devido a esta inconsistência das estimativas, optou-se pela não utilização do modelo.

Para teste de equilíbrio o autor sugere a utilização do valor K_D (An-Ab)^{plg-liq} (Eq.8.14) devendo ser $0,10 \pm 0,05$ para $T < 1050^\circ\text{C}$ e de $0,27 \pm 0,11$ para $T > 1050^\circ\text{C}$:

$$K_D(\text{An} - \text{Ab})^{\text{pl-liq}} = \frac{X_{\text{Ab}}^{\text{pl}} X_{\text{AlO}_{1,5}}^{\text{liq}} X_{\text{CaO}}^{\text{liq}}}{X_{\text{An}}^{\text{pl}} X_{\text{Na}_{0,5}}^{\text{liq}} X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}}} \quad (8.13)$$

8.5.1.1 Resultados

De acordo com os termômetros plagioclásio-liquido, os cristais de plagioclásio analisados nos riolitos Santa Maria teriam estado em equilíbrio com o magma a temperaturas entre 932 e 961°C (com temperatura de saturação entre 949 - 967°C), considerando pressões de $0,5$ a 3 kbar e teores de H_2O de $0,8$ a $1,4\%$ (segundo modelo de Putirka et al., 2003). Maiores detalhes sobre a obtenção de estimativas de água serão dados no próximo item (8.3).

Para os dacitos Caxias do Sul, foram estimadas temperaturas de saturação entre 970 e 975°C , com temperaturas de equilíbrio plagioclásio-liquido entre 970 e 985°C . Para os cálculos foram considerados teores de H_2O entre $2,0$ e $2,5\%$ (segundo modelo de Putirka et al., 2003) e pressões de $0,5$ a 3 kbar.

Para os dacitos Barros Cassal, as temperaturas de saturação ficaram entre 1019 e 1022°C , com temperaturas de equilíbrio entre plagioclásio e liquido variando entre 994 - 1010°C (média de 1006°C , $n=17$). Estas temperaturas foram estimadas considerando-se teores de $1,75$ a $2,0\%$ de H_2O e 1 kbar de pressão.

As temperaturas calculadas e os respectivos diagramas estão apresentados na Tabela 8.4 e Figura 8.5.

Tab. 8.4 Estimativas de temperatura e pressão para algumas análises de cristais de plagioclásio e líquido, com K_D $(An-Ab)^{plg-liq} = 0,10 \pm 0,05$.

Amostra	SANTA MARIA							
Análise	108.A.1	108.A.3	108.A.a	35.c.09a	35.d.17a	23.a.1	35.c.10a	23.f.18a
fase	c.feno	c.feno	c.feno	c.feno	c.feno	c.feno	int zona	int zona
SiO ₂	53,67	54,07	54,21	55,67	56,98	53,33	54,46	55,87
TiO ₂	0,005	0,005	0,113	0,014	0,000	0,005	0,077	0,000
Al ₂ O ₃	28,783	28,981	28,751	27,795	26,450	27,433	28,346	27,071
FeO ^t	0,98	0,98	1,02	0,92	0,99	0,97	1,16	0,91
MnO	0,018	0,026	0,050	0,036	0,055	0,028	0,041	0,006
MgO	0,08	0,11	0,10	0,07	0,09	0,06	0,07	0,06
CaO	11,75	12,25	11,96	11,04	9,58	11,23	11,69	10,29
Na ₂ O	4,497	4,331	4,363	4,928	5,633	4,907	4,650	5,428
K ₂ O	0,472	0,426	0,452	0,567	0,792	0,469	0,486	0,585
%An	57,46	59,48	58,64	53,51	46,25	54,33	56,52	49,45
H ₂ O ^{liq-1}	1,4	1,4	1,4	1,1	1,1	1,4	1,1	1,3
K_D	0,06	0,06	0,06	0,07	0,10	0,07	0,06	0,09
T.(°C) ²	960,8	961,6	961,4	957,8	950,7	952,0	958,6	946,5
T.Sat (°C) ³	966,4	965,7	966,0	967,3	966,2	961,4	965,9	960,3

Amostra	SANTA MARIA							
Análise	108.B.8a	108.C.1	35.c.09c	108.J.49	108.J.48	108.J.49B	35.d1.6	23.f.18b
fase	zona	zona	zona	ext zona	bfeno	bfeno	bfeno	bfeno
SiO ₂	53,40	53,72	54,26	55,86	53,65	55,08	52,96	53,85
TiO ₂	0,054	0,037	0,041	0,023	0,014	0,018	0,006	0,036
Al ₂ O ₃	28,132	28,092	28,537	27,023	28,527	27,672	28,751	27,973
FeO ^t	1,00	1,14	1,10	0,97	1,09	0,97	0,96	0,84
MnO	0,039	0,014	0,017	0,009	0,023	0,001	0,018	0,000
MgO	0,09	0,07	0,07	0,10	0,06	0,10	0,06	0,06
CaO	11,84	11,76	11,91	10,41	12,14	11,08	11,62	11,47
Na ₂ O	4,822	4,536	4,573	5,274	4,562	4,952	4,691	4,865
K ₂ O	0,428	0,444	0,437	0,644	0,433	0,537	0,432	0,467
%An	56,17	57,37	57,52	50,23	58,05	53,58	56,34	55,05
H ₂ O ^{liq-1}	1,3	1,3	1,0	1,2	1,1	1,1	0,8	1,4
K_D	0,06	0,06	0,06	0,08	0,06	0,07	0,07	0,07
T.(°C) ²	957,0	958,3	957,8	951,0	955,4	952,7	953,7	940,6
T.Sat (°C) ³	964,7	964,4	964,6	962,9	961,2	962,1	961,9	949,8

KD: teste de equilíbrio = $KD(Fe-Mg)_{opx-liq} = 0,27 \pm 0,03$

¹H₂O liq % água calculado com Putirka, 2005

²T(°C): Temp. Equilíbrio segundo equação Eq. 8.11

³T.Sat (°C): Temperatura de Saturação segundo Eq.8.6

Tabela 8.4 (cont.) Estimativas de temperatura e pressão para análises de cristais de plagioclásio e líquido, com $K_D(\text{An-Ab})^{\text{plg-liq}} = 0,10 \pm 0,05$.

Amostra	CAXIAS DO SUL							
Analise	101.a1.1	101.a1.7	101.b1.1	101.a1.2	101.a1.4	101.g1.3	101.a1.6	101.b1.6
fase	cfeno	cfeno	cfeno	z.feno	z.feno	z.feno	b.feno	b.feno
SiO ₂	51,98	52,70	51,75	52,94	52,65	51,45	53,72	52,73
TiO ₂	0,080	0,085	0,017	0,063	0,046	0,051	0,114	0,108
Al ₂ O ₃	29,498	29,431	29,622	28,895	29,287	29,216	27,952	28,747
FeOt	1,35	1,17	1,16	1,40	1,34	1,23	1,17	1,25
MnO	0,002	0,000	0,000	0,000	0,030	0,004	0,025	0,000
MgO	0,13	0,14	0,13	0,15	0,13	0,13	0,11	0,14
CaO	13,38	12,96	13,48	12,59	13,38	12,86	11,41	12,67
Na ₂ O	3,635	4,156	3,770	3,892	3,784	3,890	4,736	4,201
K ₂ O	0,311	0,353	0,299	0,384	0,340	0,329	0,404	0,362
%An	65,8	62,0	65,3	62,7	64,9	63,4	55,8	61,2
H ₂ O ^{liq-1}	2,5	2,4	2,5	2,3	2,3	2,3	2,1	2,2
K_D	0,08	0,10	0,08	0,09	0,08	0,09	0,12	0,10
T.(°C) ²	980,9	985,4	980,7	978,9	978,9	978,5	972,4	975,8
T.Sat (°C) ³	971,8	976,1	972,2	971,7	970,4	971,3	972,1	970,4

Amostra	CAXIAS DO SUL							
Analise	101.d1	101.e1.1	101.g2.2	101.e2.2	101.g2.3	101.e1.2	101.e3.1	101.e4.1
fase	c.mf	c.mf	z.mf	z.mf	b.mf	b.mf	microl	microl
SiO ₂	52,13	53,22	52,13	52,74	51,11	52,49	53,23	53,78
TiO ₂	0,097	0,051	0,097	0,108	0,051	0,063	0,063	0,057
Al ₂ O ₃	29,195	29,341	27,758	29,375	28,149	28,852	29,099	28,567
FeOt	1,31	1,05	1,04	1,01	1,00	1,05	1,09	0,88
MnO	0,000	0,002	0,016	0,000	0,000	0,000	0,018	0,003
MgO	0,13	0,12	0,14	0,13	0,13	0,13	0,10	0,12
CaO	12,98	12,30	11,26	12,70	11,79	12,29	12,42	11,47
Na ₂ O	4,063	4,132	4,004	4,261	4,105	4,166	4,342	4,766
K ₂ O	0,335	0,388	1,075	0,371	0,394	0,407	0,389	0,417
% An	62,6	60,8	56,9	60,9	59,9	60,5	59,9	55,7
H ₂ O ^{liq-1}	2,3	2,3	2,2	2,3	2,1	2,1	2,1	2,0
K_D	0,09	0,10	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,12
T.(°C) ²	979,3	979,2	983,3	977,9	975,6	976,0	974,3	971,4
T.Sat (°C) ³	972,7	973,6	973,9	972,6	971,0	970,7	970,0	971,1

KD: teste de equilíbrio = $KD(\text{Fe-Mg})_{\text{opx-liq}} = 0,27 \pm 0,03$

¹H₂O liq % água calculado com Putirka, 2005

²T(°C): Temp. Equilíbrio segundo equação Eq. 8.11

³T.Sat (°C): Temperatura de Saturação segundo Eq.8.6

Tab. 8.4 (cont.) Estimativas de temperatura para algumas análises de cristais de plagioclásio e líquido, com $K_D(\text{An-Ab})^{\text{plg-liq}} = 0,10 \pm 0,05$.

Amostra	BARROS CASSAL							
Análise	22.4.3	22.4.4	22.40.5	22.2.6	22.35.7	22.35.8	22.14.12	73A.D1
fase	c.mf	c.mf	c.mf	c.mf	c.mf	c.mf	c.mf	c.mf
SiO ₂	54,05	53,15	53,51	53,56	53,68	53,80	53,04	55,17
TiO ₂	0,042	0,118	0,045	0,045	0,042	0,073	0,118	0,031
Al ₂ O ₃	26,634	26,884	27,212	26,898	27,371	27,083	27,915	26,953
FeO _t	1,03	1,32	0,87	1,24	1,11	1,02	1,02	1,00
MnO	0,018	0,005	0,027	0,023	0,000	0,013	0,030	0,000
MgO	0,12	0,10	0,10	0,13	0,12	0,11	0,11	0,10
CaO	9,80	10,25	10,08	10,24	10,34	10,07	10,83	10,65
Na ₂ O	5,617	5,335	5,307	5,193	5,234	5,497	5,133	5,182
K ₂ O	0,473	0,436	0,442	0,501	0,415	0,457	0,412	0,409
% An	47,7	50,2	49,9	50,6	50,9	49,0	52,6	51,9
H ₂ O ^{liq.-1}	1,80	1,77	1,78	1,77	1,77	1,78	1,76	1,88
K _D	0,16	0,14	0,14	0,14	0,14	0,15	0,13	0,13
T.(°C) ²	1001,6	1005,3	1004,9	1006,9	1006,1	1003,6	1008,3	1007,1
T.Sat (°C) ³	1021,0	1021,7	1021,6	1021,8	1021,8	1021,4	1022,0	1021,7

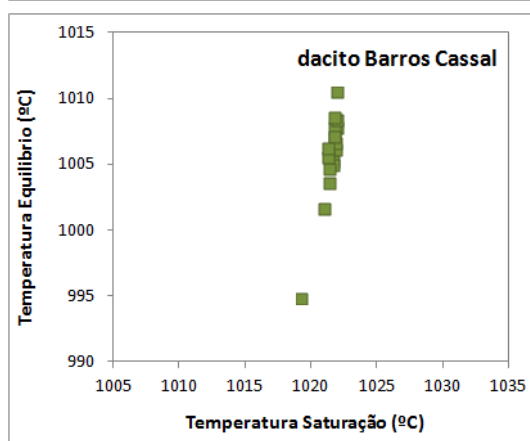
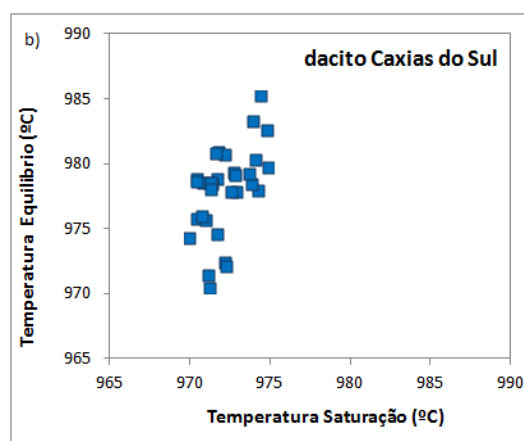
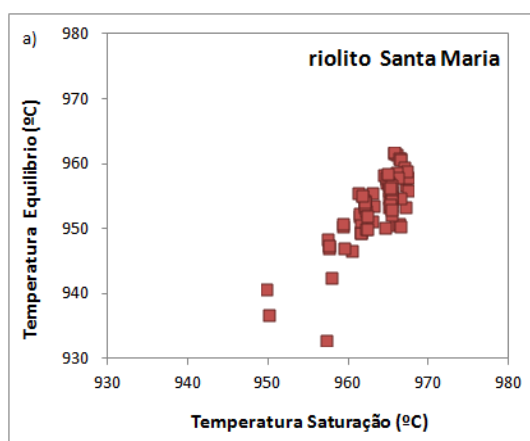


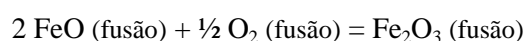
Fig. 8.5 Diagramas para temperatura de equilíbrio plagioclásio-líquido vs temperatura de saturação de plagioclásio no líquido. Valores estimados a partir de geotermômetros desenvolvidos por Putirka, 2005 (Eq. 8.11 e 8.12)

8.2 FUGACIDADE DE OXIGÊNIO

A fugacidade (f) é uma variável termodinâmica, medida em unidade de pressão (bars), que expressa o potencial químico de um elemento particular em um sistema em equilíbrio (Best, 2003).

A fugacidade de oxigênio (f_{O_2}) é utilizado para expressar a concentração de oxigênio no magma, invariavelmente ligada aos efeitos de oxidação-redução (Buddington e Lindsley, 1964; Frost e Lindsley, 1991) e que controla assim, o estado de valência de elementos como Fe, S, Mn, Sn, V e Ti.

O efeito da f_{O_2} no ferro que compõe a fusão, por exemplo, pode ser escrito como:



Sendo que a razão entre ferro ferroso (Fe^{2+}) e férrico (Fe^{3+}) irá refletir o estado de oxidação do magma.

Lindsley (1963; 1991), Buddington e Lindsley (1964), entre outros, realizaram estudos experimentais com valores constantes de f_{O_2} com objetivo de medir os efeitos da oxidação no equilíbrio das fases minerais contendo Fe na estrutura. Os buffers (tampões) de oxidação obtidos delimitam o campo de estabilidade desses minerais, sendo que a fugacidade de todos os buffers aumenta com o aumento da temperatura (Lindsley, 1963; Buddington e Lindsley, 1964; Lindsley, 1991; Frost, 1991).

Não obstante, embora a variável f_{O_2} controle os diferentes estados de oxidação em que o ferro pode ocorrer, isto é, como Fe^0 , ou como Fe^{2+} nos silicatos ou como Fe^{2+} e Fe^{3+} nos óxidos; a presença de magnésio e titânio em sistemas naturais também irá influenciar na estabilidade de silicatos, da magnetita e da ilmenita, a partir de substituições isomórficas (Frost, 1991). Ou seja, uma vez que Mg e Fe^{2+} podem ocupar o mesmo sítio catiônico numa variedade de silicatos, quando um silicato ferroso incorpora o cátion Mg no lugar de Fe^{2+} , este mineral se tornará estável a altas fugacidades de oxigênio, mesmo na presença de hematita. Além disso, o Ti e o Fe^{2+} também poderão substituir o Fe^{3+} na magnetita e na hematita, estabilizando estes óxidos com relação aos silicatos (Frost, 1991).

A partir da relação entre temperatura, pressão e fugacidade de O_2 e sua influência no equilíbrio entre magnetita e ilmenita, Buddington e Lindsley (1964) desenvolveram o geotermômetro-oxibarômetro, posteriormente aprimorado por Spencer e Lindsley (1981).

Devido à ausência de ilmenita nas rochas do presente estudo, a estimativa das condições redox pré-eruptivas pode ser obtida graficamente utilizando-se a composição da

titanomagnetita (teor de ulvospinélio) e a média de temperatura calculada, conforme apresentado na Figura 8.6. Esta interpolação sugere que tanto para o magma Caxias do Sul, como Santa Maria, a cristalização da titanomagnetita se deu $fO_2 = 10^{-10}$ bar, entre os buffers QFM e NNO para as rochas da Sequência Santa Maria e sobre o buffer NNO para as rochas da Sequência Caxias do Sul, que é portanto, relativamente mais oxidada.

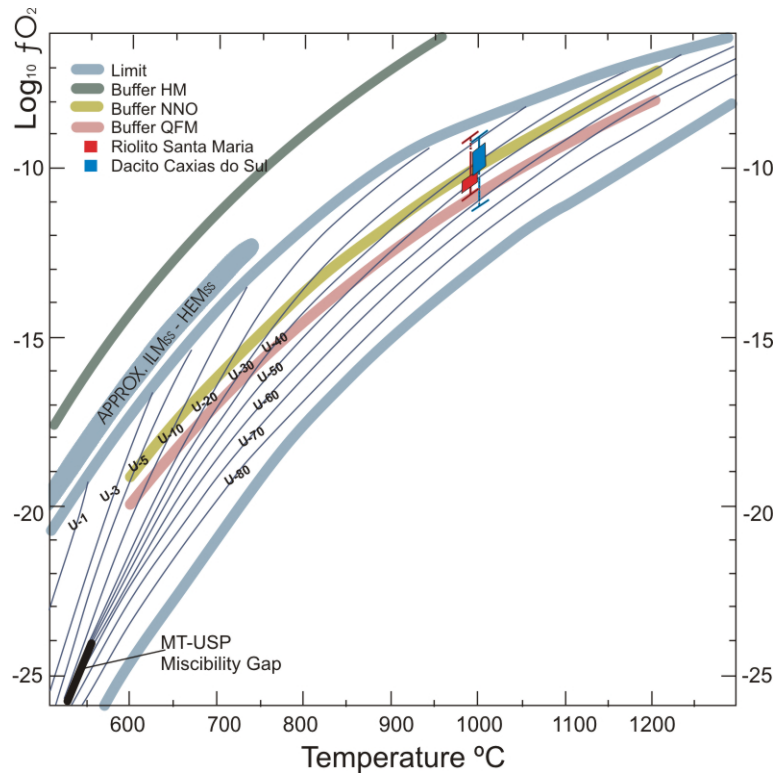


Fig. 8.6 Estimativa de fO_2 a partir do conteúdo de ulvospinélio de cristais de titanomagnetita e temperaturas estimadas para as rochas da sequencia Caxias do Sul e Santa Maria.

De acordo com o software MELTS (Ghiorso e Sack, 1995; Asimow e Ghiorso, 1998), para pressões de 2,5 a 3 kbar o magma Caxias do Sul teria iniciado a cristalização da titanomagnetita a temperaturas de 1000 a 1010°C com $\log fO_2$ variando entre -10,5 e -11,2 bars. O dacito Barros Cassal, nas mesmas condições de pressão, teria formado seus primeiros cristais de titanomagnetita a temperaturas de 1056 a 1076°C com $\log fO_2$ variando entre -11,0 e -11,8 bars. Para o riolito Santa Maria, a titanomagnetita teria cristalizado entre 1010 e 1015°C, com $\log fO_2$ de -11,06 a -10,8 bars.

8.3 GEOHIGRÔMETRO

Os modelos de geohigrômetros utilizados neste estudo (e.g. Lange et al., 2009; Putirka, 2005; Lange et al., 2014; este último ainda inédito) são baseados na reação de troca dos componentes albita e anortita entre plagioclásio e líquido magmático e permitem estimar a concentração de H₂O dissolvida na fusão pré-eruptiva, no momento em que foram gerados os fenocristais.

Os três modelos foram desenvolvidos a partir de trabalhos experimentais e partem da constatação experimental de que a concentração de anortita no plagioclásio aumenta com aumento da temperatura e teor de água no magma (Lange et al., 2009). Deste modo, para a utilização de qualquer um destes modelos é necessário que a temperatura seja conhecida.

A pressão não causa grande interferência na reação, pois os efeitos de pressões <10 kbar são considerados como negligenciáveis (Lange et al., 2009), resultando em mudanças de aproximadamente 0,1% de H₂O^{liq} a cada 1 kbar, com uma correlação negativa entre ambos.

O geohigrômetro Eq.8.14 desenvolvido por Putirka (2005 – Ref. Eqn.H) e recalibrado por Putirka (2008 – Ref. Eqn.25b) é, segundo o autor, um rearranjo do termômetro Eqn24a (aqui apresentado como equação Eq.8.11), uma vez que as estimativas de teor de água ($\pm 1\%$ H₂O) são altamente sensíveis à variação de temperatura.

$$H_2O^{liq} (\%wt) = 25,95 - 0,0032T^{\circ}C \ln \left(\frac{X_{An}^{pl}}{X_{Ca}^{liq} (X_{Al_{1,5}}^{liq})^2 (X_{SiO_2}^{liq})^2} \right) - 18,9 (X_{K_{0,5}}^{liq}) \quad (8.14)$$

$$+ 14,5(X_{MgO}^{liq}) - 40,3(X_{CaO}^{liq}) + 5,7(X_{An}^{pl})^2 + 0,108P(kbar)$$

O cálculo do modelo de Lange et al. (2009) baseia-se no efeito que a água dissolvida gera na atividade dos componentes CaAl₂Si₂O₈ e NaAlSi₃O₈ no líquido, diferenciando-se do modelo de Putirka (2005) por também considerar os dados calorimétricos ($\Delta S(T)$) e volumétricos ($\Delta V(P)$) dos componentes do plagioclásio e do líquido em equilíbrio e restringindo assim os efeitos da temperatura e da pressão na reação de troca (Lange et al., 2009). Devido à complexidade do cálculo de Lange et al. (2009) o mesmo não será descrito aqui. As estimativas foram realizadas a partir do programa Visual Basic, rodado no Office Excel®, desenvolvido e disponibilizado pelos autores.

8.3.1 Aplicabilidade dos Modelos

A grande divergência quanto as estimativas obtidas entre o modelo de Putirka (2005) e Lange et al. (2009) – diferenças da ordem de 1 a 1,5% no teor de água, conforme visualizado na figura 8.7 para o dacito Caxias do Sul – gerou dúvidas sobre qual seria o modelo mais apropriado para a estimativa de água nas rochas vulcânicas ácidas tipo Palmas, pois, segundo condições impostas pelos autores, ambos os modelos podem ser aplicados.

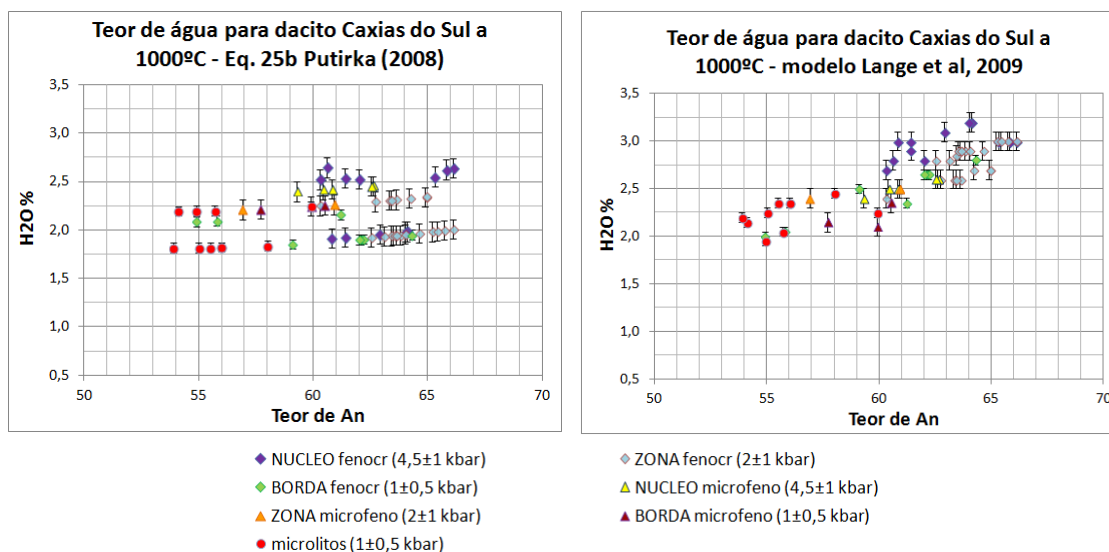


Fig. 8.7 Estimativas do teor de água para dacito Caxias do Sul, segundo dois modelos de geohigrômetro a uma temperatura fixa de 1000°C. As barras de erro verticais correspondem à variação na % H₂O de acordo com a mudança de pressão (indicada na legenda), sendo que para pressões maiores o teor de água será maior.

No artigo de Mollo et al. (2011) foi feito um estudo sobre a aplicabilidade em rochas vulcânicas de geotermômetros, higrômetros e barômetros plagioclásio-líquido, disponíveis na literatura. O estudo parte do princípio de que os modelos existentes (Putirka, 2005 e Lange et al., 2009) foram calibrados para condições de cristalização em equilíbrio. Então, considerando-se que as rochas vulcânicas podem sofrer variações bruscas de temperatura e os cristais que se formam não estão necessariamente em equilíbrio com o líquido, poderiam estes modelos dar uma boa estimativa de P, T e %H₂O? Como resultado, os autores consideraram que o higrômetro Lange et al. (2009) resulta em superestimativas do teor de água, sendo que mesmo em experimentos com fusão anidra o modelo estimou valores de 1,2 a 3,3% de água, reforçando que o modelo Lange et al. (2009) deve ser usado apenas como termômetro. Já o modelo de Putirka (2005), apesar de erros ± 1% H₂O seria, até o momento, o que consegue calcular valores mais próximos do real.

Estas superestimativas do modelo de Lange et al (2009) são confirmadas pelos trabalhos de Zeng et al. (2013), Waters (2013) e Waters e Lange (2013). Segundo Zeng et al. (2013) as

superestimativas ocorrem devido a erros de cálculo, uma vez que o modelo de equilíbrio termodinâmico entre plagioclásio-liquido teria sido simplificado em funções lineares, sendo que o modelo, devido a sua complexidade, requer uma técnica de funções quadráticas. Waters (2013) por sua vez, atribui a superestimativa à pequena quantidade de amostras de composição riolítica (>70%) utilizada por Lange et al. (2009), devendo-se ajustar o modelo com um maior número de experimentos e calibrações para rochas dessa composição.

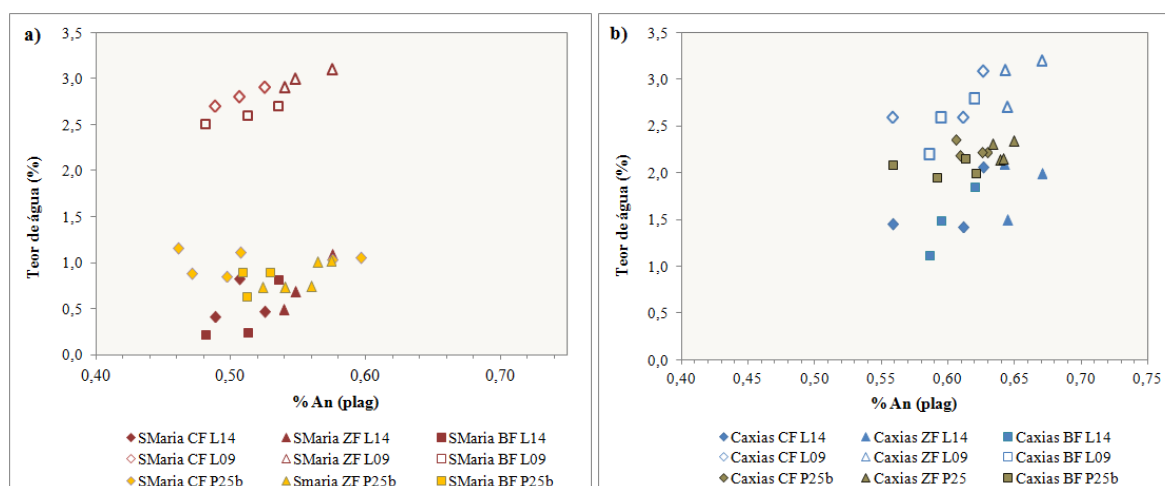


Fig. 8.8 Estimativas de água obtidas mediante três modelos de geohigrômetros de plagioclásio-liquido. (a) Sequência Santa Maria; (b) Sequência Caxias do Sul. Legenda: símbolos vazios - Lange, 2009 (L09); símbolos cheios vermelho e azul - Lange, 2014 (L14); símbolos cheios amarelo e verde - Putirka, 2005 (P25b). CF: centro de fenocristal (losango); ZF: zona de fenocristal (triângulo) e BF: borda de fenocristal (quadrado).

Em comunicação escrita com Rebecca Lange, a pesquisadora nos informou que concluiu uma revisão do geohigrômetro plagioclásio-liquido, ora em fase de submissão. O novo modelo foi calibrado com base em 210 experimentos (105 anidros, 105 hidratados) incluindo fusões riolíticas e alcalinas, gerando estimativas com erros de ± 0.8 wt% H₂O. A própria autora gentilmente refez o recálculo dos teores de água para as nossas amostras utilizando sua nova calibração. A partir deste novo ajuste, as estimativas de água para as rochas da Sequência Santa Maria, por exemplo, chegam a apresentar uma queda de >2,5% no teor de água, com relação ao modelo de 2009, conforme visualizado na Figura 8.8.

8.3.2 Resultados

As estimativas calculadas pelos distintos modelos higrométricos para composições representativas de centro, zona e borda de cristais de plagioclásio de distintas amostras são apresentadas na tabela 8.5.

Tab. 8.5 Estimativas de % água calculadas a partir do modelo de Lange et al., 2009 (L09) e Lange et al. 2014 (L14) e Putirka, 2005(P05) a temperaturas fixas (1000°C Caxias do Sul e 990°C Santa Maria) e com variação de pressão, sendo 3 kbar o centro dos fenocristais, 2 kbar as zonas intermediárias e 1 kbar as bordas.

	CAXIAS DO SUL			SANTA MARIA			
Amostra	GX07ob	GX101	GX3D	GX23	GX35	GX108	
T (°C)	1000	1000	1000	990	990	990	
An	0,626	0,611	0,558	0,525	0,488	0,506	NUCLEO 300 MPa
Ab	0,349	0,364	0,418	0,446	0,476	0,457	
(%) H ₂ O L14	2,07	1,43	1,46	0,48	0,42	0,84	
(%) H ₂ O L09	3,10	2,60	2,60	2,90	2,70	2,80	
(%) H ₂ O P05	2,23	2,34	2,10	0,84	0,87	1,12	
An	0,642	0,644	0,670	0,539	0,548	0,575	ZONA 200 MPa
Ab	0,337	0,337	0,311	0,433	0,420	0,399	
(%) H ₂ O L14	2,10	1,50	2,00	0,50	0,70	1,10	
(%) H ₂ O L09	3,10	2,70	3,20	2,90	3,00	3,10	
(%) H ₂ O P05	2,15	2,34	2,22	0,73	0,74	1,03	
An	0,619	0,585	0,594	0,512	0,481	0,535	BORDA 100 MPa
Ab	0,357	0,387	0,383	0,460	0,482	0,433	
(%) H ₂ O L14	1,86	1,13	1,50	0,24	0,22	0,82	
(%) H ₂ O L09	2,80	2,20	2,60	2,60	2,50	2,70	
(%) H ₂ O P05	2,00	2,03	1,95	0,63	0,63	0,90	

Tomando-se o magma Caxias do Sul como exemplo, observa-se que, segundo o higrômetro de Putirka (2005), o líquido apresentaria teores de 1,9 a 2,3% de H₂O no momento de cristalização do plagioclásio; enquanto que pelo modelo de Lange et al. (2009), sob as mesmas condições T-P, o plagioclásio estaria em equilíbrio com um líquido mais hidratado, com 2,6 a 3,2% de H₂O. Com o novo modelo de Lange (2014) o teor de água cai para 1,1-2,1%, valores que se aproximam aos teores de Putirka e também do modelamento pelo software MELTS (Ghiorso e Sack, 1995), discutido no próximo capítulo (Cap. 9). O mesmo ocorre com o riolito Santa Maria e o dacito Barros Cassal.

Na figura 8.16 são apresentados diagramas que mostram os campos da temperatura de saturação do plagioclásio no líquido de acordo com o teor de água (2,5% e 1,5%; além de 3,5% de água para o Santa Maria) em função da mudança de pressão. Estas temperaturas foram calculadas segundo equações de Putirka, 2005.

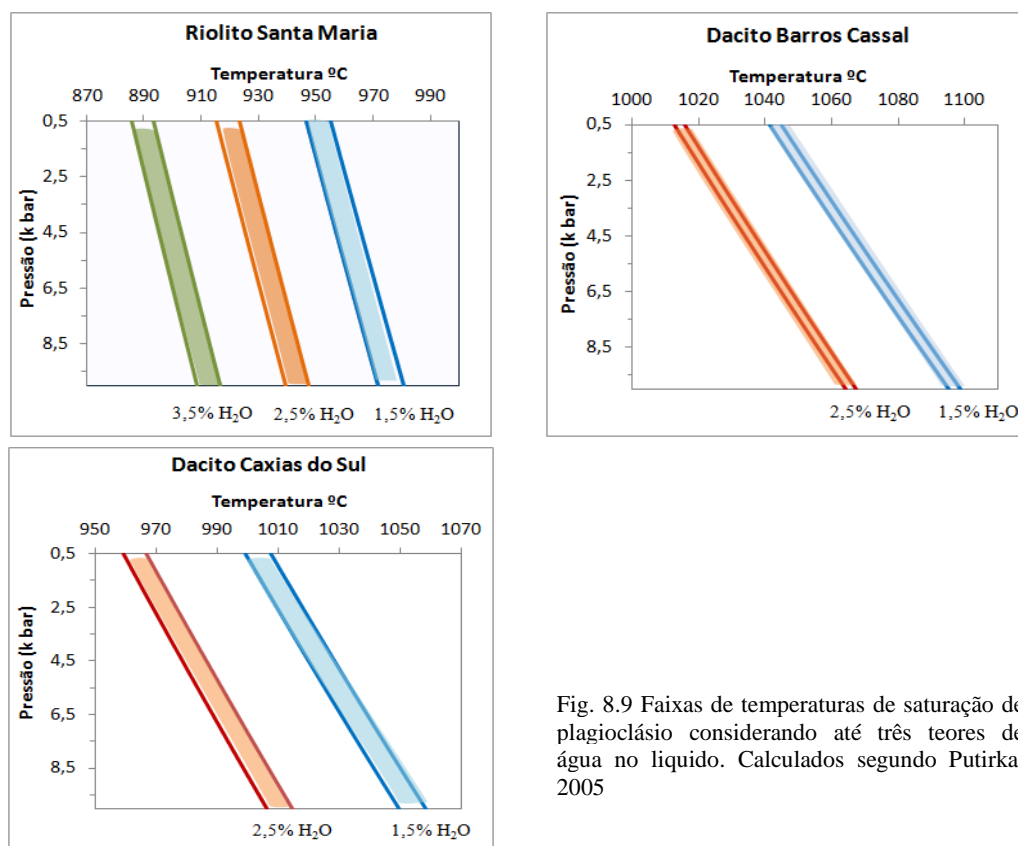


Fig. 8.9 Faixas de temperaturas de saturação de plagioclásio considerando até três teores de água no líquido. Calculados segundo Putirka, 2005

Estes diagramas permitem visualizar que um aumento no teor de água (>1,5%) no riolito Santa Maria resultaria em um “atraso” na cristalização do plagioclásio, que a pressões < 3 kbar só poderia iniciar quando o magma atingisse 930°C. Já um teor de 2% de água no dacito Caxias do Sul permitiria que plagioclásio e ortopiroxênio cristalizassem entre 980 e 1000°C, a pressões de 3-3,5 kbar.

Já para o dacito Barros Cassal as estimativas calculadas pelo modelo de Lange et al. (2009) e Putirka (2005) resultaram em valores muito próximos (tabela 8.6), com variações de 1,4 a 1,9 % (com média de 1,8%, n=17) e 1,8-2,0% (com média de 1,8%, n=17), respectivamente. Estimativas como o novo modelo de Lange não foram realizadas para estes dacitos.

Tab. 8.6 Estimativas de % água calculados a partir do modelo de Lange et al., 2009 (L09) e Lange et al. 2014 (L14) e Putirka, 2005(P05) à temperaturas fixas (1000°C Caxias do Sul e 990°C Santa Maria) e com variação de pressão, sendo 3Kbar o centro dos fenocristais, 2Kbar zonas e 1Kbar bordas.

Amostra	BARROS CASSAL							
	22.4.3	22.4.4	22.40.5	D/14.12	73A.E2	73A.C9	73A.D1	73A.A3
Analise	mf	mf	mf	mf	mf	mf	mf	mf
fase	mf	mf	mf	mf	mf	mf	mf	mf
An	0,48	0,50	0,50	0,53	0,50	0,53	0,50	0,45
Ab	0,50	0,47	0,48	0,45	0,48	0,45	0,47	0,53
% H ₂ O (L09)	1,64	1,79	1,76	1,93	1,71	1,89	1,75	1,43
%H ₂ O (P05)	1,80	1,77	1,78	1,76	1,90	1,88	1,90	1,97

8.4 SINTESE DAS ESTIMATIVAS - PARTE I (T, P, fO_2 , % H_2O)

Neste item é oferecida uma síntese (Tabela 8.7) dos principais parâmetros físico-químicos estimados (T, P, H_2O e fO_2) que serão então utilizados para determinação das propriedades reológicas do magma nos momentos pré e sin eruptivos (Parte 2 – Capítulo 8), assim como para o modelo evolutivo do magma (Capítulo 9).

Tab. 8.7 Síntese das estimativas de temperatura, pressão, fugacidade de O_2 e % água calculados a partir dos diversos modelos apresentados na Parte 1 deste capítulo.

Santa Maria					
		minimo	máximo	média	(n)
T (°C)	Plag-liq Equilíbrio	932	962	953	74
	Saturação plag	949	967	963	74
	Cpx-liq Equilíbrio	953	995	986	23
	Saturação cpx	957	976	962	19
P (kbar)	Cpx-liq Equilíbrio	0,2	0,8	0,4	
% H_2O	Plag-liq	0,4	1,0	0,8	
LogfO_2	Ti-magnetita-T°C	-10,1	-11,5		

Caxias do Sul					
		minimo	máximo	média	(n)
T (°C)	Plag-liq Equilíbrio	970	985	977	32
	Saturação Plag	970	975	972,5	32
	Cpx – liq equilíbrio	952	1002	976	3
	Saturação cpx	1013	1023	1016	5
	Opx-liq Equilíbrio	1011	1043	1027	9
P (kbar)	Cpx-liq Equilíbrio	1,2	1,9	1,6	5
% H_2O	Plag-liq	1,1	2,3	1,8	32
LogfO_2	Ti-magnetita-T°C	-10,5	-11,2		

Barros Cassal					
		minimo	máximo	média	(n)
T (°C)	Plag-liq Equilíbrio	994	1010	1005	17
	Saturação Plag	1019	1022	1021	17
	Cpx – liq equilíbrio	941	1019	986	11
	Saturação cpx	1007	1007	1007	5
P (kbar)	Cpx-liq Equilíbrio	0,05	1,16	0,46	0,05
% H_2O	Plag-liq	1,4	1,9	1,8	1,4
LogfO_2	Ti-magnetita-T°C	-11,0	-11,8		

8.5 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Asimow, P.D., Ghiorso, M.S. (1998) Algorithmic Modifications Extending MELTS to Calculate Subsolvus Phase Relations. *American Mineralogist* 83, 1127-1131.
- Beattie, P. (1993) Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria. *Contributions to Mineralogy Petrology* 115:103-111.
- Best, M.G. (2003) *Igneous and Metamorphic Petrology*. Blackwell Science Press, Berlim, 729p.
- Blundy J, Cashman K (2008) Petrologic reconstruction of magmatic system variables and processes. In: Putirka KD, Tepley FJ (eds) *Minerals, inclusions and volcanic processes*. Mineral Society of American. Review in *Mineralogy* (69), 179–239.
- Buddington, A.F.; Lindsley, D.H. (1964). Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of petrology*, 5(2), 310-357.
- Dungan, M.A.; Long, P.E., Rhodes, J.M. (1978) Magma mixing at mid-ocean ridges: evidence from legs 45 and 46- D.S.D.P. *Geophysical Research Letters* 5:423-425
- Frost, B.R. (1991). Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 25(1), 1-9.
- Frost, B.R.; Lindsley, D.H. (1991). Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 25(1), 433-468.
- Ghiorso M.S.; Hirschmann, M.M., Reiners, P.W., Kress, V.C. III (2002) The pMELTS: a revision of MELTS for improved calculation of phase relations and major element partitioning related to partial melting of the mantle to 3 GPa. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 3:1-3.
- Ghiorso, M.S., Sack, R.O. (1995) Chemical Mass Transfer in Magmatic Processes. IV. A Revised and Internally Consistent Thermodynamic Model for the Interpolation and Extrapolation of Liquid-Solid Equilibria in Magmatic Systems at Elevated Temperatures and Pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119, 197-212
- Harrison, T. M., & Watson, E. B. (1984). The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(7), 1467-1477.
- Kudo, A.M.; Weill, D.F. (1970) An igneous plagioclase thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 25:52-65
- Lange, R.A.; Frey, H.M.; Hector, J. (2009). A thermodynamic model for the plagioclase-liquid hygrometer/thermometer. *American Mineralogist*, 94(4), 494-506.
- Lindsley, D.H. (1963). Fe–Ti oxides in rocks as thermometers and oxygen barometers. *Carnegie Inst Wash Yearb*, 62, 60-66.
- Lindsley, D.H. (1991). Experimental studies of oxide minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 25(1), 69-106.
- Marsh B.D.; Fournelle, J., Myers J.D.; Chou I.M. (1990) On plagioclase thermometry in island-arc rocks: experiments and theory. In: Fluid-Mineral interactions: A Tribute to H.P. Eugster. Spencer RJ, Chou I-M (eds) *Geochemical Society Special Publication* 2:65-83.
- Mathez, E.A. (1973) Refinement of the Kudo-Weill plagioclase thermometer and its applications to basaltic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 41:61-72.

- Mollo, S.; Putirka, K.D.; Iezzi, G.; Del Gaudio, P.; Scarlato, P. (2011). Plagioclase–melt (dis) equilibrium due to cooling dynamics: implications for thermometry, barometry and hygrometry. *Lithos*, 125(1), 221-235.
- Putirka, K. (1999). Clinopyroxene+ liquid equilibria to 100 kbar and 2450 K. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135(2-3), 151-163.
- Putirka, K.D., Ryerson, F.J., Mikaelian, H. (2003) New igneous thermobarometers for mafic and evolved lava compositions, based on clinopyroxene + liquid equilibria. *American Mineralogist*, 88:1542-1554
- Putirka, K.D. (2005) Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria: tests of some existing models and new calibrations. *American Mineralogist*, 90:336-346.
- Putirka, K.D. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1), 61-120.
- Rhodes, J.M., Dungan, M.A., Blanchard, D.P., Long, P.E. (1979) Magma mixing at mid-ocean ridges: evidence from basalts drilled near 22°N on the mid-Atlantic ridge. *Tectonophysics*, 55:35-61
- Spencer, K. J., & Lindsley, D. H. (1981). A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *American Mineralogist*, 66(11-12), 1189-1201.
- Stormer, J.C. (1975). A practical two-feldspar geothermometer. *Am Mineral* 60:667-674
- Sugawara, T. (2001) Ferric iron partitioning between plagioclase and silicate liquid: thermodynamics and petrological applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 141:659-686.
- Waters, L. (2013) The Effect of Degassing of H₂O on Crystallization and Oxidation in Highly-Evolved Magmas: Implications for the Origins of Rhyolite Liquids. PhD thesis in Philosophy (Geology). University of Michigan. 155p.
- Waters, L. E., Lange, R. A. (2013). Crystal-poor, multiply saturated rhyolites (obsidians) from the Cascade and Mexican arcs: evidence of degassing-induced crystallization of phenocrystals. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166(3), 731-754.
- Zeng, L., Cheng, L., Cheng, Q., & Zhang, S. (2013). A refinement of Lange's plagioclase–liquid hygrometer/thermometer based on quadratic log-contrast models for experiments with mixtures.

PARTE II

A solubilidade, densidade, viscosidade e fragilidade do magma são propriedades controladas pela composição e variáveis intensivas do sistema (T, P e %H₂O), que afetam as características reológicas do magma em ascensão e definem a dinâmica da erupção. Nesta segunda parte do capítulo serão apresentados todos os parâmetros citados acima, destacando sua importância no sistema magmático, os modelos numéricos aplicáveis para rochas vulcânicas ácidas e os resultados obtidos.

Para realização do cálculo serão utilizados os valores médios de T, P e % de água apresentados na Tabela 8.7. Todos os parâmetros calculados neste capítulo serão utilizados para o modelo de ascensão e erupção, discutidos no Capítulo 10.

8.5 SOLUBILIDADE

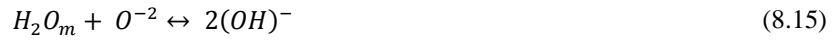
Entender o comportamento dos componentes voláteis em líquidos magmáticos é de fundamental importância para compreensão da dinâmica de erupções vulcânicas e processos magmáticos (Zhang et al., 2007). Entre as propriedades mais importantes estão a solubilidade e difusividade da H₂O, pois as mesmas exercem uma forte influência sobre a viscosidade da fusão e conseqüentemente no estilo eruptivo.

A solubilidade da água é fortemente dependente da pressão, e menos influenciada por temperatura e composição. O aumento do número de vesículas e o crescimento das mesmas, será controlado pelo grau de solubilidade e difusividade de voláteis no magma, bem como pela viscosidade. A baixa solubilidade associada a uma alta difusividade facilitam a exsolução de voláteis, o que acarreta o aumento de viscosidade da fusão.

Há um grande volume de trabalhos que tratam sobre a solubilidade da H₂O nas fusões magmáticas, tanto de caráter experimental (e.g. Dingwell et al., 1997; Gardner et al., 1999; Mangan e Sisson, 2000; Behrens e Jantos; 2001; Liu et al., 2005) como através de modelamentos numéricos (e.g. Moore et al., 1995; Papale, 1997; 1999; Zhang, 1999; Newman e Lowenstern, 2002; Liu et al, 2005; Papale et al., 2006; Zhang et al., 2007), sempre na tentativa de compreender e quantificar o teor de água que pode estar dissolvido no magma a uma determinada pressão e temperatura.

8.6.1 ESPECIAÇÃO DE H₂O

Uma das maiores dificuldades de se estudar o componente H₂O_t (água total dissolvida) nas fusões magmáticas é que o mesmo pode se dissolver no magma na forma de H₂O molecular (H₂O_m) e como hidroxila, OH⁻ (Stolper, 1982), a partir da reação:



Sendo que a solubilidade na fusão pode ser descrita como:

$$[H_2O_t] = \left(\frac{[OH]}{2}\right) + [H_2O_m] \quad (8.16)$$

É importante ressaltar que estas duas espécies (OH⁻ e H₂O_m) têm comportamentos distintos com relação a difusividade, solubilidade, temperatura e pressão (Zhang, 1999). Com o aumento de temperatura, por exemplo, a reação da Eq.8.15 move-se para a direita, gerando um aumento do componente OH⁻ na fusão (Nowak e Behrens, 2001; Behrens e Nowak, 2003). Isto denota que estas duas espécies nunca são proporcionais na fusão, e a constante de equilíbrio entre elas pode ser descrita como:

$$K = \frac{[OH]^2}{[H_2O_m][O]} \quad (8.17)$$

, a partir da qual constatamos que a concentração de H₂O_m na fusão é proporcional a (OH⁻)² (Zhang et al., 2007).

De acordo com Zhang et al, (2007) a medição de concentração de espécies H₂O tem demonstrado que OH⁻ é o espécime dominante a baixa H₂O_t (% em peso), enquanto que H₂O_m passa a ser o espécime dominante a altas H₂O_t (>5% em peso), e a razão H₂O_m/ H₂O_t é aproximadamente proporcional a H₂O_t quando H₂O_t for menor que 2% em peso (H₂O_m/ H₂O_t sempre < 1).

Quanto à pressão, a partir da relação H₂O_(vapor) ↔ H₂O_{m(fusão)} (onde H₂O_(vapor) se comporta como gás ideal e H₂O_{m(fusão)} como mistura ideal), pode-se considerar que [H₂O_m] é proporcional a P_{H₂O} e então assumir que OH⁻ é proporcional a P_{H₂O}^{1/2} (Zhang et al., 2007). Considerando-se que a baixas pressões (<200 MPa) a solubilidade de H₂O_t também será baixa, então OH⁻ passa a ser a espécie dominante, o que torna a solubilidade de H₂O_t proporcional a P_{H₂O}^{1/2}. Em contrapartida, o aumento da pressão elevará a solubilidade da H₂O e assim, H₂O_m passa a ser a espécie dominante, igualando-se a P_{H₂O} (Zhang, 1999; Zhang et al., 1995; 2007).

8.6.2 CÁLCULO DE SOLUBILIDADE

Entre todos os modelos de solubilidade disponíveis na literatura, optou-se pela utilização do modelo de Zhang et al. (2007), que vem sendo amplamente utilizado na literatura específica desde sua publicação, e foi desenvolvido para estimar unicamente a solubilidade de H₂O em fusões silicáticas naturais (Eq. 8.18):

$$C_w = \left(-0,231 + \frac{651,1}{T}\right)\sqrt{P} + \left(0,03424 - \frac{32,57}{T} + 0,02447AI\right)P \quad (8.18)$$

, sendo C_w a solubilidade de H₂O total em % em peso, P: pressão em MPa; T: temperatura em Kelvin e AI= (Na+K-Al), onde Na, K e Al correspondem à fração catiônica destes elementos na fusão. O modelo tem aplicabilidade para rochas de composição silicática, em equilíbrio com vapor de H₂O puro (i.e., sem CO₂ e outros componentes voláteis menores), dentro de intervalos de 0 a 800 MPa e de 971 a 1623 K (Zhang et al., 2007).

8.6.3 RESULTADOS

As suaves curvas nos diagramas da Figura 8.10a correspondem às linhas de solubilidade, calculadas segundo o modelo de Zhang et al. (2007), para composições representativas das três sequências vulcânicas estudadas. De modo geral, observa-se que todas as composições seriam capazes de manter 3% de água solubilizada até aproximadamente 75 MPa (entre 1,5 e 2 km de profundidade).

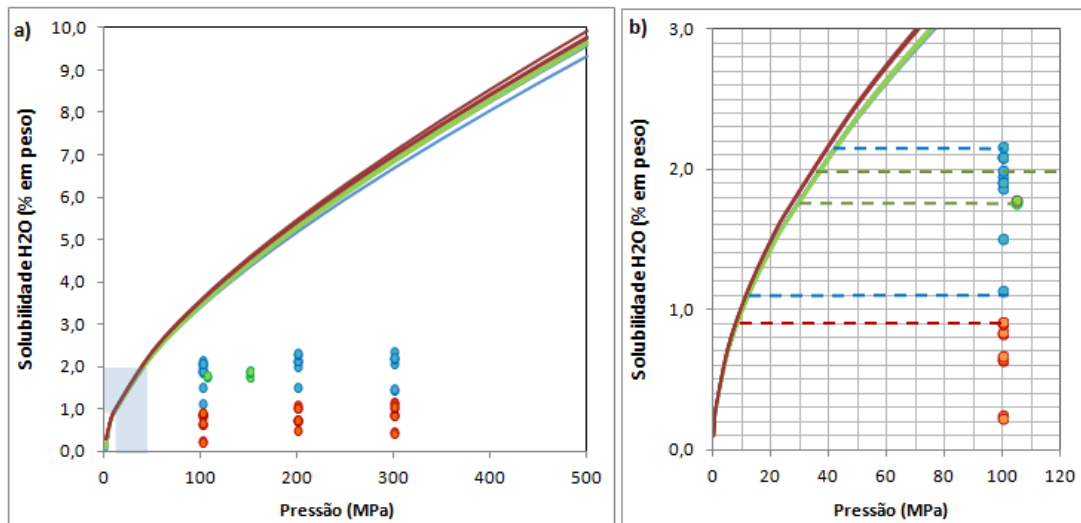


Fig. 8.10 (a) diagrama de solubilidade de H₂O em função da pressão para composições representativas das três sequências vulcânicas estudadas. As linhas correspondem ao limite de solubilidade de cada amostra e os pontos correspondem ao teor de H₂O obtido pelos geohigrômetros apresentados no Item 8.3. (b) zoom do diagrama da direita. As linhas tracejadas indicam o limite de solubilidade para alguns teores de água calculados. Legenda: cor azul: Dacito Caxias do Sul; cor verde: dacito Barros Cassal e cor laranja: riolito Santa Maria

O magma riolítico Santa Maria, especificamente, teria capacidade de manter 0,9% de H₂O solubilizada até alcançar pressões de 10 MPa (~ 300 m de profundidade). Já o dacito Barros Cassal com até 1,9% de H₂O (estimado para 1 kbar de pressão e a 1010°C) perderia a capacidade de reter essa água a pressões de 35 MPa (~1.000 m de profundidade). Enquanto isto, o dacito Caxias do Sul manteria solubilizados seus 2% de H₂O até alcançar pressões de 40 MPa (~1.200 m , Fig.8.10b).

Não obstante, é importante ressaltar que uma alta velocidade de ascensão, associada ou não a um intenso fluxo de magma e uma baixa permeabilidade da fusão, pode evitar a completa exsolução de voláteis da fusão, mesmo fora do campo de solubilidade.

8.7 VISCOSIDADE

A viscosidade de líquidos magmáticos exerce um controle fundamental sobre as taxas e estilo de muitos processos geológicos, tais como a segregação da fusão de sua região de origem, instalação e processos de misturas em câmaras magmáticas, ascensão e estilo eruptivo (Whittington et al., 2009), sendo que a sua intensidade poderá variar em função da temperatura, composição da fusão, teor de água, vesicularidade e cristalinidade.

Via de regra, magmas de baixa viscosidade ($1-10^3$) Pa s tendem a desenvolver uma manifestação vulcânica de caráter efusivo, enquanto magmas de alta viscosidade ($> 10^6$) Pa s serão de caráter explosivo (Gonnermann e Manga, 2007). Mas é importante sempre lembrar que os sistemas vulcânicos são dinâmicos e bastante interativos, controlados por diversos parâmetros que se relacionam entre si e que podem influenciar de forma indireta as características reológicas do magma, resultando em comportamentos inesperados durante as erupções.

8.7.1 CONCEITO DE VISCOSIDADE

A viscosidade pode ser entendida como a resistência de um líquido em fluir, podendo ser mensurada como o coeficiente entre a tensão aplicada ao fluido e a resposta do fluido a essa tensão.

Qualquer fluido, inclusive uma fusão silicática, pode ser considerado Newtoniano se houver uma relação linear entre tensão e deformação, i.e. se a taxa de deformação for proporcional à tensão de cisalhamento:

$$\tau = \eta \frac{dv}{dx} \quad (8.19)$$

Onde τ é a tensão (Pa), (dv/dx) é o gradiente de velocidade resultante (s^{-1}) e η viscosidade cisalhante (Pa s).

Caso a taxa de deformação não seja proporcional à tensão de cisalhamento, exigindo assim a aplicação de uma tensão de cisalhamento adicional (τ_0) para que o sólido se mova e se comporte como fluido, então o mesmo será denominado de fluido não-newtoniano ou fluido de Bingham. A expressão pode ser escrita como:

$$\tau = \tau_0 + \eta \frac{dv}{dx} \quad (8.20)$$

Viscosidade arrheniana

Na maioria dos fluidos, como as lavas, por exemplo, a viscosidade será fortemente dependente da temperatura (correlação negativa). A queda de temperatura irá elevar a viscosidade, e consequentemente exigirá uma tensão adicional para que o fluido se movimente. Esta relação entre viscosidade e temperatura é descrita pelo modelo de viscosidade arrheniana, onde a η é exponencialmente dependente de T:

$$\eta T = \eta_0 \exp \left[-\frac{E}{RT} \right] \quad (8.21)$$

, sendo η_0 a viscosidade sob condições de temperatura padrão; E energia de ativação; R constante de gás universal e T a temperatura em °C.

Foi a partir deste conceito que Bottinga e Weill (1972) e Shaw (1972) desenvolveram seus conhecidos modelos para estimativas da viscosidade de fusões silicáticas. No entanto, estes modelos se restringem a um pequeno intervalo de composições e a altas temperaturas (próximo ao *liquidus*), falhando quando extrapolados para baixas temperaturas (Giordano et al., 2008). Segundo Dingwell (1993) este erro se deve viscosidade de fusões com baixas temperaturas são fortemente dependências da água, podendo-se corrigi-lo com a aplicação de um modelo não-arrheniano.

Viscosidade não-arrheniana

Como descrito anteriormente, a água é um dos componentes mais importantes de fusões silicáticas, dada a forte influência que irá exercer não apenas na história de cristalização do magma, como também na reologia do líquido, atuando na despolimerização das cadeias de sílica e reduzindo sua viscosidade. Essa dependência da viscosidade de uma fusão silicática com relação a temperatura e teor de água é denominada de viscosidade não-arrheniana, podendo ser descrita segundo o modelo VFT (Vogel-Fulcher-Tamman):

$$\log\eta(T, H_2O) = A + \frac{B(H_2O)}{T - C(H_2O)} \quad (8.22)$$

, onde A, B e C correspondem a parâmetros ajustáveis. Foi a partir desta equação que Hess e Dingwell (1996) desenvolveram a primeira equação para viscosidade de fusões leucograníticas hidratadas:

$$\log \eta_{liq} = [a_1 + a_2 \ln(H_2O)] + \frac{[b_1 b_2 \ln(H_2O)]}{T(K) - [c_1 c_2 (H_2O)]} \quad (8.23)$$

A equação é aplicável a rochas silicáticas com 0,2 a 12,3% em peso de H₂O e temperaturas de 470 a 1200°C, sendo a₁; a₂; b₁; b₂; c₁, c₂ coeficientes determinados em trabalhos experimentais.

Após este modelo, diversas outras equações que abrangem uma ampla gama de composições e temperaturas foram calibrados (e.g. Dingwell et al., 2004; Giordano et al., 2004; 2006; Russell e Giordano, 2005), devendo-se destacar os modelos de Hui e Zhang (2007) e de Giordano et al (2008) que estimam a viscosidade de fusões silicáticas em função da temperatura, composição do líquido e também da presença de voláteis (H₂O e F) dissolvidos.

No presente estudo, os dados de viscosidade das rochas vulcânicas ácidas tipo Palmas foram obtidos segundo o modelo de Giordano et al. (2008). Este modelo, assim como o de Hess e Dingwell (1996) também é baseado na equação VFT, sendo que todas as dependências da composição são atribuídas nos parâmetros B e C, que no total contabilizam até 17 coeficientes (i.e. b₁₋₇; b₁₁₋₁₃; c₁₋₆; c₁₁). Os resultados da viscosidade do líquido são apresentados na Tabela 8.8 e na Fig. 8.11

Tab. 8.8. Estimativas de viscosidade do líquido magmático (η_{liq}) para diferentes temperaturas e teor de H₂O solubilizada, segundo modelo de Giordano et al, 2008.

		SANTA MARIA			CAXIAS DO SUL			BARROS CASSAL	
% H ₂ O _t		0,4	1,0	1,5	1.0	1.5	2.3	1,0	2,0
930 °C	log η (Pas)	6.80	5.95	5.49	5,57	5,13	4,62	5.08	4,31
940 °C		6.68	5.84	5.39	5,46	5,03	4,53	4.97	4,22
950 °C		6.56	5.79	5.29	5,36	4,94	4,44	4.87	4,13
960 °C		6.44	5.64	5.20	5,25	4,84	4,36	4.77	4,04
970 °C		6.33	5.54	5.11	5,15	4,75	4,27	4.67	3,95
980 °C		6.21	5.44	5.02	5,06	4,66	4,19	4.57	3,89
990 °C		6.10	5.34	4.93	4,96	4,57	4,10	4.48	3,78
1000 °C		5.99	5.25	4.84	4,87	4,48	4,02	4.39	3,70
1010°C		5.89	5.15	4.75	4,77	4,40	3,95	4.29	3,62

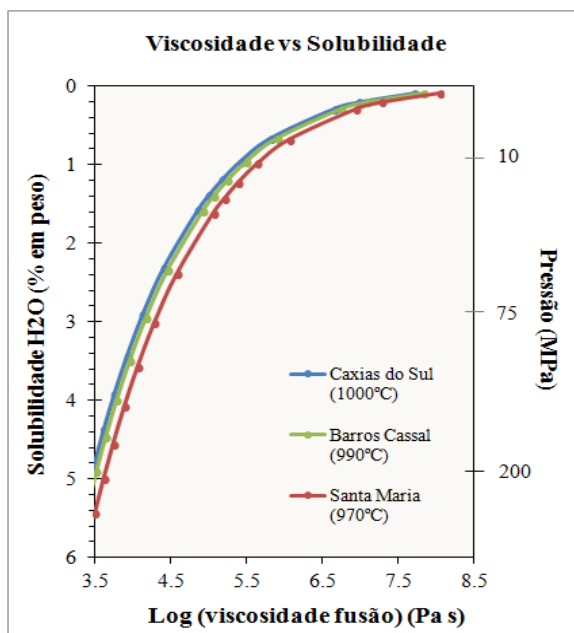


Fig. 8.11 Relação entre a viscosidade do líquido magmático e teor de H₂O solubilizada, que varia em função da mudança de pressão. Viscosidade calculada segundo a equação de Hess e Dingwell (1996).

8.7.2 INFLUÊNCIA DE CRISTAIS E VESÍCULAS NA VISCOSIDADE

A viscosidade de fusões silicáticas também irá variar em função da proporção de cristais (e.g. Cashman e Blundy, 2000; Caricchi et al., 2007; Whittington et al, 2009; Petford, 2009) e vesículas presentes (e.g. Manga et al., 1998; Manga e Loewenberg, 2001; Rust e Manga, 2002; Pal, 2003; Llewellyn e Manga, 2005; Gonnermann e Manga, 2007), sendo ambos parâmetros discutidos nos próximos itens.

8.7.2.1 Cristais

A presença de cristais afetará a reologia do magma quando sua proporção alcançar o valor ϕ_0 , limite máximo de empacotamento de cristais, a partir da qual uma rede cristalina começa a se formar impedindo a suspensão do fluxo (Petford, 2009) que passa a se comportar como um fluido de Bingham (Lavallée et al., 2007; Gonnermann e Manga, 2007).

Petford (2009) considera que valores de $\phi_0 > 0,4$ podem resultar em mudanças repentinas na viscosidade do magma, sendo que valores entre 0,6 e 0,8 têm sido utilizados com maior frequência em diversos modelamentos (e.g. Mastin e Ghiorso, 2001; Lavallée et al., 2013; Milnek e Sparks, 2005; Massol e Jaupart, 2009; Hale et al., 2009a; Hale et al., 2009b).

Considerando que a cristalinidade das rochas estudadas não alcança o limite máximo de empacotamento (40- 60% de cristais suspensos) poderemos aplicar, segundo Lejeune e Richet (1995), a lei de Roscoe (1952) para o cálculo da viscosidade efetiva:

$$\eta_c = \eta_{liq} \left(1 - \frac{\phi}{\phi_0}\right)^{-\frac{5}{2}} \quad (8.24)$$

Sendo ϕ o volume de frações de cristais e ϕ_0 a fração máxima de empacotamento do sólido, aqui considerada como 0,6 (Mastin e Ghiorso, 2000). Os resultados são apresentados nas tabelas 8.8 a 8.10.

8.7.2.2 Vesículas

A relação da viscosidade com a presença de vesículas no magma é relativamente complexa, e pode ser definida a partir do número de capilaridade (Ca) que corresponde a:

$$Ca = \eta_{liq} \epsilon R / \lambda \quad (8.25)$$

Sendo η_{liq} a viscosidade do líquido magmático; ϵ a taxa de tensão cisalhante; R o raio da vesícula e λ o tempo de relaxamento da vesícula, ou seja, a escala de tempo que uma bolha demora a responder as mudanças de tensão impostas sobre ela (Llewellyn e Manga, 2005).

Segundo Llewellyn e Manga (2005), fluxos constantes e de baixa velocidade apresentam uma baixa tensão de cisalhamento o que permite que a superfície de tensão da bolha de gás exceda a força da viscosidade e mantenha a vesícula aproximadamente esférica. A não deformação da vesícula força a fusão a ter de fluir ao redor das “esferas”, resultando assim no aumento da viscosidade do magma ($\mu_{\text{magma}} > \mu_{\text{fusão}}$). Neste tipo de regime considera-se $Ca < 1$ e a viscosidade apresenta uma relação positiva com o aumento de volume de gás no sistema (Gonnermann e Manga, 2007).

Em regimes instáveis, o sistema apresenta variações na taxa de descarga que causam mudanças bruscas de energia no sistema e nas tensões de cisalhamento (Llewellyn e Manga, 2005). As elevadas tensões de cisalhamento geradas negligenciam a viscosidade das vesículas, que não conseguem responder à tensão imposta e se deformam ($Ca > 1$). Com a vesícula estirada, o componente de deformação do magma se acomoda pelas paredes da bolha, escorregando pela interface fusão-vapor através de uma superfície livre de escorregamento (Gonnermann e Manga, 2007). Consequentemente, a viscosidade do magma decresce ($\mu_{\text{magma}} \approx \mu_{\text{fusão}}$), havendo uma correlação negativa da viscosidade com o aumento do volume de gás (Llewellyn e Manga, 2005).

Durante a ascensão do magma, as características reológicas do fluxo, velocidade, taxa de cisalhamento, temperatura e capilaridade tendem a mudar do centro para a borda do conduto, como resposta ao esforço das paredes do conduto (i.e. menor e maior stress do centro a borda, respectivamente).

Para regimes constantes ($Ca < 1$) será considerado:

$$\text{(mínimo)} \quad \eta_{mag} = \eta_c(1 - \phi_g)^{-1} \quad (8.26)$$

$$\text{(máximo)} \quad \eta_{mag} = \eta_c(1 + 9\phi_g) \quad (8.27)$$

E para regimes instáveis ($Ca \gg 1$):

$$\text{(mínimo)} \quad \eta_{mag} = \eta_c(1 - \phi_g)^{-5/3} \quad (8.28)$$

$$\text{(máximo)} \quad \eta_{mag} = \eta_c \left(\frac{1}{1 + 22,4\phi_g} \right) \quad (8.29)$$

Nas equações, η_{mag} corresponde a viscosidade do magma (cristais+vesículas); η_c viscosidade do magma com cristais e ϕ_g a fração do volume de gás no magma¹.

Llewellyn e Manga (2005) sugerem que ambos os valores de viscosidade (máximo e mínimo) sejam calculados, devendo-se considerar a média como resultado final. Para fluxos constantes ($Ca < 1$) com altas taxas de descarga, um valor de $Ca \gg 1$ pode ser considerado para as bordas do conduto (Eq.8.29).

¹ $\phi_g = [H_2O t \text{ (mol)} * R * T \text{ (K)}] / PH \text{ (Pa)}$, sendo R a constante de gás ideal = 8,314 e PH a pressão hidrostática da coluna de magma, Eq.8.30.

8.7.3 RESULTADOS

Considerando-se que a Sequência Santa Maria tenha sido formada pela ascensão de um fluxo constante com altas taxas de descarga, à temperaturas de 970°C, com até 1,3% H₂O_t, 6% de fenocristais ($\phi=0,06$), a viscosidade do magma seria de 10^{5,3} Pa s.

No limite de solubilidade de 200 bar (~840 m de profundidade de coluna de magma), o volume máximo² de H₂O_{vapor} no magma (sendo H₂O_t = H₂O_{vapor}) seria de 5,26x10⁻⁵ m³ resultando numa viscosidade efetiva de 10^{7,5} Pa s. As viscosidades calculadas para o intervalo de temperatura entre 930 a 1010°C, com teores de H₂O solubilizada de 0% (mínimo) a 1,3% (máximo) são apresentadas na Tabela 8.9 e no diagrama da Figura 8.12.

Tab. 8.9. Estimativas de viscosidade efetiva calculadas para os riolitos Santa Maria, sendo η_c a viscosidade efetiva do magma com a presença de cristais, segundo Eq. 8.24; e η_{mag} a viscosidade efetiva do magma considerando a presença de cristais + vesículas. A fração de volume de gás (H₂O_{vapor}) presente no magma foi calculada para 200 bar (limite de solubilidade do riolito Santa Maria para 1,3 a 1,5% de água). O valor de η_{liq} utilizado na equação foi obtido a partir do modelo de Giordano et al. (2008).

SANTA MARIA		η_c (liq + cristais)			η_{mag} (liq+cris+ves)		
% H ₂ O _t solubilizada		0,4	1,0	1,3	0,4	0	0
Pressão (Bar)		>200	>200	>200	200	200	10
Capilar. (min;max)		-	-	-	<1;>1	<1;>1	<1;>1
Fração vol. H ₂ O _{vapor}		0	0	0	3,64x10⁻⁵	5,26x10⁻⁵	1,05x10⁻³
Fração cristais (ϕ)		0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
930 °C	log η (Pas)	6.86	6.01	5.72	6.86	8.10	8.09
940 °C		6.74	5.90	5.61	6.73	7.95	7.94
950 °C		6.62	5.80	5.51	6.61	7.80	7.79
960 °C		6.50	5.69	5.42	6.50	7.66	7.65
970 °C		6.38	5.59	5.32	6.38	7.52	7.51
980 °C		6.27	5.49	5.23	6.27	7.38	7.37
990 °C		6.16	5.40	5.14	6.16	7.25	7.24
1000 °C		6.05	5.30	5.05	6.05	7.12	7.11
1010°C		5.95	5.21	4.96	5.95	6.99	6.98

² Volume máximo hipotético (considerado apenas como um exemplo), onde 100% da H₂O solubilizada se transforma em vesículas, desconsiderando qualquer taxa de difusão da água no magma. Em sistemas reais, essa transformação imediata não ocorre, pois a mesma é dependente da taxa de difusão da água, temperatura, densidade e pressão da fusão.

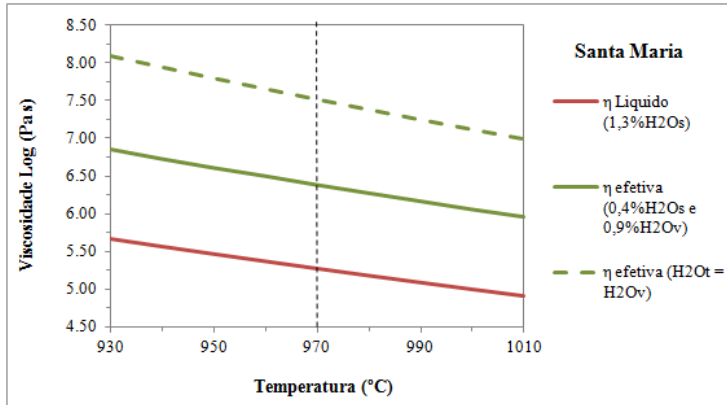


Fig. 8.12 Gráfico de viscosidade (η) do líquido para diferentes teores de H_2O solubilizada (H_2Os) e viscosidade efetiva para H_2O vapor máximo em função da temperatura, calculados, conforme Tab. 8.9.

Caso a Sequência Caxias do Sul tenha sido formada por fluxos instáveis, com temperatura de 980-990°C, até 2,3% de água solubilizada, 6% de fenocristais ($\phi=0,06$) e altas taxas de descarga, a viscosidade média do líquido seria de $10^{4,0}$ Pa s e a viscosidade efetiva de $10^{4,1}$ Pa s. No limite de solubilidade (400 bar), o volume máximo de H_2O_{vapor} no magma (sendo $H_2O_t = H_2O_{vapor}$) seria de $4,04 \times 10^{-5} m^3$ resultando numa viscosidade efetiva, em regime com $Ca \gg 1$ (Llewellyn e Manga, 2005), de $10^{7,2}$ Pa s. As viscosidades calculadas para o intervalo de temperatura entre 930 a 1010°C, com teores de H_2O solubilizada de 0% (mínimo) a 2,3% (máximo) são apresentadas na Tabela 8.10 e no diagrama da Figura 8.13.

Tab. 8.10. Estimativas de viscosidade efetiva calculadas para os dacitos Caxias do Sul, sendo η_c a viscosidade efetiva do magma com a presença de cristais, segundo Eq. 8.24; e η_{mag} a viscosidade efetiva do magma considerando a presença de cristais + vesículas. A fração de volume de gás (H_2O_{vapor}) presente no magma foi calculada para 400 bar (limite de solubilidade para 2,0 a 2,3% de água). O valor de η_{liq} utilizado na equação foi obtido mediante modelo de Giordano et al. (2008).

CAXIAS DO SUL		η_c (liq + cristais)			η_{mag} (liq+cris+ves)			
% H2Ot solubilizada		1,0%	1,5%	2,3%	1,0	0	0	
Pressão (Bar)		>400	>400	>400	400	400	10	
Capilar. (min;max)		-	-	-	>1	>1	>1	
Fração vol. H_2O_{vapor}		0	0	0	$2,02 \times 10^{-5}$	$4,04 \times 10^{-5}$	$1,61 \times 10^{-3}$	
Fração cristais (ϕ)		0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	
	log η (Pa s)	930 °C	5,57	5,13	4,62	5,68	7,78	7,76
		940 °C	5,46	5,03	4,53	5,57	7,63	7,60
		950 °C	5,36	4,94	4,44	5,47	7,48	7,46
		960 °C	5,25	4,84	4,36	5,37	7,34	7,31
		970 °C	5,15	4,75	4,27	5,27	7,20	7,17
		980 °C	5,06	4,66	4,19	5,17	7,06	7,04
		990 °C	4,96	4,57	4,10	5,073	7,25	7,24
		1000 °C	4,87	4,48	4,02	4,979	7,12	7,11
		1010°C	4,77	4,40	3,95	4,887	6,99	6,98

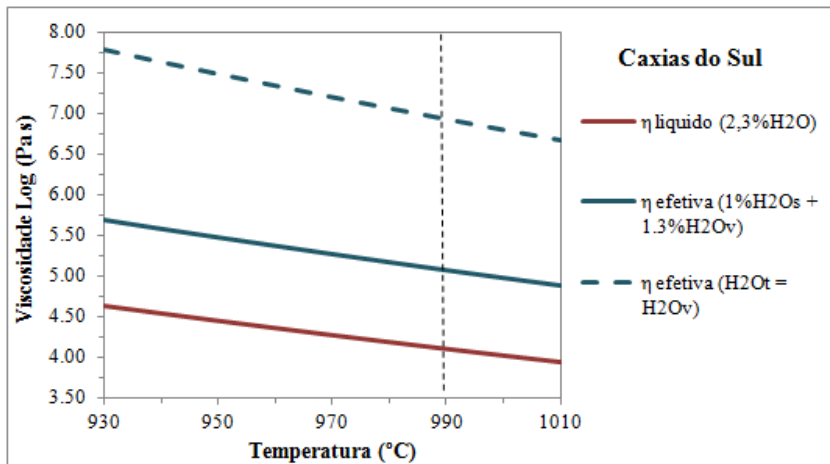


Fig. 8.13 Gráfico de viscosidade (η) do líquido para diferentes teores de H₂O solubilizada (H₂O_s) e viscosidade efetiva para H₂O vapor máximo em função da temperatura, calculados conforme Tab. 8.10.

Para a Sequência Barros Cassal considerou-se um regime instável ($Ca > 1$), com temperaturas de 990°C, até 4% de microfenocristais ($\phi = 0,04$) e teores de 1,0 a 2% de H₂O solubilizada, obtendo valores de viscosidade efetiva de 10^5 a $10^{3,8}$ Pa s. Abaixo do limite de solubilidade (350 bar), o volume máximo de H₂O_{vapor} no magma (sendo $H_2O_t = H_2O_{vapor}$) seria de $4,48 \times 10^{-5} m^3$ (a 350 bar), resultando numa viscosidade efetiva, de $10^{6,2}$ Pa s, dentro de um regime com $Ca > 1$ (Llewelin e Manga, 2005). As viscosidades calculadas para o intervalo de temperatura entre 930 a 1010°C, com teores de H₂O solubilizada de 0% (mínimo) a 2,3% (máximo) são apresentadas na Tabela 8.11 e no diagrama da Figura 8.14.

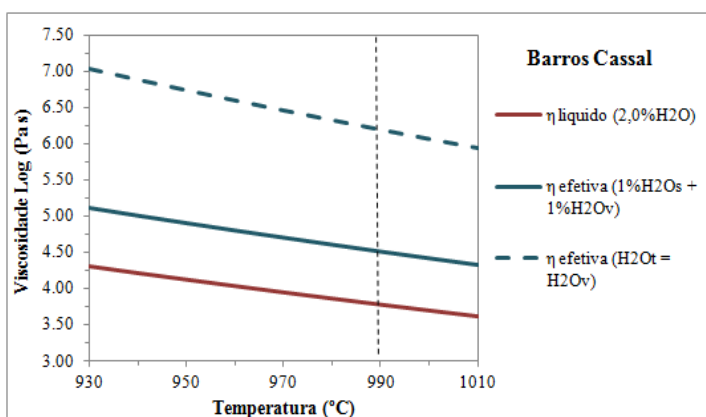


Fig. 8.14 Gráfico de viscosidade (η) do líquido para diferentes teores de H₂O solubilizada (H₂O_s) e viscosidade efetiva para H₂O vapor máximo em função da temperatura, calculados, conforme Tab. 8.11.

Tab. 8.11. Estimativas de viscosidade calculadas para os dacitos Barros Cassal, sendo η_c a viscosidade efetiva do magma com a presença de cristais, segundo Eq. 8.24; e η_{mag} a viscosidade efetiva do magma considerando a presença de cristais + vesículas. A fração de volume de gás (H_2O_{vapor}) presente no magma foi calculada para 350 bar (limite de solubilidade para 2,0% de água). O valor de η_{liq} utilizado na equação foi obtido mediante modelo de Giordano et al, (2008).

BARROS CASSAL		η_c (liq + cristais)			η_{mag} (liq+crist+ves)		
% H ₂ O _t solubilizada		1,0%	1,4%	2,0%	1,0	0	0
Pressão (Bar)		>400	>400	>400	400	400	10
Capilar. (min;max)		-	-	-	>1	>1	>1
Fração vol. H ₂ O _{vapor}		0	0	0	2,24x10⁻⁵	4,48x10⁻⁵	1,57x10⁻³
Fração cristais (ϕ)		0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
930 °C	$\log \eta$ (Pas)	5.11	4.79	4,35	5.11	7.04	7.02
940 °C		5.01	4.69	4,26	5.01	6.89	6.87
950 °C		4.91	4.59	4,17	4.91	6.75	6.73
960 °C		4.80	4.50	4,08	4.80	6.60	6.58
970 °C		4.71	4.40	3,99	4.71	6.47	6.45
980 °C		4.61	4.31	3,91	4.61	6.33	6.31
990 °C		4.52	4.22	3,82	4.52	6.20	6.18
1000 °C		4.42	4.13	3,74	4.42	6.07	6.05
1010°C		4.33	4.05	3,66	4.33	5.94	5.92

8.8 TEMPERATURA DE TRANSIÇÃO VÍTREA E FRAGILIDADE

Como as fusões silicáticas apresentam um comportamento visco-elástico, elas poderão se comportar como líquidos viscosos ou como vidros rúpteis dependendo da temperatura e do tempo de escala da deformação do magma (Dingwell e Webb, 1989).

A **temperatura de transição vítrea** (T_g) corresponde a uma barreira cinética que separa estes dois estados reológicos da fusão, podendo ser definida graficamente como o ponto de intersecção entre a linha do líquido e a linha do vidro de alguma propriedade do material (e.g. densidade, viscosidade, índice de refração, entalpia) em função da temperatura. Entretanto, é importante ressaltar que T_g é uma aproximação, uma vez que a transição do estado líquido (deformação elástica imediata) para o estado vítreo (rúptil) se desenvolve dentro de um intervalo de tempo e de temperatura.

Este tempo é também conhecido como "**tempo de relaxamento estrutural**" (τ) e corresponde ao intervalo de tempo em que o material apresenta um comportamento pseudo-elástico; i.e., o material consegue responder à deformação, porém com certo "atraso" devido a sua maior rigidez (Dingwell, 1996).

De acordo com Giordano et al. (2008) o termo fragilidade (m) das fusões silicáticas refere-se à sensibilidade da estrutura do líquido e propriedades do fluxo de mudarem em função da temperatura. A fragilidade pode ser classificada como: (1) Arrheniana ou “resistente” que corresponde a líquidos que apresentam alta resistência a mudanças estruturais (sempre sob grandes variações de temperatura) e (2) não-Arrheniana ou “frágil”, que corresponde a líquidos que se adaptam facilmente às perturbações térmicas, com contínuas mudanças em sua estrutura.

Baixos valores de fragilidade ($m < 20$) correspondem a fusões resistentes e altos valores ($m > 30$) indicam aumento da fragilidade. As fusões anidras, no geral, mostram um comportamento frágil (não Arrheniano) que tende a tornar-se mais resistente (Arrheniano) com o aumento do teor de voláteis, uma vez que voláteis dissolvidos no magma despolimerizam as cadeias de sílica da fusão. A fragilidade é insensível à pressão. Baixos valores de m com altos conteúdos de água aumentam o potencial de uma erupção explosiva (Giordano et al., 2008).

Neste trabalho o valor de T_g será considerado conforme definido por Giordano et al. (2008), que corresponde à temperatura em que o líquido alcança a viscosidade de 10^{12} Pa s. Para cálculo da fragilidade, utilizou-se a equação de Giordano et al., (2008). Os resultados estão apresentados na Tabela 8.12.

Tab.. 8.12 Temperatura de transição vítrea (°C) e valor de fragilidade (m) calculada para três teores de água, segundo modelo de Giordano et al. (2008).

	SANTA MARIA			CAXIAS DO SUL			BARROS CASSAL		
% H ₂ O _t	0,4	1,0	1,5	1,0	1,5	2,3	1,0	1,4	2,0
T _g (°C)	642	573	534	565	528	483	551	521,0	488,0
Fragilidade (m)	25,0	22,4	22,6	24,1	23,3	22,5	25,9	25,5	24,8

8.9. DENSIDADE

A densidade é uma propriedade física fundamental de fusões ígneas que controla a ascensão (devido ao diferencial de densidade da fusão com a rocha encaixante), condução de calor e a difusão de voláteis. A densidade dos líquidos silicáticos é dependente da composição, temperatura e pressão e pode ser calculada pela equação:

$$\rho = \sum_{i=1}^N \frac{X_i M_i}{V_i} \quad (8.29)$$

Onde, X_i é a fração molar do componente óxido, M_i é a massa molecular do óxido i (g/mol), N é o número total de óxidos na fusão e V_i é o volume da fração do óxido i (m³/mol),

dependente da temperatura e pressão. As densidades médias dos magmas das três sequências estudadas são apresentadas na Tabela 8.13

Tab.. 8.13 Densidades calculadas para magmas das três sequências vulcânicas estudadas.

Pressão (bar)	BARROS CASSAL			CAXIAS DO SUL			SANTA MARIA		
	Temp (°C)	H ₂ O %	ρ (g/cm ³)	Temp (°C)	H ₂ O %	ρ (g/cm ³)	Temp (°C)	H ₂ O %	ρ (g/cm ³)
10.000	1175	2,0	2,68	1167	1,5	2,58	1100	1,3	2,56
5.000	1020	2,0	2,60	1010	1,5	2,52	1000	1,3	2,48
1.000	990	2,0	2,53	980	1,5	2,46	970	1,3	2,42
500	990	2,0	2,53	980	1,5	2,46	970	1,3	2,41
200	990	1,0	2,58	980	1,0	2,48	970	0,4	2,46

Para o modelamento de evolução magmática e erupção (Capítulo 09), a densidade dos magmas foi utilizada para o cálculo da pressão hidrostática, i.e. altura da coluna de magma no conduto a pouca profundidade (<1 km), sendo que a mesma foi calculada segundo a equação:

$$PH = \rho gh \quad (8.30)$$

, onde ρ é a densidade (kgm³), g a gravidade (ms⁻²) e h a profundidade no conduto vulcânico (m). A pressão hidrostática também teve de ser obtida para efetuar o cálculo de fração de gás no magma (ϕ_g), usado no item 8.7.2.2.

8.10 REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Behrens, H., Jantos, N. (2001). The effect of anhydrous composition on water solubility in granitic melts. *American Mineralogist*, 86(1-2), 14-20.
- Behrens, H., Nowak, M. (2003). Quantification of H₂O speciation in silicate glasses and melts by IR spectroscopy-In situ versus quench techniques. *Phase Transitions: A Multinational Journal*, 76(1-2), 45-61.
- Bottinga, Y., WEILL, D. F. (1972) The viscosity of magmatic silicate liquids; a model calculation. *American Journal of Science*, v. 272, n. 5, p. 438-475.
- Caricchi, L., Burlini, L., Ulmer, P., Gerya, T., Vassalli, M., Papale, P. (2007). Non-Newtonian rheology of crystal-bearing magmas and implications for magma ascent dynamics. *Earth and Planetary Science Letters*, 264(3), 402-419.
- Cashman, K., Blundy, J. (2000). Degassing and crystallization of ascending andesite and dacite. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 358(1770), 1487-1513.
- Dingwell, D. B. (1993) Experimental strategies for the investigation of low temperature properties in granitic and pegmatitic melts. *Chemical Geology* 108:19-30.

- Dingwell, D. B. (1996). Volcanic Dilemma--Flow or Blow?. *Science*, 273(5278), 1054-1055.
- Dingwell, D.B. (1998). Recent experimental progress in the physical description of silicic magma relevant to explosive volcanism. In: Gilbert, J.S. e Sparks, R.S.J. (eds) *The physical of Explosive Volcanic Eruptions*. Geological Society, London, Special Publications, 145, 9-26.
- Dingwell, D.B.; Holtz, F.; Behrens, H. (1997). The solubility of H₂O in peralkaline and peraluminous granitic melts. *American Mineralogist*, 82(3), 434-437.
- Dingwell, D. B., Courtial, P., Giordano, D., Nichols, A. R. L. (2004). Viscosity of peridotite liquid. *Earth and Planetary Science Letters*, 226(1), 127-138.
- Dingwell, D. B., Webb, S. L. (1989). Structural relaxation in silicate melts and non-Newtonian melt rheology in geologic processes. *Physics and Chemistry of Minerals*, 16(5), 508-516.
- Gardner, J.E.; Hilton, M.; Carroll, M.R. (1999). Experimental constraints on degassing of magma: isothermal bubble growth during continuous decompression from high pressure. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(1), 201-218.
- Giordano, D., Romano, C., Dingwell, D. B., Poe, B., & Behrens, H. (2004). The combined effects of water and fluorine on the viscosity of silicic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(24), 5159-5168.
- Giordano, D., Mangiacapra, A., Potuzak, M., Russell, J. K., Romano, C., Dingwell, D. B., & Di Muro, A. (2006). An expanded non-Arrhenian model for silicate melt viscosity: A treatment for metaluminous, peraluminous and peralkaline liquids. *Chemical Geology*, 229(1), 42-56.
- Giordano, D., Russell, J. K., Dingwell, D. B. (2008). Viscosity of magmatic liquids: a model. *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1), 123-134.
- Gonnermann, H. M., Manga, M. (2007). The fluid mechanics inside a volcano. *Annu. Review Fluid Mechanics*, 39, 321-356.
- Hale, A. J., Calder, E. S., Loughlin, S. C., Wadge, G., & Ryan, G. A. (2009a). Modelling the Lava Dome Extruded at Soufrière Hills Volcano, Montserrat, August 2005–May 2006. Part I: Dome Shape and Internal Structure. *Journal of volcanology and geothermal research*, 187(1), 53-68.
- Hale, A. J., Calder, E. S., Loughlin, S. C., Wadge, G., & Ryan, G. A. (2009b). Modelling the lava dome extruded at Soufrière Hills Volcano, Montserrat, August 2005–May 2006: Part II: Rockfall activity and talus deformation. *Journal of volcanology and geothermal research*, 187(1), 69-84.
- Hess, K.U. and Dingwell, D.B. (1996) Viscosities of hydrous leucogranitic melts: A non-Arrhenian model. *American Mineralogist*, 81, 1297–1300.
- Hess, K.U., Cordonnier, B., Lavallée, Y., Dingwell, D.B. (2008). Viscous heating in rhyolite: An in situ experimental determination. *Earth and Planetary Science Letters*, 275(1), 121-126.
- Hui, H., & Zhang, Y. (2007). Toward a general viscosity equation for natural anhydrous and hydrous silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(2), 403-416.
- Lavallée, Y., Hess, K.U., Cordonnier, B., Dingwell, D.B., 2007. Non-Newtonian rheological law for highly crystalline dome lavas. *Geology*, 35, 843–846.

- Lavallée, Y., Benson, P. M., Heap, M. J., Hess, K. U., Flaws, A., Schillinger, B., Meredith P.G.; Dingwell, D.B. (2013). Reconstructing magma failure and the degassing network of dome-building eruptions. *Geology*, 41(4), 515-518.
- Lejeune, A.M., Richet, P. (1995). Rheology of crystal-bearing silicate melts: an experimental study at high viscosities. *Journal of Geophysical Research*, 100, 4215–4229.
- Liu, Y.; Zhang, Y.; Behrens, H. (2005). Solubility of H₂O in rhyolitic melts at low pressures and a new empirical model for mixed H₂O–CO₂ solubility in rhyolitic melts. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 143(1), 219-235.
- Llewellyn, E. W., Manga, M. (2005). Bubble suspension rheology and implications for conduit flow. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 143(1), 205-217.
- Manga, M., Castro, J., Cashman, K.V., Loewenberg, M. (1998). Rheology of bubble-bearing magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 87(1), 15-28.
- Manga, M., Loewenberg, M. (2001). Viscosity of magmas containing highly deformable bubbles. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 105(1), 19-24.
- Mangan, M.; Sisson, T. (2000). Delayed, disequilibrium degassing in rhyolite magma: decompression experiments and implications for explosive volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 183(3), 441-455.
- Massol, H., Jaupart, C. (2009). Dynamics of magma flow near the vent: Implications for dome eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 279(3), 185-196.
- Mastin, L. G., Ghiorso, M. S. (2000). *A numerical program for steady-state flow of magma-gas mixtures through vertical eruptive conduits*. DEPARTMENT OF THE INTERIOR WASHINGTON DC.
- Mastin, L. G., & Ghiorso, M. S. (2001). Adiabatic temperature changes of magma–gas mixtures during ascent and eruption. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141(3), 307-321.
- Melnik, O., Barmin, A. A., & Sparks, R. S. J. (2005). Dynamics of magma flow inside volcanic conduits with bubble overpressure buildup and gas loss through permeable magma. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 143(1), 53-68.
- Moore, G., Vennemann, T., & Carmichael, I. S. E. (1995). Solubility of water in magmas to 2 kbar. *Geology*, 23(12), 1099-1102.
- Newman, S.; Lowenstern, J.B. (2002). VolatileCalc: a silicate melt–H₂O–CO₂ solution model written in Visual Basic for excel. *Computers & Geosciences*, 28(5), 597-604.
- Nowak, M., Behrens, H. (2001). Water in rhyolitic magmas: getting a grip on a slippery problem. *Earth and Planetary Science Letters*, 184(2), 515-522.
- Pal, R. (2003). Rheological behavior of bubble-bearing magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 207(1), 165-179.
- Papale, P. (1997). Modeling of the solubility of a one-component H₂O or CO₂ fluid in silicate liquids. *Contributions to mineralogy and petrology*, 126(3), 237-251.
- Papale, P. (1999). Modeling of the solubility of a two-component H₂O+ CO₂ fluid in silicate liquids. *American Mineralogist*, 84(4), 477-492.
- Papale, P., Moretti, R., Barbato, D. (2006). The compositional dependence of the saturation surface of H₂O+ CO₂ fluids in silicate melts. *Chemical Geology*, 229(1), 78-95.
- Petford, N. (2009). Which effective viscosity?. *Mineralogical Magazine*, 73(2), 167-191

- Roscoe, R. (1952). The viscosity of suspensions of rigid spheres. *Br. J. Appl. Phys.* 3, 267–269.
- Russell, J. K., & Giordano, D. (2005). A model for silicate melt viscosity in the system $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$." *Geochimica et cosmochimica acta* 69(22), 5333-5349.
- Rust, A. C., Manga, M. (2002). Effects of bubble deformation on the viscosity of dilute suspensions. *Journal of Non-Newtonian Fluid Mechanics*, 104(1), 53-63.
- Shaw, H. R. (1972). Viscosities of magmatic silicate liquids; an empirical method of prediction. *American Journal of Science* 272(9): 870-893.
- Stolper, E. (1982). The speciation of water in silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46(12), 2609-2620
- Whittington, A. G., Hellwig, B. M., Behrens, H., Joachim, B., Stechern, A., Vetere, F. (2009). The viscosity of hydrous dacitic liquids: implications for the rheology of evolving silicic magmas. *Bulletin of volcanology*, 71(2), 185-199
- Zhang, Y. (1999). H_2O in rhyolitic glasses and melts: measurement, speciation, solubility, and diffusion. *Reviews of Geophysics*, 37(4), 493-516.
- Zhang, Y.; Stolper, E. M.; Ihinger, P. D. (1995). Kinetics of the reaction $\text{H}_2\text{O} + \text{O} = 2\text{OH}$ in rhyolitic and albitic glasses: Preliminary results. *American Mineralogist*, 80, 593-612.
- Zhang, Y.; Xu, Z.; Zhu, M; Wang, H. (2007). Silicate melt properties and volcanic eruptions. *Reviews of Geophysics*, 45(4).

CAPITULO 9

EVOLUÇÃO MAGMÁTICA E ERUPTIVA

Uma das questões mais controversas a cerca das rochas vulcânicas ácidas da PMPE é de como elas teriam sido geradas. Qual teria sido o caráter da manifestação vulcânica que gerou estes expressivos depósitos?

A literatura mais recente para a porção da PMPE exposta na Namíbia (Etendeka) tem mostrado certo consenso de que essas rochas teriam sido gerados por erupções explosivas (e.g. Milner et al., 1992, 1995; Marsh et al., 2001; Bryan et al., 2002; 2010; Ewart et al., 2004; Peate, 2009; Bryan e Ferrari, 2013), apesar das evidências de origem piroclástica serem relativamente escassas e em parte duvidosas.

Esta tese contrapõe-se à teoria de super-erupções explosivas e defende que os depósitos tenham sido gerados por eventos efusivos associada à altas taxas de descarga, com eventuais erupções de menores magnitudes (de caráter efusivo ou explosivo). As principais evidências para esta interpretação correspondem a uma grande variedade de estruturas e texturas vulcânicas características de efusões de lavas e lava-domos. As características físico-químicas inferidas para os magmas reforçam esta interpretação, indicando que eles correspondiam a fusões de altas temperaturas, baixas a médias viscosidades e baixo teor de voláteis, o que não favoreceria atividades vulcânicas de caráter explosivo.

Invariavelmente o estilo eruptivo de um magma está controlado pela taxa de ascensão e sua eficiência na desgaseificação (e.g. Gonnermann e Manga, 2007). Magmas que ascendem rapidamente tendem a se manifestar explosivamente, pois o processo de exsolução de voláteis torna-se ineficaz frente à alta velocidade de subida do fluxo. Por outro lado, a efusão de magmas silícicos pobres em cristais requer, além de condições próximas às temperaturas *liquidus*, velocidades de ascensão suficientemente rápidas para que não ocorra a excessiva cristalização, até que o magma alcance a superfície (Castro et al., 2013).

9.1 DACITO CAXIAS DO SUL

As rochas da Sequência Caxias do Sul são as que apresentam uma assinatura isotópica com variações muito pequenas nas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{134}$ (0,7192 e 0,7202) e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(t)}$ = 0,51204 a 0,51205, com valores de ϵNd de -8,2 a -8,7. Estas assinaturas podem

evidenciar uma evolução dentro de um sistema fechado (mas que poderia ter sofrido, ao menos localmente, processos de contaminação por material crustal). Modelos de fracionamento sugerem que este magma parental poderia corresponder a um líquido fracionado do magma basáltico Tipo Gramado. A maior concentração em ETRP e valores mais elevados de mg# (28-34) se comparados com os dacitos Barros Cassal (23-27) e com os riolitos Santa Maria (13-24) podem evidenciar a participação material crustal mais oxidado.

9.1.1 Início da Cristalização

De acordo com o software Melts de Ghiorso e Sack (1995), a 3 kbar de pressão, 2% de água e fO_2 de $10,4 \pm 0,2$ bar a temperatura *liquidus* do dacito Caxias do Sul marca o início da nucleação dos primeiros cristais de ortopiroxênio (enstatita) na fusão a $1042 \pm 5^\circ\text{C}$ (Fig. 9.1). Nestas condições, o líquido apresentaria uma viscosidade de $10^{3,4}$ Pa.s e uma densidade de $2,45 \text{ g.cm}^{-3}$.

Segundo o modelo, enquanto a fusão se encontrava a pressões > 2 kbar, com temperaturas variando entre o *liquidus* e $1000 \pm 10^\circ\text{C}$, apenas o ortopiroxênio (enstatita) e titanomagnetita teriam condições de cristalizar, somando até 3% do volume do magma (Fig. 9.1). A ascensão da fusão para pressões de 1 kbar resultaria na desestabilização do ortopiroxênio no líquido, que passaria a representar apenas 1,3% da fusão.

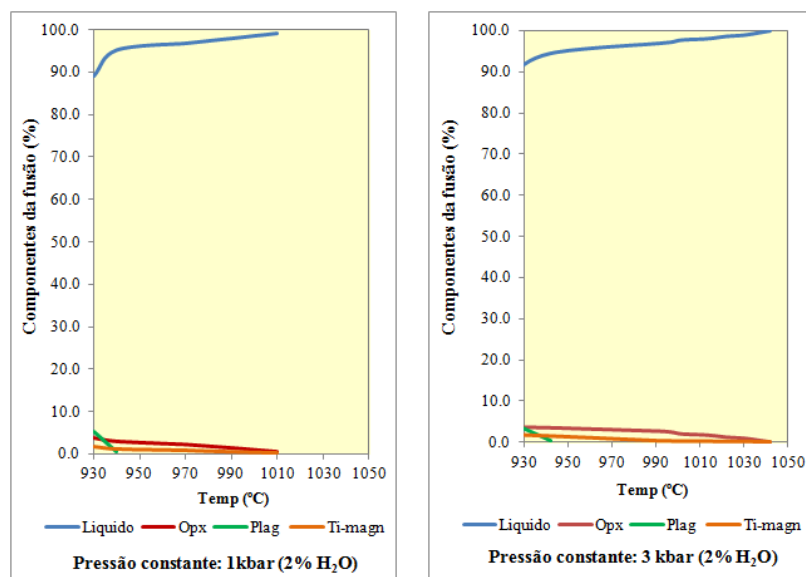


Figura 9.1. Diagramas da proporção de componentes na fusão (amostra GX07ob) em função da variação de temperatura e pressão, com $\text{Log}fO_2$ inicial fixa em -10,6 bars. A) para pressão constante de 1 kbar, com 2% H_2O ; B) para pressão constante de 3 kbar, com 2% H_2O . Estimativas calculadas pelo programa Melts (Ghiorso e Sack, 1995).

De acordo com o modelo do Melts, a cristalização de plagioclásio no líquido Caxias do Sul com 1,5% de H_2O e temperaturas de 980 a 1000°C poderia ocorrer apenas abaixo de 150 bars de pressão (~ 620 m de coluna de magma no conduto). A 3 kbar de pressão, a saturação de plagioclásio no líquido apenas ocorreria a 935°C (Fig. 9.1).

Entretanto, as anomalias negativas em Eu e Sr apresentadas pela química de rocha total e a existência de aglomerados de fenocristais (0,7 a 2,3 mm) com ortopiroxênio, ± titanomagnetita e também plagioclásio evidenciam que um processo de cristalização destes três minerais teria se iniciado dentro de câmaras magmáticas antes do início da ascensão. Pelo modelo de Putirka (2005), a temperatura de saturação de plagioclásio no líquido com 1,5% de H₂O (Fig. 8.16), a 1,5 e 2 kbar de pressão é de 1000°C. Para que o plagioclásio estabilize com essa temperatura (1000°C) a maiores pressões (~3 kbar) seria necessário que o magma apresentasse ao menos 2% de H₂O.

Po outro lado, os núcleos de fenocristais de plagioclásio analisados apresentam composições de An₅₆₋₆₁, indicando temperaturas de equilíbrio de 980-985°C (Tabela 8.4, análises c.feno). Uma possibilidade é de que esta fase mineral corresponda a xenocristais, formados na rocha encaixante da câmara e sequestrados pelo magma, mas testes de equilíbrio baseados no teor de An_{plag}-An_{liq} (Fig. 9.2) mostram de que estes cristais teriam se cristalizado dentro do líquido dacítico Caxias do Sul, ou pelo menos em um magma de composição muito similar.

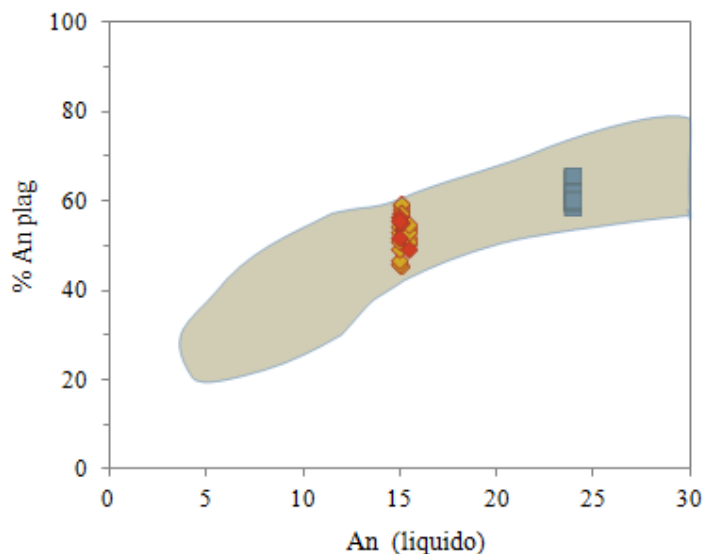


Fig. 9.2 Teste de equilíbrio plagioclásio-líquido, baseado no teor de An do plagioclásio e teor de anortita no líquido, calculado segundo equação de Lange et al. (2009). Cristais em equilíbrio com o líquido devem ficar dentro da área sombreada, definida a partir de trabalhos experimentais, citados em Waters e Lange (2013). Neste diagrama estão plotados apenas os centros de fenocristais analisados. Vermelho e laranja: Santa Maria; Azul: Caxias do Sul

Uma segunda hipótese é de que estes cristais tenham sido gerados em magmas residentes na câmara magmática, que teriam alcançado temperaturas próximas à da saturação do plagioclásio, permitindo assim sua cristalização. Esta hipótese explicaria as assinaturas isotópicas apresentadas por fenocristais de plagioclásio com razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{134} \sim 0,7213$ (dados inéditos da autora; Fig. 9.3) e piroxênio (Janasi et al., 2010), ambas mais baixas que as da rocha total ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{134} = 0,7198$; Fig. 9.3).

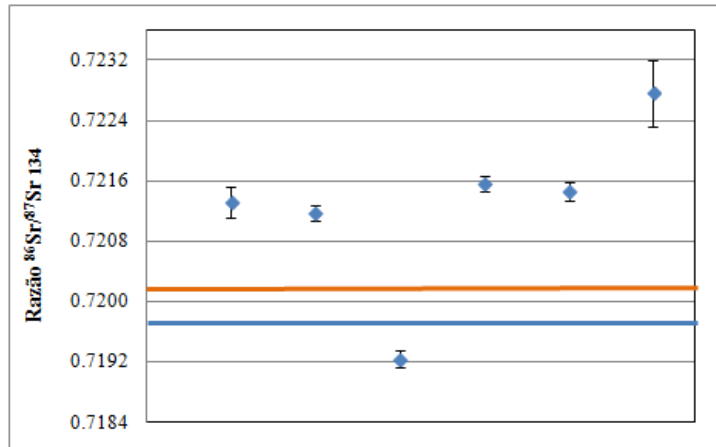


Figura 9.3 Diagrama para razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (134 Ma) e seus respectivos erros (2 sigma) obtidas para distintos fenocristais de plagioclásio da amostra GX101. A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (134 Ma) de rocha total da amostra GX101 corresponde à linha azul. A linha laranja corresponde à média da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (134 Ma) calculada para as demais amostras analisadas da Sequência Caxias do Sul.

Uma possível recarga de novos fluxos de magma para dentro do reservatório ou então correntes de convecção na câmara teriam carregado os antecristais de plagioclásio para dentro da fusão com temperaturas consideravelmente mais elevadas (~990°C), o que gerou a reabsorção parcial do cristal. A continuidade no processo de cristalização num líquido de temperatura relativamente mais elevada resultaria numa composição de equilíbrio inicialmente mais cálcica (An_{61-65}), que ao cristalizar ao redor dos antecristais (mais sódicos) preservaria as feições de desequilíbrio no seu núcleo. Concomitantemente, ocorre uma nova fase de nucleação de composição similar (An_{62-64}) e que correspondem aos microfenocristais euédricos e sem feições internas de reabsorção.

Antes do início do processo de ascensão, a 3 kbar de pressão, temperaturas de 990 a 1000°C, com 2,0% de água e 3% de cristais, o magma apresentaria uma densidade de 2,46 g. cm^{-3} e uma viscosidade de $10^{3,8}$ Pa.s.

9.1.2 Ascensão do Magma

A presença de microfenocristais (0,2-0,4 mm) de plagioclásio, clinopiroxênio, titanomagnetita ± ortopiroxênio, que somadas correspondem a menos de 4% do volume da rocha, sugere que uma nova fase de nucleação e cristalização teria ocorrido durante a ascensão do magma.

O programa Melts não acusa a cristalização de clinopiroxênio no líquido Caxias do Sul, mas de acordo com as estimativas obtidas pelo geotermômetro cpx-liq de Putirka (2008) seria necessário ascender o magma para pressões entre 2 e 1 kbar (mantendo a temperatura da fusão a $1000\pm 10^\circ\text{C}$), para dar início à cristalização de desta fase mineral. Condições similares de P-T

são estimadas pelo Melts para que a magnetita comece a cristalizar (1000°C a 0,9-1 kbar). Já o plagioclásio, segundo as estimativas obtidas pelo geotermômetro plagioclásio-líquido, apenas teria condições de se cristalizar a temperaturas de 975-980°C.

Assim, considera-se que houve uma diminuição de 2 kbar de pressão (de 12 km para 3,8 km, para uma densidade da crosta de 2,6 g.cm⁻³) associada a uma queda na temperatura de 1000°C para 980°C, o que corresponde a um gradiente dP/dT de 100 bar/K, durante o processo de ascensão. O desenvolvimento de um zoneamento normal (de An₆₄₋₆₆ para An₅₉₋₆₁) em todos os cristais de plagioclásio (fenocristais e microfenocristais) pode corresponder a um registro deste processo de ascensão do magma e diminuição de temperatura.

As novas condições P-T (1 kbar e 980°C) e aumento na fração de cristais de 0,03 para 0,06 causariam apenas uma leve diminuição na densidade para 2,44 g.cm⁻³ e um pequeno aumento na viscosidade para 10⁴ Pa.s.

9.1.3 Micrólitos

Uma terceira fase de cristalização teria se desenvolvido nos momentos finais da ascensão, após ultrapassar o limite de solubilidade a ~400 bars de pressão (< 1,7 km de coluna de magma dentro do conduto, considerando densidade do magma de 2,43 g cm⁻³), quando a exsolução de voláteis e temperatura de 970-985°C propiciariam o disparo de uma nova nucleação (micrólitos de plagioclásio, titanomagnetita, pigeonita, augita e enstatita) assim como o desenvolvimento de uma borda com menores teores de anortita (An₅₃₋₅₉) nos fenocristais de plagioclásio e uma borda de pigeonita ou augita nos fenocristais de ortopiroxênio.

A variação na quantidade de micrólitos entre diferentes fluxos reflete variações na taxa de descarga, velocidade de ascensão, eficiência na desgaseificação ou a velocidade de super-resfriamento entre os diferentes pulsos (Melnik e Sparks, 2005), de tal modo que maiores quantidades de micrólitos são observadas no centro de estruturas de lava-domos (e.g. Caricchi et al, 2007).

9.1.4 Limite de Solubilidade e Difusão da Água

Ao alcançar o limite de solubilidade (400 bars), a água começa a exsolver do magma com uma taxa de difusão média de 10^{-7,5} mm²s⁻¹ (calculada segundo modelo de Liu et al., 2004), dando início ao processo de geração de vesículas.

Se a uma profundidade de 840 m (pressão hidrostática de ~200 bar dentro do conduto, para densidade de 2,43 g.cm⁻³) ocorrer uma eventual exsolução de 25% da água inicialmente

solubilizada, o que corresponderia a uma ϕ_g (fração do volume de gás) no magma de $10^{-5,3} \text{ m}^3$, a viscosidade do líquido aumentaria para 10^5 Pa.s (mesmo valor da viscosidade efetiva) o que demonstra que a viscosidade seria mais afetada pela perda da água solubilizada que pelo aumento da fração de vesículas e cristais.

9.1.5 Velocidades de Ascensão

Assumindo-se que o processo de dissolução de água a 400 bar (coluna do magma de 1,7 km) provocou o disparo na nucleação dos micrólitos de plagioclásio (<0,08 mm) do magma Caxias do Sul, a uma taxa de cristalização da ordem de $10^{-7} \text{ mm.s}^{-1}$ (e.g. Swanson, 1977; Cashman, 1992; Hammer et al., 1999; Cashman e Blundy, 2000, McCanta et al., 2009) então a velocidade mínima de ascensão do magma teria sido de $0,2 \text{ cm.s}^{-1}$.

O mesmo cálculo também pode ser efetuado para a nucleação de microfenocristais de plagioclásio (< 0,25 mm), considerando-se que tenham cristalizado a partir de 1,5 kbar de pressão (~5,9 km) o que resultaria em uma velocidade de ascensão mínima de $0,23 \text{ cm.s}^{-1}$. Já para as rochas sem micrólitos, o diminuto tamanho dos microfenocristais (média de 0,12 mm) implica em velocidades mais elevadas, da ordem de $0,49 \text{ cm.s}^{-1}$. De acordo com Martel e Schmidt (2003) taxas de ascensão em velocidades moderadas (cm/s) são esperadas em magmas formadores de domos, enquanto que magmas plinianos ascendem a velocidades de m/s. Para comparação, na Tabela 9.1 são apresentadas algumas velocidades de ascensão de magmas formadores de lava-domos, apresentados em McCanta et al. (2007).

Tabela 9.1 Velocidades de ascensão, disponíveis na bibliografia, calculadas para magmas formadores de lava-domos.

Vulcão	velocidade de ascensão (cm/s)	Magma-tipo	Referência
Saint Helens (EUA)	0,1 – 0,2	Dacito	Geschwind e Rutherford (1995)
Soufriere Hills (Montserrat)	0,1 – 0,2	Andesito	Rutherford e Devine (2003)
Mount Unzen (Japão)	0,2	Dacito	Venezky e Rutherford (1999)
Black Butte (EUA)	0,4 – 0,6	Dacito	McCanta et al. (2007)

Segundo Cashman e Blundy (2000) para suprimir ou diminuir a taxa de cristalização sin-eruptiva de micrólitos e microfenocristais no magma, o mesmo deve ascender com uma rápida taxa de descompressão. Isso explicaria os altos valores calculados para as amostras isentas de micrólitos (amostra GX07ob).

Já menor velocidade de ascensão registrada nas amostras de matriz mais cristalina condiz com um aumento da cristalinidade (micrólitos) associada à exsolução de voláteis, que

também acarreta aumento de uma ordem de magnitude na viscosidade do líquido (10^4 para 10^5 Pa.s).

9.1.6 Modelo de Erupção

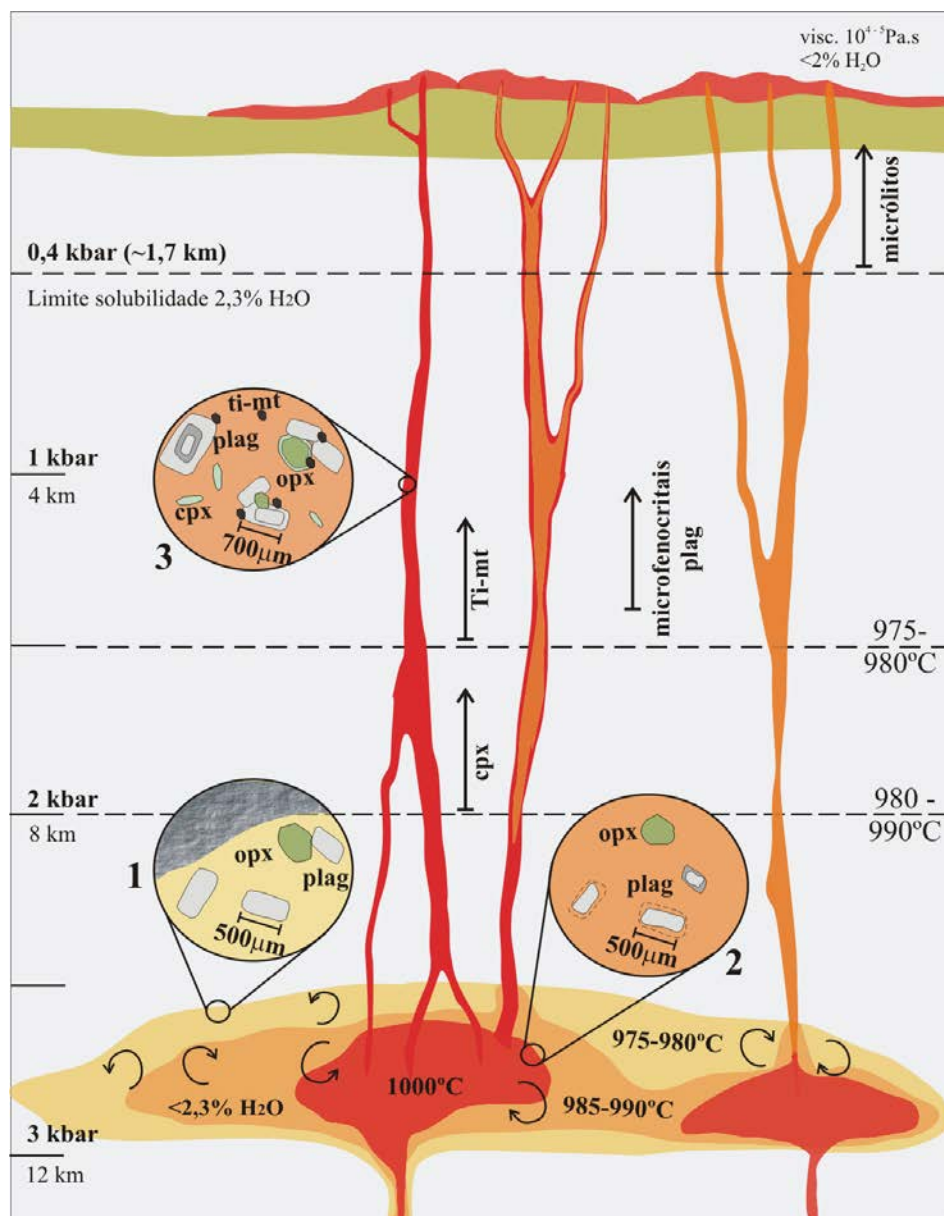
Sistemas de diques alimentadores, similares aos que alimentaram os derrames basálticos da província, teriam sido mais eficientes na transferência de massa da zona do reservatório até a superfície, evitando assim uma maior perda de calor durante a ascensão. Isso exigiria do magma características reológicas que viabilizariam sua ascensão através das fissuras até a superfície (Castro et al., 2013).

A reologia do magma é caracterizada principalmente pela viscosidade, que por sua vez é controlada pela composição, temperatura, teor de voláteis e cristalinidade. Altas temperaturas e água solubilizada tendem a abaixar a viscosidade; proporções de cristais $> 30\%$ afetam a reologia do magma (Gonnermann e Manga, 2007); e a presença de vesículas poderá reduzir ou elevar a viscosidade, dependendo da proporção, tamanho e taxa de cisalhamento do fluxo de magma (Gonnermann e Manga, 2007).

As diferenças de porosidade e grau de cristalinidade da matriz (% micrólitos), com variações no grau de deformação das vesículas, sugerem fluxos em regime instável (número de capilaridade $Ca \gg 1$, conforme visto no item 8.7.3. – Cap.8) durante o evento efusivo do magmatismo Caxias do Sul.

Se mesmo com viscosidades de 10^4 a 10^5 Pa.s, os voláteis não conseguirem exsolver eficientemente do magma, então as vesículas poderão se expandir, causando uma superpressurização que poderá disparar uma erupção explosiva a pequenas profundidades no conduto ou então no próprio domo em superfície. As rochas mais cristalinas da Sequência Caxias do Sul e que constituem os lava domos, apresentam até 30% de vesículas (que variam dentro do corpo, dependendo da espessura e posição) e a intensa cristalização da matriz demonstra que o magma sofreu uma eficiente perda de voláteis nos momentos finais da ascensão, i.e. a baixas pressões.

De acordo com Massol et al. (2001), magmas que perdem voláteis durante a ascensão tendem a subir pelo centro do conduto, concentrando os gases próximo às paredes. Outra possibilidade é que os voláteis migrem para o alto a maiores velocidades que o magma desgaseificado, então o mesmo passa ser antecedido por uma fusão de alta porosidade (Castro et al., 2008). Estes magmas mais porosos irão ascender rapidamente à superfície, impulsionadas pela própria força de expansão dos gases.



Dacito Caxias do Sul

Fig. 9.4 Figura esquemática para ilustrar o modelo de momentos pré e sin-eruptivos do magmatismo Caxias do Sul.

Altas porosidades (40-50%) somente foram observadas nos derrames denominados “marrom vesiculado”. A própria cor desta rocha sugere um excesso no estado de oxidação do vidro como resultado do processo de exsolução da água quando o mesmo se encontrava em superfície. A quase ausência de micrólitos sugere que estes fluxos tenham ascendido a altas velocidades, podendo de tal forma corresponder às fusões que antecederam as fusões desgaseificadas.

As fraturas verticais no centro dos lava domos são similares a *pipes* de escape de voláteis (Fig. 4.7a) que também teriam funcionado como eficientes mecanismos para perda dos gases, evitando assim a superpressurização interna do domo.

Ainda assim resta entender porque a lava oxidada de alta porosidade não explodiu. De acordo com os cálculos de viscosidade, se a efusão da lava ocorreu quando a mesma mantinha temperaturas de 970°C, com uma fração de 0,06 de fenocristais e microfenocristais, ausência de micrólitos, 0% de água solubilizada e uma fração máxima de gás (ϕ_g) de $10^{-2,8} \text{ m}^3$ (calculada para uma coluna de 30 m de magma, ~7 bar de pressão) então a viscosidade do líquido seria de $10^{7,0} \text{ Pa.s}$ e a viscosidade efetiva de $10^{7,15} \text{ Pa.s}$. No entanto, as elevadas temperaturas somadas ao aumento na fragilidade do magma (de 22,6 para 27,9, após a dissolução de 11 mol% de H₂O, item 8.8), demonstra que o líquido a 970°C ainda pode responder as tensões impostas sem se fragmentar (e.g. Giordano et al., 2008).

De acordo com Giordano et al. (2008), um comportamento explosivo é favorecido quando o magma apresenta uma baixa fragilidade (<22), associada a altas concentrações de voláteis (>10 mol% H₂O). Além disto, este líquido, mesmo que completamente desgaseificado, poderia manter seu comportamento plástico até alcançar uma temperatura T_g de 721°C (segundo o modelo de Giordano et al., 2008).

9.2 BARROS CASSAL

As variações composicionais em elementos maiores, e traços, incluindo as terras raras, apresentadas pelas distintas rochas da Sequência Barros Cassal evidenciam um caráter consanguíneo entre os magmas dos quais elas derivaram. Estas rochas são as menos radiogênicas em $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ entre todo o conjunto de amostras analisadas, e tanto o dacito como andesito Barros Cassal se situam dentro do campo Sr-Nd típico dos basaltos Tipo Gramado, conforme apresentado na Fig. 7.15.

Além de mostrarem diferenças na assinatura dos isótopos radiogênicas, os dois andesitos analisados também parecem se associar a dois distintos *trends* evolutivos (Fig.9.2). A amostra GX113, que tem a razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais elevada, correlaciona-se a um mesmo *trend* evolutivo de cristalização fracionada associado às amostras de andesito basáltico GX154 e de dacito RS73 (Fig.9.2). Já a amostra isotopicamente mais radiogênica (GX94) encontra-se em um *trend* que inclui o andesito basáltico GX09 e o dacito GX22 (entre outros), que apresenta maior afinidade com a tendência exibida pelos tipos Caxias do Sul e Santa Maria.

Estas duas linhas evolutivas observadas em rochas similares e que compõem a mesma sequência vulcânica podem ser resultado de (1) uma grande câmara magmática com variações locais controladas pela proximidade de zonas de recarga ou de fontes contaminantes ou (2) um sistema magmático formado por uma rede conectada de pequenas câmaras ou *sills*, que evoluem de forma independente (e.g. Annen et al., 2006).

Os primeiros derrames que afloram na sequência têm a composição de andesito basáltico, que segundo os modelos calculados teriam sido gerados através de um processo de cristalização fracionada em equilíbrio a partir de um basalto Tipo Gramado. Durante esse processo, o líquido andesito basáltico foi levemente enriquecido em elementos incompatíveis como Ba, Rb, Th, La, Ce (Fig. 9.5).

A mesma tendência de diferenciação ocorre entre o andesito basáltico e o andesito que, segundo modelo de fracionamento, também teria sido gerado a partir de cristalização fracionada. A maior abundância de fenocristais observada nestas lavas (fenocristais de plagioclásio zonado, clinopiroxênio e titanomagnetita) com relação às outras rochas da sequência Barros Cassal sugerem que este magma permaneceu mais tempo estocado em uma câmara magmática. Este processo teria favorecido o processo da cristalização e o fracionamento de um líquido dacítico (gerando assim o dacito Barros Cassal).

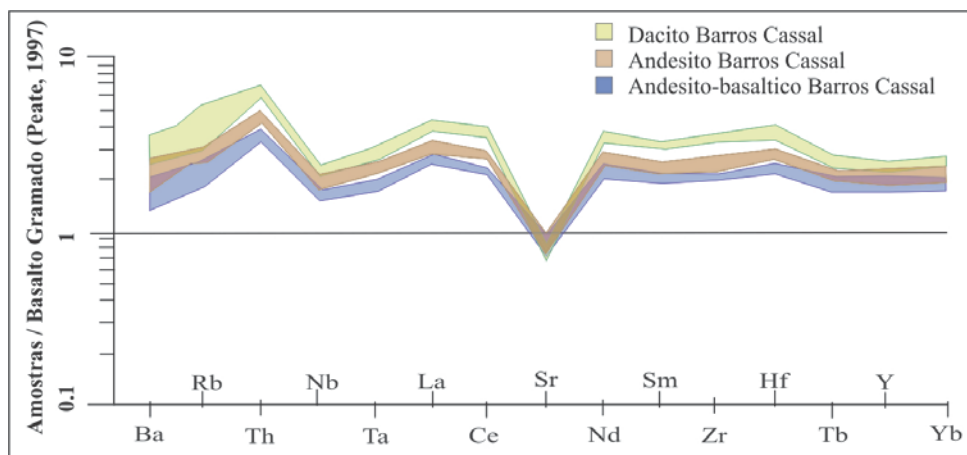
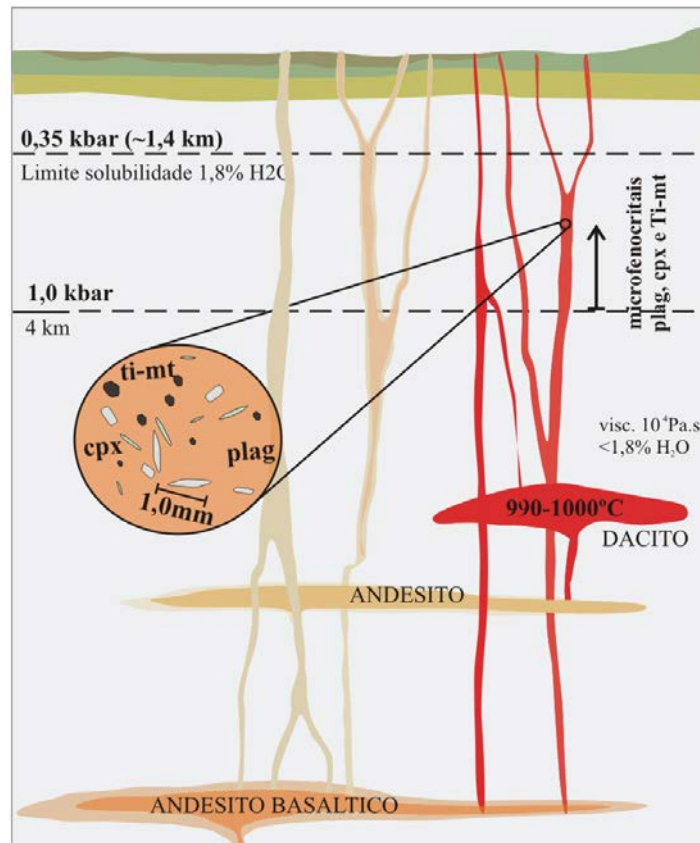


Fig. 9.5 Diagrama *spider* de elementos incompatíveis para rochas da Sequência Barros Cassal normalizados pelo basalto Tipo Gramado (composição extraída de Peate et al., 1997).

9.2.1 Cristalização e Ascensão do Magma Dacítico Barros Cassal

As rochas dacíticas são aquelas que apresentam um maior grau de diferenciação com relação ao magma primordial dentro da Sequência Barros Cassal (Fig. 9.5). O modelamento sugere que o dacito corresponde ao líquido remanescente após 28% de cristalização do magma de composição andesítica pertencente a mesma sequência (Item 7.7, Cap.7).

As temperaturas estimadas a partir dos geotermômetros e a baixa cristalinidade desta rocha implica que o magma dacítico se encontrava a uma temperatura próxima ao *liquidus* quando se deu início o processo de ascensão. Considerando-se que a evolução do magma tenha ocorrido na crosta superior, com teores de até 1,8 % de H₂O, foram calculadas temperatura *liquidus* de 1102°C e 1089°C para pressões de 6 e 3 kbar.



Sequencia Barros Cassal

Fig. 9.6 Figura esquemática para ilustrar o modelo de momentos pré e sin-eruptivos do magmatismo Barros Cassal.

De acordo com o modelo do software Melts, a titanomagnetita corresponderia à primeira fase cristalina a ser gerada, logo abaixo da temperatura *liquidus*, enquanto o clinopiroxênio começaria a cristalizar a 1020-1025 °C a pressões de 1 a 1,5 kbar. As estimativas pelos geotermobarômetros de Putirka (2003, 2008) indicam que os cristais de clinopiroxênio teriam se cristalizado entre 0,5 a 0,7 kbar (entre 2 e 3 km de profundidade), num liquido com temperaturas de 990-1000°C a 1,5% de H₂O. A fusão, sob estas condições, apresentaria uma densidade de 2,55 g.cm⁻³ e uma viscosidade de 10^{4.1} Pa.s. Uma temperatura da ordem de 995°C também propiciaria a cristalização de plagioclásio no magma.

Considerando-se que os microfenocristais de plagioclásio da amostra GX22, por exemplo, apresentam uma dimensão máxima de 0,25 mm e que os mesmos tenham cristalizado à velocidade de 10^{-7} mm.s⁻¹ a partir de 3 km de profundidade quando o magma estava em ascensão, então pode-se estimar que o fluxo que alimentou este derrame, em particular, teria ascendido a uma velocidade de 0,12 cm.s⁻¹. Com uma baixa viscosidade e altas temperaturas esta lava teria capacidade de fluir por extensas áreas. No entanto, a morfologia laminar e pouca espessura teriam acelerado a perda de calor, acarretando no super-resfriamento.

9.3 SANTA MARIA

As rochas da Sequência Santa Maria têm composição riolítica e são, portanto, as mais evoluídas entre todas as vulcânicas ácidas Tipo Palmas, o que é também evidenciado por suas assinaturas geoquímicas e isotópicas.

Modelos de fracionamento são consistentes com a ideia de que o magma parental do riolito Santa Maria corresponde a um líquido de composição similar ao dacito Barros Cassal. (Item 7.7, Cap.7). As variações nas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{134}$ (entre 0,7230 e 0,7255) e, em menor grau, nas razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{134}$ (0,512037 a 0,512048), com ϵNd (-8,14 a -8,35) sugere que o riolito tenha se diferenciado dentro de um sistema aberto onde sofreu processos de assimilação crustal, que seria responsável pelas maiores concentrações de elementos incompatíveis como ETRL e Zr (Item 7.7.3).

O riolito Santa Maria também se caracteriza pela baixa cristalinidade (até 6% de fenocristais e microfenocristais), proporções variadas de micrólitos (0 a 20%) e uma temperatura de equilíbrio próxima ao *liquidus*. As estimativas de pressão para o magma Santa Maria indicam que a cristalização ocorreu a profundidades rasas da crosta, entre 2 e 12 km (0,5 a 3 kbar). Microfenocristais (0,08 a 0,2 mm) e micrólitos (<0,06 mm) sugerem novas fases de nucleação e cristalização durante a ascensão, que devem estar associadas à diminuição de temperatura e pressão e ao início da exsolução de voláteis (≤ 20 MPa), respectivamente.

9.3.1 Início da Cristalização

As pequenas dimensões dos fenocristais (0,3-0,7 e 0,6-1,2 mm, raramente alcançando 2 mm) e sua baixa concentração no magma (<3%) evidenciam curtos períodos de estocagem em câmaras magmáticas relativamente rasas na crosta (<12 km) em momentos prévios à erupção.

Segundo modelamentos utilizando o software Melts (Ghiorso e Sack, 1995), a 3 kbars de pressão e 1,2% de H₂O (valor máximo obtido pelo geohigrômetro de Putirka, 2005) a temperatura *liquidus* do magma ficaria em torno de 1022±5°C. Logo abaixo desta temperatura, a magnetita seria a primeira fase mineral a cristalizar, enquanto a pigeonita iniciaria a cristalização a 1002 °C (Fig. 9.7).

Ainda de acordo com o modelo Melts, com 1,2% de H₂O a cristalização do plagioclásio só iria se iniciar a 910°C, enquanto que com teores de 0,4% o plagioclásio se cristalizaria a 990°C. No modelo de Putirka (2005), por outro lado, os núcleos de fenocristais de plagioclásio de composição An₄₆₋₅₄ que ocorrem no riolito poderiam cristalizar, para os mesmos teores de H₂O no líquido (1,2%) a temperaturas de 960-965°C.

Estes núcleos mais sódicos apresentam feições internas de reabsorção, evidenciando que em algum momento sofreram desequilíbrio com o líquido, podendo inclusive tratar-se de xenocristais. Teste de equilíbrio An_{plag}-An_{liq} (Fig. 9.2) assim como o conteúdo de elementos traços apresentados pelo mineral (Guimarães et al., 2013), confirmam que estes cristais poderiam ser oriundos do próprio magma riolítico e que não correspondem a xenocristais. Análises isotópicas nestes cristais apontam razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr₍₁₃₄₎ mais elevadas que a rocha total (0,7267-0,7280 versus 0,7230-0,7255, respectivamente), sugerindo que eles devem corresponder a antecristais, que teriam cristalizado no mesmo sistema magmático, registrando eventos prévios de contaminação crustal em magmas residentes na câmara.

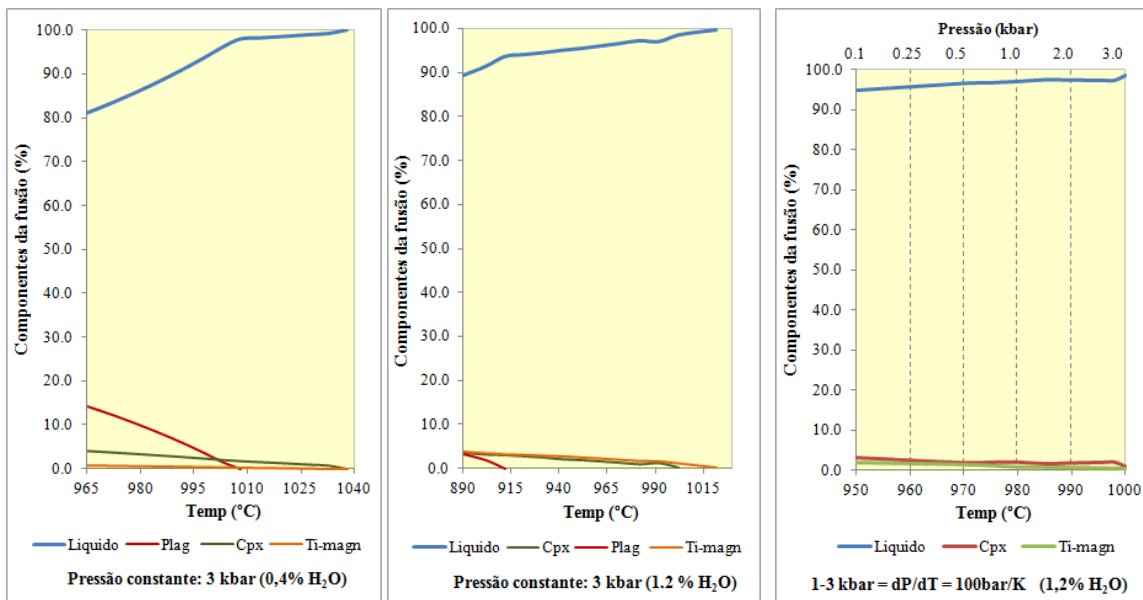


Figura 9.7. Diagramas da proporção de componentes na fusão (amostra GX35) em função da variação de temperatura e pressão, com LogfO₂ inicial fixa em -10,3 bars. A) para pressão constante, com 0,4% H₂O; B) para pressão constante de 3 kbar, com 1,2% de água; C) para mudança de gradiente dP/dT. Estimativas calculadas pelo programa Melts (Ghiorso e Sack, 1995).

Deste modo, considera-se que os magmas riolíticos Santa Maria residentes em uma câmara magmática a 3 kbar de pressão, apresentariam temperaturas de 960-970°C, 1,2% de H₂O, 3% de fenocristais, densidade de 2,41 g.cm⁻³ e uma viscosidade de 10^{5,1} Pa.s.

Feições texturais nos fenocristais de plagioclásio, assim como estimativas obtidas pelo geotermômetro clinopiroxênio-líquido de Putirka (2003, 2008), indicam uma elevação na temperatura do magma para 970-980°C.

O aumento da temperatura gerado por correntes de convecção ou reabastecimento da câmara promoveu a reabsorção parcial dos antecristais de plagioclásio e deu início a uma nova fase de cristalização que gerou um sobrecrecimento nos cristais em desequilíbrio (com um salto no teor de anortita para An₅₇₋₆₀ sentido borda, constituindo um zoneamento inverso) e a nucleação de novos fenocristais, caracterizados pelos seus núcleos de labradorita (An₅₀₋₆₀), ausência de feições internas de desequilíbrio e zoneamento inverso (quando presente).

Eventos de recarga podem ter sido responsáveis pelo disparo da ascensão e erupção do magma Santa Maria.

9.3.2 Ascensão do Magma

Os geobarômetros clinopiroxênio-líquido indicam que após o início da ascensão uma nova fase de cristalização (microfenocristais) se desenvolveu a partir de 1 kbar de pressão (~4 km de profundidade) quando o magma já apresentava temperaturas na faixa de 950 a 960°C, resultando num gradiente dP/dT de 100 bar/K. Os fenocristais de plagioclásio registram essa variação na temperatura desenvolvendo um discreto zoneamento normal, com teores variando de 56 a 52% An, sentido borda.

Uma fase de nucleação também teria sido disparada nessas novas condições T-P, com a geração de microfenocristais de pigeonita, comumente associada a titanomagnetita, e cristais tabulares de andesina (An₄₇₋₅₀), que por vezes apresentam núcleos mais cálcicos (An₅₄₋₅₈). É provável que estes núcleos correspondam a pequenos grãos (da fase anterior de cristalização) que se encontravam dispersos no magma e que foram usados como germens de crescimento. Em algum momento durante a ascensão, os fenocristais de magnetita entraram em desequilíbrio com o líquido, o que gerou a corrosão de suas bordas e pequenos golfos de reabsorção.

A diminuição da temperatura (de 975±5°C para 955±5°C) e aumento da fração cristalina (de 0,03 para 0,06) resulta numa pequena elevação da viscosidade efetiva para 10^{5,5} Pa.s.

9.3.3 Micrólitos

A fase de nucleação de micrólitos é vinculada aos momentos finais da ascensão, quando o magma alcança temperaturas de 940-950°C e o limite de solubilidade de 1,2% de água é ultrapassado (a ~200 bars).

Os micrólitos correspondem a cristais de plagioclásio (An_{46-50}), pigeonita (constituindo também finas coronas nos opacos), raras augitas e pequenos grãos anédricos titanomagnetita.

9.3.4 Limite de Solubilidade e Difusão da Água

Sabe-se que em magmas de elevadas temperaturas e com baixos teores de H_2O total (<2%), a água passa ocorrer predominantemente na forma de hidroxilas (Zhang, 1999). Íons de hidroxila, por sua vez, tendem a difundir muito mais lentamente que a H_2O e quando o limite de solubilidade do riolito Santa Maria foi ultrapassado a difusividade da água pode então ter ocorrido tão lentamente que atrasou o disparo da nucleação de micrólitos e vesículas (e.g. Gonnermann e Manga, 2007). Segundo modelo de Zhang et al., (2007), a difusividade da água no magma riolítico Santa Maria teria ocorrido a uma taxa de $10^{-10} \text{ mm}^2\text{s}^{-1}$.

9.3.5 Velocidade de Ascensão

Se microfenocristais de plagioclásio (<0,2 mm) cristalizados a partir de uma profundidade de 4 km (~ 1 kb de pressão) cresceram à velocidade de $10^{-7} \text{ mm.s}^{-1}$, similar ao dacito Caxias do Sul, então o magma pode ter ascendido até alcançar a superfície, a uma velocidade média de $0,2 \text{ cm.s}^{-1}$.

O mesmo cálculo poderia ser realizado para os micrólitos (<0,08 mm), considerando que tenham sido nucleados de forma imediata, assim que o magma ultrapassou o limite de solubilidade da água (200 bars \approx 840 m de profundidade de coluna de magma), o que resultaria em uma velocidade média de $0,1 \text{ cm.s}^{-1}$.

No entanto, deve-se ter em conta que a lentidão na difusão de água pode ter provocado significantes atrasos na nucleação de micrólitos e, sendo assim, a profundidade de cristalização pode ter sido bem menor que 840 m. Além disto, o atraso da nucleação, somado à presença de hidroxilas que se exsolvem lentamente no líquido (e são mais eficazes em despolimerizar a cadeia de SiO_2 da fusão), poderia evitar o aumento da viscosidade do magma e manter estável a velocidade de ascensão de $0,2 \text{ cm.s}^{-1}$ para fluxos constantes e de baixa taxa de descarga. Uma substancial queda na velocidade poderia estar associada ao aumento na taxa de descarga.

9.3.6 Modelo de Erupção

A base da Sequência Santa Maria corresponde a derrames laminares e estruturas de fluxo lobado de obsidianas maciças e bandadas, com concentrações variadas de vesículas, que por vezes, ocorrem intensamente estiradas (Fig. 4.15). Estas características sugerem que o início da manifestação vulcânica ocorreu com a emissão de discretos e instáveis fluxos de magma (com número de capilaridade $Ca \ll 1$) e de temperaturas de 950 a 970°C, que teriam ascendido pelos condutos com velocidades constantes de $0,2 \text{ cm.s}^{-1}$, inibindo assim a completa exsolução de voláteis e crescimento de micrólitos e, conseqüentemente, evitando o aumento da viscosidade efetiva de $10^{5,5}$ a $10^{5,6}$ Pa.s (calculada para um magma com 6% de fenocristais, 0,6 a 0,8% de água solubilizada e uma fração de gás (ϕ_g) de $10^{-3,4} \text{ m}^3$).

Este magma, mesmo que intensamente desidratado (com 0,2% H_2O , conforme estimativas no Cap.08), resultando em uma viscosidade de 10^7 Pa.s, poderia continuar a fluir com comportamento líquido ou pseudo-elástico até alcançar a temperatura de transição vítrea a 680-690°C, que corresponde à temperatura em que a lava apresenta uma viscosidade de 10^{12} Pa.s (segundo modelo de Giordano et al., 2008). Mesmo comportando-se reologicamente como um líquido resistente (fragilidade entre 23 e 24), a baixa concentração de água no magma (<5 mol % de H_2O) praticamente anularia o potencial explosivo. Estas conclusões são amparadas pelo trabalho de Melnik et al., (2005) que propõem que fluxos de magma silícicos que ascendem com pequenas taxas de descarga não se fragmentam, permitindo que um magma, mesmo que vesiculado e com um eficiente escape de gás, alcance a superfície efusivamente.

Após a efusão destas obsidianas, o evento vulcânico prossegue com um aumento na taxa de descarga e a formação de espessos lava domos alimentados por um fluxo constante (Fig. 4.20). Com o aumento do volume, invariavelmente a velocidade de ascensão tenderá a cair, o que resultará no aumento da fração cristalina da matriz (estimado em 0,3) e um conseqüente aumento na viscosidade do magma para $10^{7,4}$ Pa.s (calculada para uma fração de gás (ϕ_g) de $10^{-2,4} \text{ m}^3$ com número de capilaridade $Ca \gg 1$). O aumento na taxa de cristalização da matriz resultará no aumento no teor de água, que poderá atingir o $P_{\text{H}_2\text{O}}$ crítico se não houver uma eficiente difusividade.

Se a taxa de descarga for muito elevada, haverá um aumento da resistência do fluxo nas margens do conduto, que resultará no aumento da tensão cisalhante e temperatura, e conseqüentemente se desenvolverá um *shear thinning*, ou seja, o líquido viscoso em contato com as paredes do conduto passará a ter um comportamento pseudo-elástico, diminuindo a tensão entre o magma e as paredes (Dingwell, 1996; Gonnermann e Manga, 2007). A água em

excesso na forma de vesículas ou proto-vesículas (zonas com concentração de água na fusão relativamente alta) tende a migrar para as paredes do conduto que, dependendo das condições dinâmicas do fluxo, podem sofrer extensivo estiramento (Llewellyn e Manga, 2005), gerando um bandamento no magma (Hausback, 1987, Sandman et al., 2009), onde camadas mais permeáveis e ricas em voláteis criam uma superfície de escorregamento para o líquido já desgaseificado, reduzindo a viscosidade efetiva do magma ($<10^7$ Pa.s com $Ca \ll 1$, segundo as equações no item 8.7.2.2) e aumentando a eficiência de transporte pelo conduto (Gonnermann e Manga, et al. 2007). O bandamento caracterizado por diferenças no conteúdo de água, com variações no grau de desvitrificação, presença de micrólitos e oxidação é uma das feições mais comuns das rochas que compõem a base e as bordas das estruturas de lava domos (Fig. 4.18).

Uma segunda hipótese para geração do bandamento é apresentada por Gonnermann e Manga (2003), que sugerem que uma fragmentação induzida pelo cisalhamento poderia produzir fragmentos transitórios de magma envolvidos por fraturas interconectadas que aumentam a permeabilidade, permitindo que os voláteis migrem para fora da fusão. Repetidos ciclos de fragmentação associados a uma deformação intensa no fluxo poderiam gerar, a partir do estiramento dos próprios “fragmentos heterogêneos”, bandamentos no fluxo. Assim, de acordo com os autores, bandamentos de fluxo em magma silícicos podem corresponder a registros de fragmentação e arrefecimento do vidro que ocorreram durante ascensão do magma.

Considerando que o magma Santa Maria foi alimentado por condutos fissurais e não circulares, isso aumentaria o contato com as paredes, elevando conseqüentemente a tensão cisalhante e a geração de calor, diminuindo a sua viscosidade e aumentando a permeabilidade, o que facilitaria a percolação de água através do bandamento. De acordo com Taisne e Jaupart (2008), uma liberdade lateral de espalhamento de um lava-domo, e seu não confinamento em crateras, aumenta a capacidade de desgaseificação do magma, diminuindo os riscos de potenciais erupções explosivas.

A similaridade composicional entre as obsidias e o riolito cristalino que compõe o lava domo, assim como as mesmas proporções e características de fenocristais e microfenocristais apresentada por ambas rochas, indica que as diferenças reológicas no momento da extrusão ocorreram devido a variações em fatores como taxa de descarga, velocidade de ascensão e taxa de desgaseificação do magma durante o seu trajeto final, próximo à superfície.

de cada derrame foram controladas por diversas variáveis interdependentes, tais como temperatura, taxa de descarga, distância do centro de emissão e viscosidade da lava, entre outras. As últimas erupções do magmatismo Caxias do Sul se deram de forma intermitente, permitindo a deposição de pequenos depósitos de arenito intercalados às lavas.

Os canais que alimentaram estas efusões vulcânicas não foram mapeados na região. Lima et al. (2012), no entanto, encontraram na região de São Marcos (~ 80 km a leste da área de estudo) diques de rocha ácida, associada pelos autores à sequência vulcânica silícica AVE-I (Waichel et al., 2012), que apresenta correlação química com os dacitos Caxias do Sul, apoiando a ideia de que sua extrusão ocorreu através de fissuras.

O paleo-relevo formado no final do evento vulcânico Caxias do Sul permitiu a acumulação de pequenos e descontínuos corpos de areia que foram depositados simultaneamente com fluxos de lavas andesito basálticas, andesíticas e dacíticas que compõem a Sequência Barros Cassal (Fig. 9.8 - Caixa 2). O paleorelevo também desempenhou um papel importante na distribuição destas lavas, de modo que as maiores espessuras foram atingidas nos locais onde o topo da Sequência Caxias do Sul não ultrapassou a cota topográfica de 320 m. Nas regiões onde os últimos derrames do vulcanismo Caxias do Sul afloram entre 380 e 400 m, um máximo de dois fluxos de lava dacítica Barros Cassal são observadas, enquanto nas áreas onde os derrames Caxias do Sul alcançam maiores elevações (ao longo do vale do rio Palmeira, com altitudes entre 400 e 500 m), a sequência Barros Cassal está ausente. Depósitos de areia são igualmente controlados pela topografia deixada pelo evento vulcânico Caxias do Sul, sendo portanto observadas maiores espessuras de arenito nas regiões em que o dacito Caxias do Sul se limita a pequenas elevações.

Os canais de alimentação dos fluxos de lava Barros Cassal também não foram identificados na região. A frequente intercalação de arenito entre os fluxos individuais atesta o comportamento intermitente deste evento vulcânico.

Após efusão das primeiras lavas da Sequência Santa Maria, que correspondem a delgados derrames laminares ou lobados de obsidiana, houve um aumento na taxa de descarga, resultando na formação de espessos lava-domos (Fig. 9.8- caixas 3 e 4). Estas estruturas atingiram espessuras de até 200 m, e apresentam terminações lobadas, com formação de autobrechas. Alimentação através de fissuras, similar ao mecanismo alimentador dos derrames basálticos da PMP, bem como a proximidade entre estes canais de alimentação, pode ter favorecido a coalescência destes lava domos, resultando nos extensos planaltos tão característicos na porção central do Estado do Rio Grande do Sul.

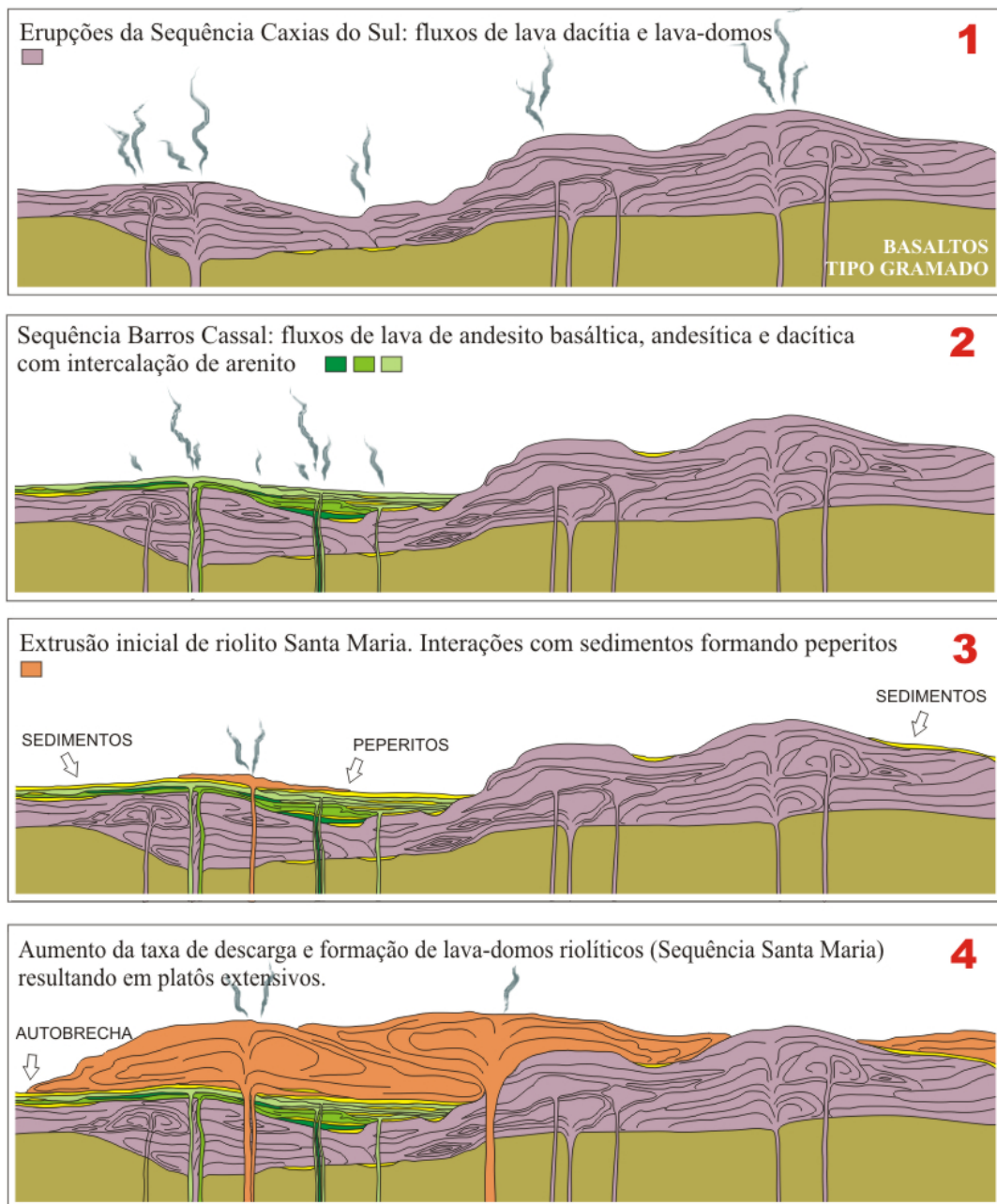


Fig. 9.9 Desenho esquemático representando de 1 a 4 a sequência de eventos vulcânicos que ocorreram na região.

9.5 REFERÊNCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S.J. (2006). The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology*, 47(3), 505-539.
- Branney, M.J., Bonnicksen, B., Andrews, G.D.M., Ellis, B., Barry, T.L., McCurry, M. (2008). "Snake River (SR)-type" volcanism at the Yellowstone hotspot track: distinctive products from unusual, high-temperature silicic super-eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 70(3), 293-314.

- Bryan, S. E., Riley, T. R., Jerram, D. A., Stephens, C. J., & Leat, P. T. (2002). Silicic volcanism: an undervalued component of large igneous provinces and volcanic rifted margins. *Special Papers-Gological Society of America*, 97-118.
- Bryan, S.E., Ukstins Peate, I.A., Self, S., Peate, D., Jerram, D.A., Mawby, M.R., Miller, J., Marsh, J.S. (2010). The largest volcanic eruptions on Earth. *Earth- Science Reviews*, 102, 207–229.
- Caricchi, L.; Burlini, L, Ulmer, P., Gerya, T., Vassalli, M., Papale, P. (2007). Non-newtonian rheology of crystal-bearing magmas and implications for magma ascent dynamics. *Earth and Planetary Science Letters*, 264, 402-419.
- Cashman, K. V. (1992). Groundmass crystallization of Mount St. Helens dacite, 1980–1986: a tool for interpreting shallow magmatic processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 109(4), 431-449.
- Cashman, K., Blundy, J. (2000). Degassing and crystallization of ascending andesite and dacite. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 358(1770), 1487-1513.
- Castro, J.M., Gardner, J.E. (2008). Did magma ascent rate control the explosive-effusive transition at the Inyo volcanic chain, California?. *Geology*, 36(4), 279-282.
- Castro, J. M., Schipper, C. I., Mueller, S. P., Militzer, A. S., Amigo, A., Parejas, C. S., & Jacob, D. (2013). Storage and eruption of near-liquidus rhyolite magma at Cordón Caulle, Chile. *Bulletin of volcanology*, 75(4), 1-17.
- Geschwind, C.H., & Rutherford, M.J. (1995). Crystallization of microlites during magma ascent: the fluid mechanics of 1980–1986 eruptions at Mount St Helens. *Bulletin of Volcanology*, 57(5), 356-370.
- Ghiorso, M.S., Sack, R.O. (1995) Chemical Mass Transfer in Magmatic Processes. IV. A Revised and Internally Consistent Thermodynamic Model for the Interpolation and Extrapolation of Liquid-Solid Equilibria in Magmatic Systems at Elevated Temperatures and Pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119, 197-212
- Gonnermann, H.M., Manga, M. (2007). The fluid mechanics inside a volcano. *Annu. Review Fluid Mechanics*, 39, 321-356.
- Gonnermann, H.M., Manga, M. (2003). Explosive volcanism may not be an inevitable consequence of magma fragmentation. *Nature*, 426(6965), 432-435.
- Guimarães, L.F.; Polo, L.A; Janasi, V.A. (2013). Magmatic evolution and intensive parameters of the Santa Maria Rhyolites, Paraná Magmatic Province, Brazil, as inferred from whole rock and mineral geochemistry in Goldschmidt Conference Abstracts 2013. *Mineralogical Magazine*, 77(5), 1230.
- Hammer, J.E., Cashman, K.V., Hoblitt, R.P., Newman, S. (1999). Degassing and microlite crystallization during pre-climactic events of the 1991 eruption of Mt. Pinatubo, Philippines. *Bulletin of Volcanology*, 60(5), 355-380.
- Harris, C., Whittingham, A.M., Milner, S.C., Armstrong, R.A. (1990). Oxygen isotope geochemistry of the silicic volcanic rocks of the Etendeka-Parana province: Source constraints. *Geology*, 18(11), 1119-1121.
- Hausback, B.P., 1987. An extensive, hot, vapor-charged rhyodacite flow, Baja California, Mexico. In: Fink, J.H. (Ed.), *The Emplacement of Silicic Domes and Lava Flows*. Special Paper, 212. Geological Society of America, Boulder, CO., 111–118.

- Lange, R.A.; Frey, H.M.; Hector, J. (2009). A thermodynamic model for the plagioclase-liquid hygrometer/thermometer. *American Mineralogist*, 94(4), 494-506.
- Llewellyn, E. W., Manga, M. (2005). Bubble suspension rheology and implications for conduit flow. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 143(1), 205-217.
- Liu, Y., Zhang, Y., Behrens, H. (2004). H₂O diffusion in dacitic melts. *Chemical Geology*, 209(3), 327-340.
- Mason, B.G., Pyle, D.M., Oppenheimer, C. (2004). The size and frequency of the largest explosive eruptions on Earth. *Bulletin of Volcanology*, 66(8), 735-748
- Massol, H., Jaupart, C., Pepper, D.W. (2001). Ascent and decompression of viscous vesicular magma in a volcanic conduit. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 106(B8), 16223-16240.
- McCanta, M.C., Rutherford, M.J., Hammer, J.E. (2007). Pre-eruptive and syn-eruptive conditions in the Black Butte, California dacite: insight into crystallization kinetics in a silicic magma system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 160(3), 263-284.
- Melnik, O., Sparks, R.S. (2005). Controls on conduit magma flow dynamics during lava dome building eruptions. *Journal of Geophysical Research*, 110(B02209), 1-21.
- Peate, D. W., Hawkesworth, C. J., & Mantovani, M. S. (1992). Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, 55(1-2), 119-139.
- Peate, D.W. 1997. The Paraná-Etendeka Province, in Mahoney, J.J. & Coffin, M.F. (eds.) *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. American Geophysical Union (100), 217-245.
- Putirka, K.D., Ryerson, F.J., Mikaelian, H. (2003) New igneous thermobarometers for mafic and evolved lava compositions, based on clinopyroxene + liquid equilibria. *Am Mineral* 88:1542-1554
- Putirka, K.D. (2005) Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria: tests of some existing models and new calibrations. *Am Mineral* 90:336-346.
- Putirka, K.D. (2008). Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1), 61-120.
- Rutherford, M.J., DEVINE, J.D. (2003). Magmatic conditions and magma ascent as indicated by hornblende phase equilibria and reactions in the 1995–2002 Soufrière Hills magma. *Journal of Petrology*, 44(8), 1433-1453.
- Seaman, S.J., Dyar, M.D., Marinkovic, N. (2009). The effects of heterogeneity in magma water concentration on the development of flow banding and spherulites in rhyolitic lava. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 183(3), 157-169.
- Swanson, S. E. (1977). Relation of nucleation and crystal-growth rate to the development of granitic textures. *American Mineralogist*, 62(9-10), 966-978.
- Venezky, D.Y., Rutherford, M.J. (1999). Petrology and Fe–Ti oxide reequilibration of the 1991 Mount Unzen mixed magma. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 89(1), 213-230.
- Waters, L.E., Lange, R.A. (2013). Crystal-poor, multiply saturated rhyolites (obsidians) from the Cascade and Mexican arcs: evidence of degassing-induced crystallization of phenocrysts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166(3), 731-754.

Anexo 1

Tabela e Mapa de Pontos

Ponto	Latitude	Longitude	Altitude	Sequencia	Descrição sucinta
RS 73 A	340350	6763229	423	SBC	obsidiana maciça
RS 73 B	340350	6763229	423	SSM	obsidiana vesiculada
RS 73 C	340350	6763229	423	SSM	obsidiana hipocristalina maciça
RS 74A	339770	6760652	481	SSM	obsidiana hipocristalina maciça
RS 74 B	339770	6760652	481	SSM	obsidiana maciça
RS 74 C	339770	6760652	481	SSM	vitrófiro hipocristalino (plaquinha)
RS 74D	339770	6760652	481	SSM	obsidiana vesiculada
RS 75	344738	6778201	557	sedimento	autobrecha
RS 76	344808	6778609	556	sedimento	autobrecha
RS 77	344961	6779164	558	sedimento	hipocristalina vesiculada
RS 78	344535	6778830	562	sedimento	autobrecha & peperito
RS 79	343810	6775685	583	SSM	afanítica hipocristalina plaquinha
RS 80A	343846	6775128	565	SSM	hipocristalina vesiculada
RS 80B	343846	6775128	565	SSM	obsidiana cristalina maciça
RS 81	341242	6766931	475	SSM	peperito
RS 82 A	340649	6765845	444	SSM	obsidiana hipohialina maciça
RS 82 B	340649	6765845	444	SSM	obsidiana hipocristalina maciça
RS 83A	340338	6765211	402	SBC	hipocristalina vesiculada
RS 83B	340338	6765211	402	SSM	afanítica hipocristalina plaquinha
RS 84	340582	6761388	392	SSM	lava-domo dacito maciço
RS 85	341814	6762065	376	SCS	lava-domo dacito maciço
RS 86	346535	6771996	574	SSM	arenito conglomerático
RS 87	347415	6771189	572	SSM	hipocristalina vesiculada
RS 88	348165	6770679	620	SSM	obsidiana cristalina maciça
RS 89	349987	6759497	645	SSM	obsidiana maciça
RS 90	350272	6768142	635	SSM	hipocristalina vesiculada
RS 91	352462	6764337	649	SSM	hipocristalina vesiculada
RS 92	357585	6762594	600	SSM	hipocristalina vesiculada
RS 93	345925	6772442	582	sedimento	peperito
RS 94	345608	6772712	574	sedimento	peperito
RS 95	344380	6774420	544	SSM	hipocristalina vesiculada
RS 96	339527	6760112	521	SSM	afanítica hipocristalina plaquinha
RS 97 A	339536	6760000	520	SSM	afanítica hipocristalina plaquinha
RS 97 B	339571	6759777	515	SSM	obsidiana bandada
RS98A	340533	6756699	561	SSM	brecha hidrotermal
RS98C	340533	6756699	561	SSM	obsidiana
RS98D	340533	6756699	561	SSM	rocha hipocristalina vermelha
RS 99	339637	6740553	526	SSM	obsidiana cristalina maciça
GX01	340541	6732954	410	SSM	peperito
GX02	340699	6762586	380	SCS	lava-domo dacito vesiculado
GX03a	340802	6761951	365	SCS	lava-domo dacítico maciço
GX03b	340805	6761874	371	SCS	rocha hipocristalina vesiculada
GX03c	340849	6761817	367	SCS	afanítica hipocristalina plaquinha
GX03d	340830	6761950	370	SCS	base do fluxo - obsidiana
GX04M	340533	6756699	561	SSM	brecha autoclástica (alt. hidrotermal)

Ponto	Latitude	Longitude	Altitude	Sequencia	Descrição sucinta
GX04B	340533	6756699	561	SSM	lava-domo dacítico maciço
GX04T	340533	6756699	561	SSM	afanítica hipocristalina plaquinha
GX05	341039	6753900	600	SSM	afanítica hipocristalina plaquinha
GX06	341242	6755398	627	SSM	afanítica hipocristalina plaquinha
GX07	340458	6761270	411	SCS	obsidiana vesiculada (domo)
GX07OB	340458	6761270	411	SCS	obsidiana com autobrecha
GX08	356480	6780187	268	SBC	hipocristalina bandada e vesiculada
GX09	365178	6780835	322	SBC	hipocristalina bandada e vesiculada
GX10	355752	6780767	362	SBC	hipocristalina bandada
GX11	355467	6780922	400	SBC	hipocristalina bandada
GX12	355217	6781112	427	SBC	hipocristalina bandada
GX13	354823	6781361	458	SBC	hipocristalina bandada e vesiculada
GX14	354675	6781373	470	SBC	hipohialina base de derrame
GX15	354415	6781352	472	SBC	hipocristalina maciça
GX16	353968	6781642	485	SSM	hipocristalina maciça
GX17	353214	6782138	575	SSM	hipocristalina maciça
GX18	344738	6778201	557	sedimento	brecha sedimentar
GX19	344958	6779143	550	SSM	peperito
GX20	345006	6779349	557	SSM	peperito
GX21A	344743	6780511	606	SSM	lóbulos riolitos - autobrechas
GX21B	344743	6780511	606	SSM	hipocristalina (domo?)
GX22	343669	6771480	518	SBC	hipohialina maciça e peperito
GX23	341471	6767966	496	SSM	obsidiana maciça
GX24	341445	6767706	486	peperito	peperito
GX25	346328	6761710	489	SCS	hipocristalina maciça e vesiculada
GX26	339950	6764059	436	SSM	obsidiana bandada
GX27aren	340347	6765230	402	peperito	peperito
GX27ves	340347	6765230	403	SCS	vesiculada vermelha alterada
GX27obs	340347	6765230	398	SBC	hipohialina com feções de fluxo e bandada
GX28	355540	6809129	712	SSM	hipocristalina maciça
GX29	351949	6806856	690	SSM	hipocristalina maciça e vesiculada
GX30	346312	6799588	705	SSM	hipocristalina maciça e vesiculada
GX31	343278	6796629	709	SSM	hipocristalina vesiculada
GX32	341836	6796658	721	SSM	hipocristalina vesiculada
GX33	342939	6786855	703	SSM	hipocristalina vesiculada
GX34	344184	6780702	586	SSM	obsidiana vesiculada
GX35	344765	6780763	622	SSM	obsidiana
GX36	344739	6781265	641	SSM	vitrófiro coberto arenito
GX37	345055	6779569	566	SSM	arenito
GX38	346515	6772019	568	SSM	arenito e conglomerado
GX39	347868	6771087	605	SSM	hipocristalina vesiculada
GX40	346053	6761985	443	SCS	hipocristalina vesiculada
GX41	345503	6762087	443	SCS	hipocristalina vesiculada
GX42	345065	6762007	453	SCS	obsidiana vesiculada
GX43A	344268	6761824	431	SCS	hipocristalina cinza vesiculada

Ponto	Latitude	Longitude	Altitude	Sequencia	Descrição sucinta
GX43B	344268	6761824	431	SCS	hipocristalina vermelha vesiculada
GX44	3444522	6761852	469	SCS	hipocristalina vesiculada
GX45	343957	6761784	415	SCS	hipocristalina vesiculada
GX46	343550	6761720	409	SCS	hipocristalina vesiculada
GX47	342819	6761766	387	SCS	hipocristalina maciça
GX48	342577	6761746	378	SCS	hipocristalina vesiculada
GX49	342090	6761815	383	SSM	hipocristalina vesiculada
GX50	341291	6762241	370	SCS	domo dacito maciço
GX51	340719	6765881	446	SCS	obsidiana maciça
GX52	340541	6762954	395	SBC	marrom vesiculada
GX53	340575	6762828	389	SCS	cinza cristalina
GX54	340473	6762826	373	SCS	marrom vesiculada
GX55	340245	6762838	375	SCS	marrom vesiculada
GX56	339518	6763493	436	SBC	hipohialina dacito
GX57	339457	6763642	432	SBC	hipohialina (lateral)
GX58	339640	6763813	439	sedimento	arenito (topo)
GX59	339685	6763788	428	SBC	vesiculada
GX60	338902	6764308	446	SSM	vitrófiro
GX61	338589	6764262	405	sedimento	arenito (base de riolito)
GX62	338547	6764322	390	SBC	hipohialina (base de arenito)
GX62b	338547	6764322	389	SCS	vesiculada
GX63	340468	6761722	375	SCS	vesiculada
GX64	340468	6761722	382	SCS	vesiculada marrom arroxo
GX65	340657	6761712	500	SSM	pedreira
GX66	340657	6761712	369	SCS	vesiculada marrom arroxo
GX67	340657	6761712	372	SCS	maciça cinza
GX68	343659	6761037	425	SCS	vesiculada vermelha-tijolo
GX69	340452	6761613	397	SCS	dacito cinza maciço
GX70	340150	6761604	417	SCS	vesiculada marrom
GX71	340014	6761708	425	?	vesiculada
GX72	341217	6762676	384	SCS	obsidiana bandada
GX73	341708	6762970	384	SCS	vesiculada vermelha
GX74B	342750	6763192	445	SCS	obsidiana bandada roxa-acinzentada
GX75B	342932	6763318	461	SSM	Obsidiana maciça (micro vesicul)
GX75T	342932	6763318	462	SSM	vitrófiro rosado e obsidiana
GX76	343110	6763522	478	SSM	obsidiana vesiculada
GX77	343953	6763088	442	SCS	vesiculada vermelha c/ amígdalas de agata
GX78	344089	6762565	420	SCS	vesiculada vermelha
GX79	344408	6762628	416	SCS	obsidiana bandada
GX80	340663	6764449	433	SBC	hipohialina bandada
GX81	340663	6764449	440	SSM	vitropofiro rosa/cinza afanítica
GX82	341339	6764549	434	SSM	vitropofiro rosa/cinza afanítica
GX83	341584	6764576	468	SSM	vitropofiro rosa/cinza afanítica
GX84	341820	6764641	449	SCS	vesiculada alterada
GX85	339512	6761294	358	SCS	vesiculada vermelha

Ponto	Latitude	Longitude	Altitude	Sequencia	Descrição sucinta
GX86a	339470	6761069	358	SCS	vesiculada vermelha
GX86b	339470	6761069	357	sedimento	obsidiana vesiculada (alt)
GX86c	339470	6761069	356	SCS	vesiculada vermelha
GX86d	339470	6761069	355	SCS	idem, porém obsidiana fresca
GX87	338865	6761453	351	SCS	obsidiana (pitchstone) sem vesículas
GX88	338707	6761563	307	SCS	obsidiana cristalina maciça
GX89	338117	6761499	333	SCS	vesiculada vermelha
GX90	337898	6761651	309	SCS	maciça desvitrificada, não vesiculada
GX91	337698	6761454	312	SCS	maciça com fenocr, não vesiculada
GX92	337357	6761532	344	SCS	vesiculada vermelha
GX93	336045	6761272	289	SCS	vesiculada rosada amigdaloidal
GX94	336517	6761589	310	SBC	obsidiana maciça
GX95	336631	6761359	385	SBC	hipohialina pitchstone
GX96	337618	6759644	498	SSM	vitrófiro
GX97	342487	6765176	491	SCS	vermelha vesiculada
GX98B	343690	6765803	438	SCS	obsidiana bandada
GX98T	343690	6765803	438	SCS	vermelha vesiculada
GX99	343690	6765803	440	SCS	plaquinha
GX100	345029	6767580	480	SCS	plaquinha
GX101a	346498	6768052	548	SCS	obsidiana vermelha vesiculada
GX101b	346498	6768052	550	sedimento	arenito preench fraturas da inferior
GX101c	346498	6768052	550	SSM	plaquinha - vitrófiro rosado
GX103	347473	6771156	565	brecha	brecha vulcano sedimentar
GX104	341809	6762045	385	SCS	laje, maciça (lateral do domo)
GX105	341458	6767787	494	SCS	vesiculada alterada (quase solo)
GX106	343664	6770579	505	SBC	contato entre BC e CS, com arenito
GX107a	343662	6780037	543	SSM	maciça, com grandes dobras
GX107b	343662	6780037	543	SSM	vesiculada
GX107c	343662	6780037	543	SSM	laje, maciça, mais cristalina e afanítica
GX108	340293	6779376	476	SSM	obsidiana bandada
GX109	345656	6778411	551	SSM	Obsidiana maciça
GX110	346477	6777853	541	conglomerado	Arenitocom fácies de conglomerado
GX111	347082	6777428	530	SSM	Obsidiana com poucas microvesículas
GX112	348077	6777259	464	SBC	hipocristalina afanítica grossa
GX113	348200	6777230	440	SBC	arenito vermelho
GX114	348397	6777198	426	SBC	dunas eólicas
GX115	348311	6779616	507	SSM	Obsidiana dobras de fluxo
GX116	349017	6778169	505	SBC	hipohialina
GX117	349308	6777279	448	SBC	derrames com arenito
GX118	348772	6777141	406	SCS	rocha maciça, vesiculada (<10 cm)
GX119	345851	6782913	666	SSM	vitrófiro cinza
GX121	347261	6784263	643	SSM	vitrófiro rosado
GX122	347521	6784598	608	SSM	vitrófiro rosado
GX123	347720	6784802	581	SSM	obsidiana bandada
GX124	347675	6784912	569	SSM	Rocha vermelha com vesículas

Ponto	Latitude	Longitude	Altitude	Sequencia	Descrição sucinta
GX125	347978	6785085	553	SSM	Obsidiana fresca com vesícula
GX126	348073	6785064	542	SSM	marrom vesiculado
GX127	348249	6785148	519	SSM	obsidiana finamente vesiculada
GX128	348467	6785287	-	SSM	maciça com raras vesículas
GX129	348722	6785421	418	SSM	obsidiana bandada
GX130	348901	6785525	444	SBC	rocha alterada, obsidiana, de tons pretos
GX131	349003	6785609	431	SBC	hipocristal topo e hipohialino base
GX132	348981	6785664	439	SBC	pedreira abandonada. Idem a GX130
GX133	349331	6785802	396	sedimento	arenito estratificado
GX134	350534	6785835	394	SBC	rocha alterada esverdeada
GX135	350624	6785678	386	SBC	rocha alterada esverdeada
GX136	350790	6785169	372	SCS	obsid. brechada e diques clásticos
GX137	350790	6785169	370	SCS	vesiculada autobrecha
GX138	351159	6785144	352	sedimento	arenito interagindo com vulcânica
GX139	343766	6776022	578	sedimento	conglomerado, brecha, arenito
GX140	340841	6766109	-	SSM	Obsidiana vitrófiros. Sistema de lobos.
GX141	340358	6760945	-	SCS	rocha vesiculada, com vesículas estiradas
GX142	340058	6761011	436	sedimento	arenito vermelho com belas cruzadas
GX140	337804	6763310	420	SSM	Obsidiana bandada
GX144	337428	6763203	408	SBC	arenito com estratificação cruzada
GX145	337267	6763202	402	SBC	derrame abaixo do arenito
GX146	343792	6773114	501	sedimento	domo dacito maciço
GX147	341869	6772887	502	autobrecha	brecha com obsidiana na base
GX148	341612	6773294	482	SBC	hipohialina com diques de areia no topo
GX149	341297	6773408	459	SBC	andesito
GX150	341515	6773377	479	SBC	andesito
GX151	341379	6773382	461	SBC	andesito coberto por dacito BC
GX152	340620	677308	488	SBC	derrames vitrófiro máfico
GX153	340118	6773437	458	SBC	derrame vitrófiro máfico
GX155	339674	6773693	410	SBC	contato de derrames com arenito
GX156	338972	6773447	403	sedimento	pacote com aprox 1m de espess
GX157	338755	6773445	400	SBC	lavas pahoehoe

Anexo 2

Artigo submetido a Geologia USP - Série Científica

**VOLCANIC STRATIGRAPHY OF INTERMEDIATE TO ACIDIC ROCKS IN SOUTHERN
PARANÁ MAGMATIC PROVINCE, BRAZIL**

**VULCANO-ESTRATIGRAFIA DAS ROCHAS INTERMEDIÁRIAS A ÁCIDAS A SUL DA
PROVINCIA MAGMÁTICA PARANÁ, BRASIL**

Volcanic stratigraphy in Paraná Magmatic Province

Polo, Liza Angélica ¹

lizapolo@gmail.com

Tel: +55 11 3091 4023; Cel: +55 11 98560 8448

Janasi, Valdecir de Assis ¹

vajanasi@usp.br

Tel: +55 11 3091 4274

¹ Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo

Rua do Lago, 562 – Cidade Universitária – São Paulo/SP – Brazil – CEP: 05508-080

Nº palavras: 6994

Nº de figuras: 12

Nº de tabelas: 01

ABSTRACT

This article presents the first map in detail scale for an area covered by Palmas-type volcanic rocks in the south border of the eocretaceous Paraná Magmatic Province, south Brazil. The study of the structural features coupled with petrography and geochemistry made it possible to separate these rocks into three main volcanic sequences and recognize their stratigraphy. The older Caxias do Sul sequence rests directly over the first low-Ti basalt flows (Gramado-type), and corresponds to the stacking of lobated lava flows, laminar flows and lava domes, mostly emitted as continuous eruptions; only the latest eruptions are intercalated with thin sandstone deposits. These rocks have dacitic composition (~68 wt% SiO₂) with microphenocrysts of plagioclase and subordinate pyroxenes and Ti-magnetite immersed in glassy or devitrified matrix. A second volcanic sequence, named Barros Cassal, is composed of several lava flows of basaltic andesite, andesitic and dacitic composition (~54; ~57 and ~63 wt% SiO₂, respectively), with microphenocrysts of plagioclase, pyroxenes and Ti-magnetite. The frequent intercalation of sandstone between the flows attests to the intermittent behaviour of this event. The upper Santa Maria sequence is made up of more silica-rich (~70 wt% SiO₂) rocks occurring as laminar flows, lobated flows and lava-domes. These rocks have rhyolitic composition with microphenocrysts of plagioclase and Ti-magnetite set in a glassy or devitrified matrix with microlites. The structures and textures of all three silicic sequences favor the interpretation that they had a predominantly effusive character, which is thought to be a reflection of the remarkably high temperatures of the lavas (~1000°C).

Keywords: Volcanic stratigraphy; Silicic lavas; Paraná Magmatic Province; Palmas-type

Palavras chave: Vulcano-estratigrafia; Lavas ácidas; Provincia Magmática do Paraná; tipo-Palmas

RESUMO

Este artigo apresenta o primeiro mapa em escala de detalhe de uma área coberta pelas rochas vulcânicas tipo Palmas, na borda sul da Província Magmática Paraná, de idade eocretácica. O estudo das características estruturais, juntamente com a petrografia e geoquímica, permitiu separar as rochas em três sequências vulcânicas principais, reconhecendo a sua estratigrafia. As rochas da primeira sequência, denominada Caxias do Sul, recobrem fluxos basálticos de baixo Ti (tipo Gramado), e correspondem a um empilhamento de derrames lobados, fluxos laminares e lava domos, emitidos por erupções contínuas. O final da atividade vulcânica é marcado por erupções mais intermitentes, permitindo assim a intercalação de delgados depósitos de arenitos. Estas rochas têm composição dacítica (~68 % SiO₂) com microfenocristais de plagioclásio, piroxênios e Ti- magnetita imersos em matriz vítrea ou desvitrificada. A segunda sequência, denominada Barros Cassal é composta por diversos fluxos de lavas de andesito basáltico, andesito e dacito (~54; ~57 e ~63 % SiO₂, respectivamente), com microfenocristais de plagioclásio, piroxênios e Ti-magnetita. A frequente intercalação de arenitos entre os fluxos atesta o comportamento intermitente deste evento. A sequência superior, Santa Maria, é composta pelas rochas mais ricas em sílica (~70 %, SiO₂) que ocorrem como fluxos laminares, fluxos lobados e lava-domos. Estas rochas são de composição riolítica, com microfenocristais de plagioclásio e Ti-magnetita imersos em uma matriz vítrea ou desvitrificada com micrólitos. As estruturas e texturas apresentadas pelas rochas das três sequências ácidas indicam que elas foram geradas por erupções de caráter predominantemente efusivo, refletindo as altas temperaturas do magma (~1000 °C).

Palavras chave: Vulcano-estratigrafia; Lavas ácidas; Provincia Magmática Paraná; tipo Palmas

INTRODUCTION

The silicic volcanism, although volumetrically subordinate (~2.5% of the total volume of magmas), has a remarkable expression in the Eocretacic (~135-131 Ma) Paraná Magmatic Province (PMP) if compared to other continental flood basalts (CFB). Importantly, several events of intermediate to acidic volcanism have been identified in the province, and may constitute important tectonic and stratigraphic markers.

The mode of effusion of these rocks has been attracting much interest, since their physical characteristics appear to be distinct from more typical silicic volcanic manifestations, resulting in a unique behavior, with little known analogues (e.g. Branney et al., 2008). It is still poorly understood, requiring detailed field studies and more precise estimates of their physical parameters, since most of their peculiarities may be related to the remarkably high temperatures of effusion, estimated at ~1000°C (e.g. Bellieni et al., 1986; Garland et al., 1995; Janasi et al., 2007a; Lima et al., 2012).

As part of an effort to characterize and understand the mode of emplacement of the silicic volcanism in the PMP, we selected for study an area of ~100 km² located within the region where the most expressive manifestations of silicic magmatism occur, in the southern portion of the Province, south of the town of Soledade, State of Rio Grande do Sul, Brazil. This area was mapped at the 1:50,000 scale, and the results revealed key stratigraphic relationships between different units of intermediate to acidic volcanic rocks, as well as important contemporary sedimentation, thus far poorly known. This article presents these results, and discusses their implications for the stratigraphy of the PMP. The field work revealed the presence of various structures that are diagnostic of the mode of emplacement, and the main aspects of these features are presented here as part of the description of the various units. Detailed studies of some of these structures will be presented in a separate article, together with estimates of physical characteristics of the magmas, to support more comprehensive discussions on the volcanology of these occurrences.

SILICIC MAGMATISM IN THE CONTEXT OF THE PARANÁ MAGMATIC PROVINCE

General aspects

The Paraná Magmatic Province (Figure 1) extends over an area of approximately 900,000 km² in southern and west-central Brazil, where the lavas are grouped into the Serra Geral Formation, as well as in neighboring areas in southeastern Paraguay (Alto Paraná Formation), eastern Uruguay (Arapey Formation) and northern Argentina (Curuzú Cuatiá Formation, Posadas Member). The average thickness of the lava pile is estimated around 660 m, with a maximum of 1,700 m along the central axis of the Phanerozoic Paraná Sedimentary Basin; the estimated volume of preserved volcanic rocks in the province is 600,000 km³, of which ~450,000 km³ are extrusive and ~112,000 km³ correspond to intrusive bodies such as sills and dikes (Frank et al., 2009). A small remnant of this magmatism is found in Africa (Etendeka; NW Namibia), which was formerly attached to the PMP in

Gondwana, and separated by the opening of the Atlantic Ocean in the Eocretaceous; together, the whole province is referred to as the Paraná-Etendeka Magmatic Province (e.g. Peate, 1997).

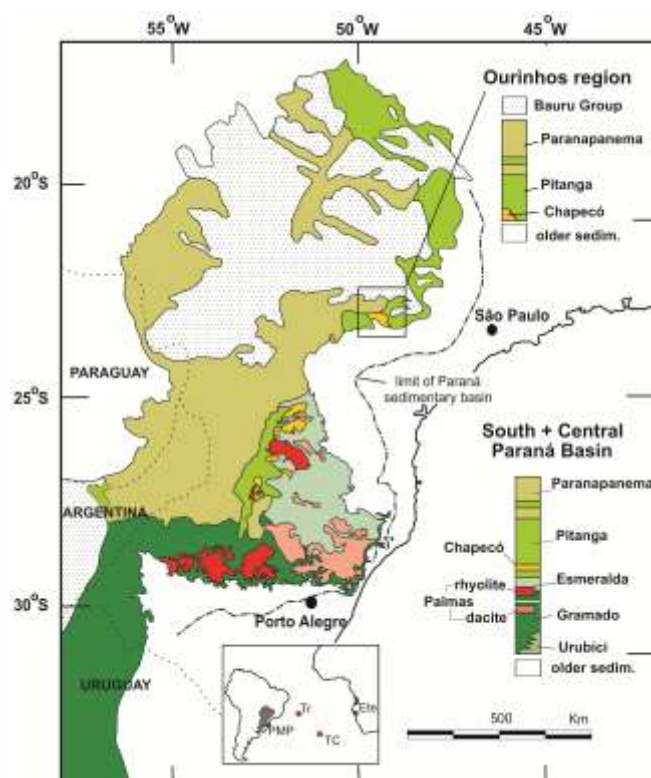


Figure 1. Map of the Paraná Etendeka Magmatic Province showing the distribution of the low and high-Ti basalt types and associated silicic volcanic rocks. Modified from Janasi et al. (2011).

Stratigraphy

The stratigraphic sequence of the PMP volcanism, as currently understood, is to a large extent based on concepts of chemical stratigraphy, successfully applied in other similar provinces (Cox and Hawkesworth, 1985; Beane et al., 1986; Mangan et al., 1986). This concept was employed by Peate et al. (1990; 1992) in continuous stratigraphic sections surveyed in the field or obtained from sampling of boreholes, and resulted in the distinction of six basalt magma-types: three high TiO_2 (Pitanga, Paranapanema and Urubici) and three low TiO_2 (Gramado, Esmeralda and Ribeira). The silicic volcanic rocks were divided into two main types, called Palmas (outcropping in the southern portion of the province and with chemical affinities to low TiO_2 basalts) and Chapecó (outcropping in the north-central portion of the province, and related to high TiO_2 basalts), both further divided into several sub-types (e.g. Peate, 1997; Nardy et al., 2008).

The Gramado type low-Ti basalts correspond to the early PMP volcanic manifestations, and overlay eolian sandstones of the Paraná Basin in the southern portion of the province (Waichel et al., 2006, 2012). They were followed by the Esmeralda type basalts, which exhibit, towards the top, intercalations with silicic volcanic rocks of the low-Ti Palmas-type (dacites and rhyolites; Bellieni et al., 1986; Garland et al., 1995; Nardy, 1995; Nardy et al., 2008; Waichel et al., 2012).

The manifestation of the high-Ti magmatism began with the effusion of a lesser volume of silicic lavas (Chapecó type) that directly overlie the Botucatu Formation eolian sandstones in the northern portion of the Province (Piccirillo et al., 1987; Janasi et al., 2007 b; Luchetti, 2010), or cover the low-Ti Palmas and Esmeralda types volcanic rocks of the central portion of the PMP (Nardy, 1995; Nardy et al., 2008). The high-Ti basalts (Pitanga and Paranapanema types) are the latest volcanic manifestations of the PMP, covering the northern and western regions of the Paraná Basin (Peate et al., 1992; Peate, 1997).

The Palmas-type silicic volcanism: geochemistry and stratigraphy

Palmas-type is the general name given to the low-Ti silicic volcanic rocks which were further divided into five magma-types (defined by Peate, 1997, Garland et al., 1995; Nardy et al., 2008). These correspond to two main compositional groups:

- a) Rhyolites: with 69-71 wt% SiO₂ and <0.87 wt% TiO₂, divided into Santa Maria (P₂O₅ <0.21 wt%) and Clevelândia (0.21 <P₂O₅ <0.23 wt%);
- b) Dacites: with 63-70 wt% SiO₂ and >0.90 wt% TiO₂, divided into Caxias do Sul, Anita Garibaldi and Jacuí, each presenting a particular geochemical signature with variations in the contents of SiO₂, Ti, Cu, P and Zr (Nardy et al., 2008).

In a more recent study, Waichel et al (2012) presented stratigraphic cross-sections along the Torres syncline (southern border of the PMP), identifying two main silicic volcanic manifestations (without correlating them to low-Ti magma-types defined in the literature), and proposed that the first (AVE-I) resulted in a coalescent lava-dome field, whilst the second (AVE-II) would correspond to tabular flows. Basaltic floods (their BE-III) occur interbedded with these deposits. According to Waichel et al (2012) and Nardy et al. (2008), the absence of paleosoils attests to short time intervals between the different volcanic events of the low-Ti magmatism.

GEOLOGY OF THE SOLEDADE AREA

The geological map in Figure 2 corresponds to an area of ~ 100 km² located in the southern border of the PMP, south of the town of Soledade, State of Rio Grande do Sul, Brazil. Low-Ti Palmas-type silicic volcanic rocks are largely predominant; these were deposited over the initial basalt sequence (Gramado-type; BE-1 episode of Waichel et al., 2012), exposed to the south of the map area, and are covered, to the north, by younger basalts (Figure 1). Three different sequences of silicic volcanic rocks were distinguished.

The lower silicic sequence is formed by the overlapping of several lava flows and lava domes of dacitic composition and corresponds to the first silicic volcanic manifestation in the region, covering the lower Gramado-type basalt flows. The main exposures are in the southern portion of the area, along the Palmeira river valley, where it reaches maximum thicknesses of up to 140 m (Figure 3). These rocks also appear along the valleys of the Fãozinho and Pardo rivers, in the northern and western portions of Figure 2, respectively.

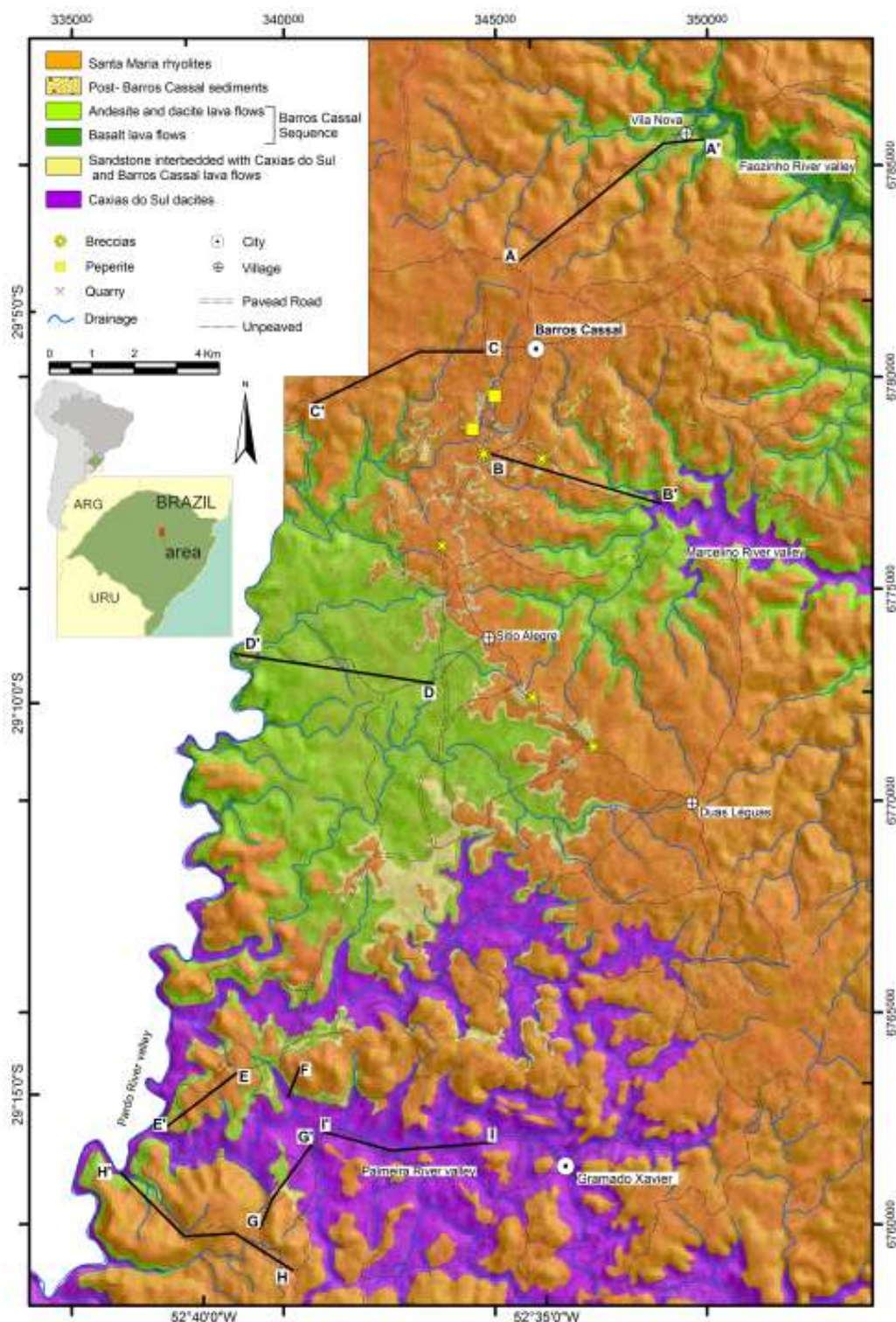


Figure 2. Geological map of the studied area, south of Soledade, Rio Grande do Sul, Brazil.

A more mafic and compositionally varied sequence of dacite to basaltic andesite flows overlies this lower sequence wherever the top of the latter occurs below the 420 m topographic elevation (Figure 3). In the central region of the map, this second sequence is up to 100 m thick and is composed of lower basalts, followed by an intercalation of andesitic and dacitic flows towards the top. In places where the top of the lower sequence occurs between topographic levels 380 and 420 m, this sequence is represented by a maximum of two dacitic flows.

The upper silicic sequence has rhyolitic composition, and outcrops throughout most of the mapped area, reaching total thicknesses of up to 400 m (Figure 3).

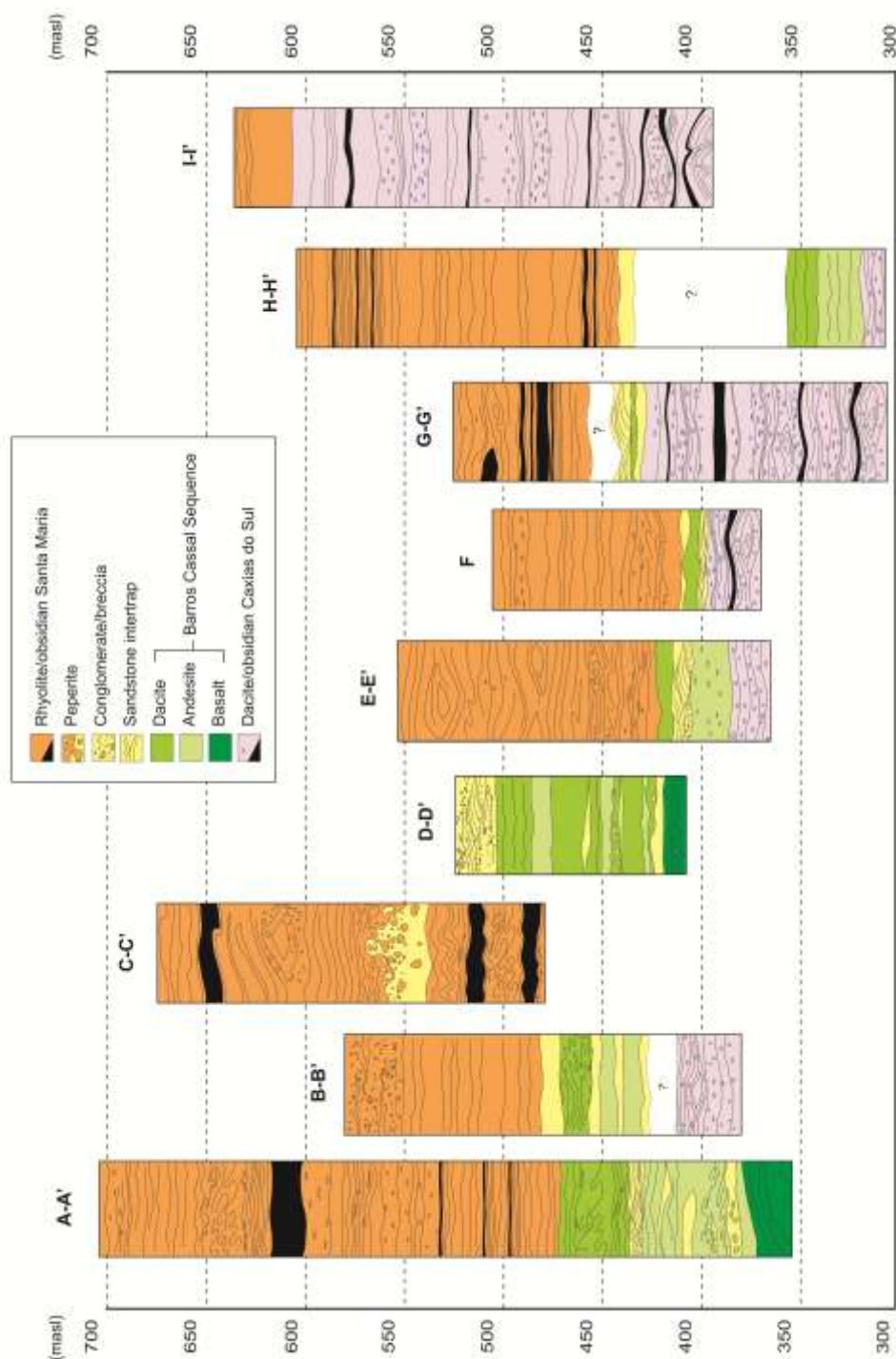


Figure 3. Stratigraphic profiles showing key geological relations in the mapped area. **A-A'**: northern Barros Cassal to Fãozinho River valley; **B-B'**: Barros Cassal to Marcelino River valley; **C-C'**: Barros Cassal to Pardo River valley; **D-D'**: Sitio Alegre to Pardo River valley; **E-E'**: Quarry to Pardo River valley; **F**: Outcrop RS-73; **G-G'**: Outcrop RS-74 to Pardo River; **H-H'**: Pardo River to outcrop RS-97; **I-I'**: Highway to Gramado Xavier.

Sandstone deposits with variable thicknesses and lateral discontinuities occur interbedded with the upper lavas from the lower sequence, interlayered with and above the entire second sequence, and interacting with the base of the upper sequence (Figure 2 and 3).

The chemical composition of samples from all mapped units was used to compare them with magma-types previously defined in the literature (Figure 4). Representative analyses are presented in Table 1; petrogenetic inferences based on these results are beyond the scope of the present study, and will be presented in a separate article.

Table 1. Representative results of chemical analyses of volcanic rocks from the Soledade region. All data from X-Ray Fluorescence (oxides in wt.% and trace elements in ppm).

Subtype	Barros											
	Caxias do Sul		Cassal						Santa Maria			
	(dacite)		(basaltic andesite)		(andesite)		(dacite-andesite)		(obsidian)		(rhyolite)	
	RS	GX	GX	GX	GX	GX	RS	GX	RS	GX	GX	RS
Sample	85	7ob	09	10	94	113	73A	95	73B	35	21B	73C
SiO ₂	67.64	66.01	55.10	54.53	56.96	56.96	62.99	62.82	69.32	69.36	71.97	71.78
TiO ₂	0.91	0.87	1.71	1.72	1.49	1.49	1.19	1.20	0.66	0.65	0.64	0.66
Al ₂ O ₃	13.03	12.53	12.83	12.76	12.57	12.62	12.49	12.32	12.18	12.15	11.85	12.21
Fe ₂ O ₃	5.85	5.55	13.76	14.20	12.21	12.10	8.88	8.87	4.93	4.99	4.83	4.71
MnO	0.09	0.10	0.18	0.22	0.17	0.17	0.15	0.16	0.09	0.08	0.07	0.06
MgO	1.38	1.23	3.14	3.31	2.81	2.77	1.55	1.47	0.59	0.61	0.15	0.49
CaO	3.17	3.09	6.96	6.97	6.42	6.36	4.24	4.16	2.01	1.93	1.08	1.45
Na ₂ O	2.93	3.37	2.69	2.56	2.77	2.82	3.62	3.18	3.02	2.44	2.43	2.66
K ₂ O	3.92	2.80	1.88	2.48	1.78	1.93	2.21	2.84	3.97	4.63	5.72	4.93
P ₂ O ₅	0.27	0.26	0.30	0.29	0.29	0.29	0.34	0.35	0.19	0.19	0.20	0.18
LOI	1.16	3.74	0.68	0.24	1.22	1.22	2.02	1.56	3.35	3.00	0.84	1.30
Total	100.36	99.55	99.23	99.28	98.69	98.73	99.68	98.93	100.30	100.03	99.78	100.43
<i>Trace elements (ppm)</i>												
Ba	624	584	328	354	400	596	848	619	698	725	813	680
Cu	41	39	166	161	152	157	81	91	20	19	20	19
Nb	22	20	14	13	15	15	18	18	27	26	25	26
Pb	23	15	14	16	18	31	20	18	29	18	19	27
Rb	169	177	75	89	111	98	171	205	238	257	232	220
Sc	17	15	39	39	29	29	20	21	13	13	16	14
Sr	154	153	167	161	173	174	167	163	104	101	80	99
Th	17	12	11	12	12	10	15	14	22	23	22	22
U	9	7	9	9	6	5	4	5	9	11	9	8
V	58	54	399	381	307	281	98	99	24	18	27	39
Y	43	43	38	40	41	45	59	58	55	68	54	58
Zn	76	77	116	114	107	107	105	107	80	83	75	83
Zr	242	237	175	175	203	207	294	291	304	310	300	300

The dacites from the lower unit are compositionally equivalent to the Caxias do Sul subtype whereas the rhyolites from the upper sequence match the composition of the Santa Maria subtype (Figure 4); in order to avoid proliferation of names, we decided to keep these designations.

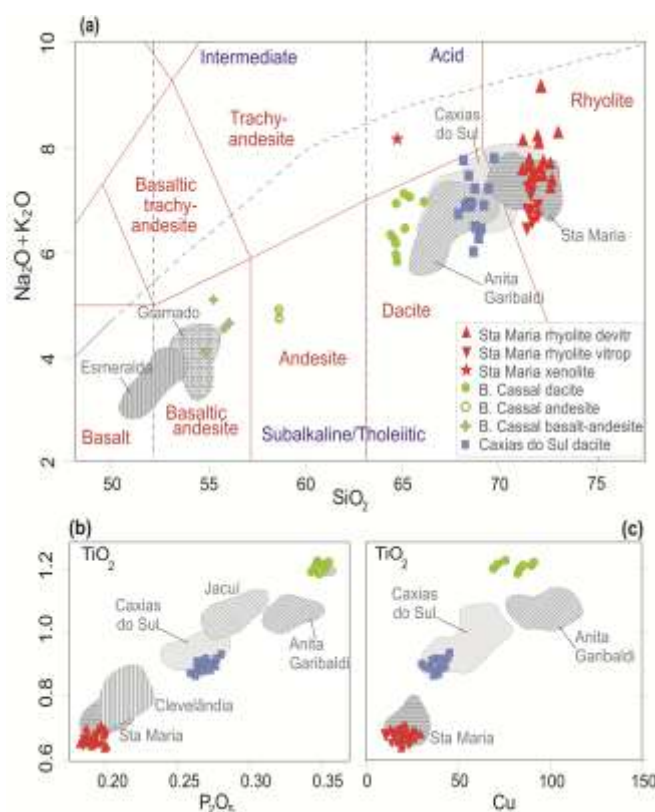


Figure 4. Geochemical discrimination diagrams for silicic volcanic rocks from Soledade region. Fields correspond to the compositions of several subtypes of Palmas intermediate and acid volcanics defined by Garland et al (1995) and Nardy et al (2008): a) TAS diagram, with compositional fields from Middlemost (1994); b) TiO_2 versus P_2O_5 diagram (fields from Nardy et al., 2008); c) TiO_2 versus Cu diagram (fields from Garland et al., 1995).

Correlations of the intermediate unit, itself compositionally diverse (basalt to dacite), are less obvious. Although the basaltic andesites and dacites from this unit show some similarities with the Gramado and Anita Garibaldi subtype, respectively, there are some important differences, such as the more differentiated compositions of the basaltic andesites and the higher TiO_2 contents of the dacites, which are the highest among the Palmas silicic volcanics (Figure 4). Continuous compositional variations and isotope similarity (our unpublished data) indicate that all rock types from this sequence, for which we use a local name (Barros Cassal), are comagmatic.

Caxias do Sul dacites

The Caxias do Sul dacites predominate in the southern portion of the area, along the Palmeira river valley, west of the town of Gramado Xavier (Figure 2). Their thickness may reach over 140 m (the base does not outcrop in the mapped area), and they are composed of simple or compound lava flow lobes and lava domes. The rocks are hipohyaline to hipocrystaline with up to 12% microphenocrysts (0.8 to 1.2 mm) of plagioclase (An_{55-67} ; our unpublished electron microprobe analyses), and lesser hypersthene, pigeonite, augite and Ti-magnetite. These crystals are set in a glassy matrix with varying degrees of devitrification hosting microlites (<0.10 mm) of the same minerals (except hypersthene); these can represent 10 to 30% of the rock. One typical petrographic

feature of these lavas is the presence of clusters of microphenocrysts dominated by plagioclase (Figures 5a and 5b).

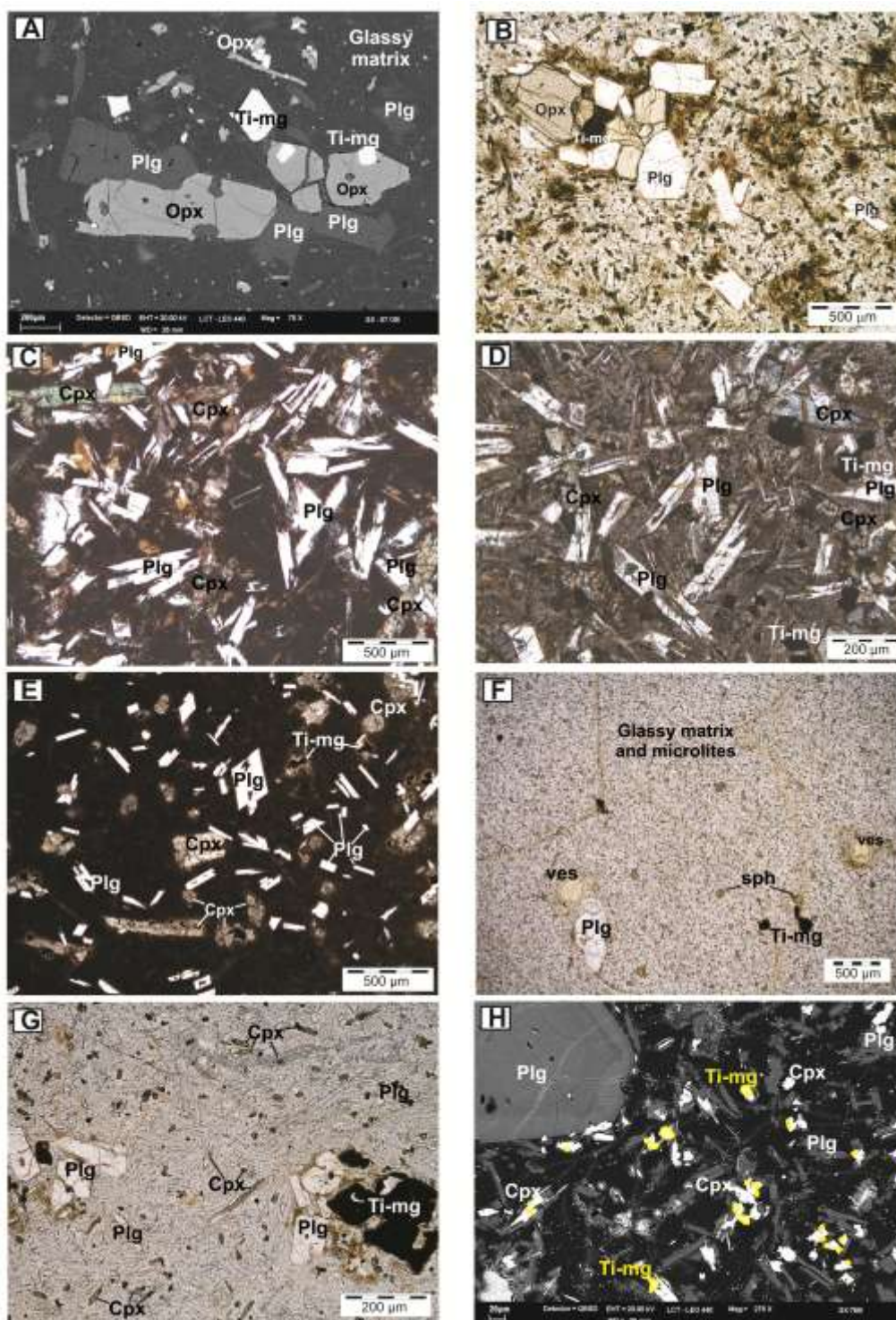


Figure 5. Textural and mineralogical features of volcanic rocks from the Soledade region. a) Clusters of plagioclase phenocrysts with pyroxene and Ti-magnetite immerse in glassy matrix, a typical feature of the Caxias do Sul dacite; b) Caxias do Sul dacite, with clusters of phenocrysts and partially devitrified brownish (oxidized) glassy matrix; c), d), e), respectively, textural aspects of basalt (intersertal texture), andesite (with swallow-tail plagioclase) and dacite (hialophitic texture) from the Barros Cassal sequence; f), g), h), textural aspects of Santa Maria rhyolites, showing, respectively, typical aphyric aspect; flow structure and phenocryst aggregates; and the presence of microlites and a zoned plagioclase phenocryst. All images are from optical microscopy with parallel polarizers, except

(a) and (h) which are from back-scattered electron microscopy (magnifications 70x and 275x, respectively). Abbreviations: Plg – plagioclase; Cpx –clinopyroxene; Opx – orthopyroxene; Ti-mg – Ti-magnetite; sph – spherulite; ves – vesicule.

The rocks have different colors, varying from black to gray to brownish, are massive to strongly vesiculated and/or amigdaloidal, and more rarely brecciated. A wide variety of volcanic structures indicative of their effusive origin was recognized in the field, and is described below:

Lava flow lobes

This flood (constituted by stacking of two or more lava flows) occurs as simple or compound lobes that are recognized by their concentric irregular shapes up to 5 m high (Figure 6), limited laterally or overlain by other lobes of similar dimensions.

Flow structures, such as banding and folding, appear in the center of some lobes. At the base and walls of the flows, the vesicles tend to be intensely stretched and flattened or occur in the form of inverted and twisted drops, which may indicate the direction of the lava flow and attempts of volatiles to escape from the sides, respectively. Vertical cooling joints may be prominent in some exposures.



Figure 6. Simple lava flow lobe of the Caxias do Sul subtype; note concentric shape in the center of structure.

Laminar flows

Laminar flows or sheet lobes are structurally massive, with joints parallel to the flow; thicknesses are up to 5 m, thinning towards the edge in a gentle dip. These laminar flows can cover lava domes or other flows (simple and compound) and are the most intensely vesiculated lavas. Glassy rock, vesiculated or not, can occur on the top or at the base of the laminar flows, or even forming a single sheet flow (where the thickness of the flow does not exceed 0.5 m). In most cases it is not possible to estimate accurately the number of lava flows (sheeted or lobated) and their total extent, due to discontinuity of the outcrops.

Lava domes

The lava domes are recognized mainly by circular structures (observed in two-dimensional rock cuts) with typical dimensions from 5 to 8 m in height and up to 30 m in length at the base (Figure 7a). They occur individually or are coalescent with other domes, and are covered by lavas. In the most complete outcrops, circular joints can be identified from the center to the edges of the dome, in addition to structures such as “cauliflower-like” (Figure 7b) cooling vertical joints, massive carapace and auto-breccias. Vertical joints at the center of the dome converge to the circular joints, resembling an “onion cut in half”.

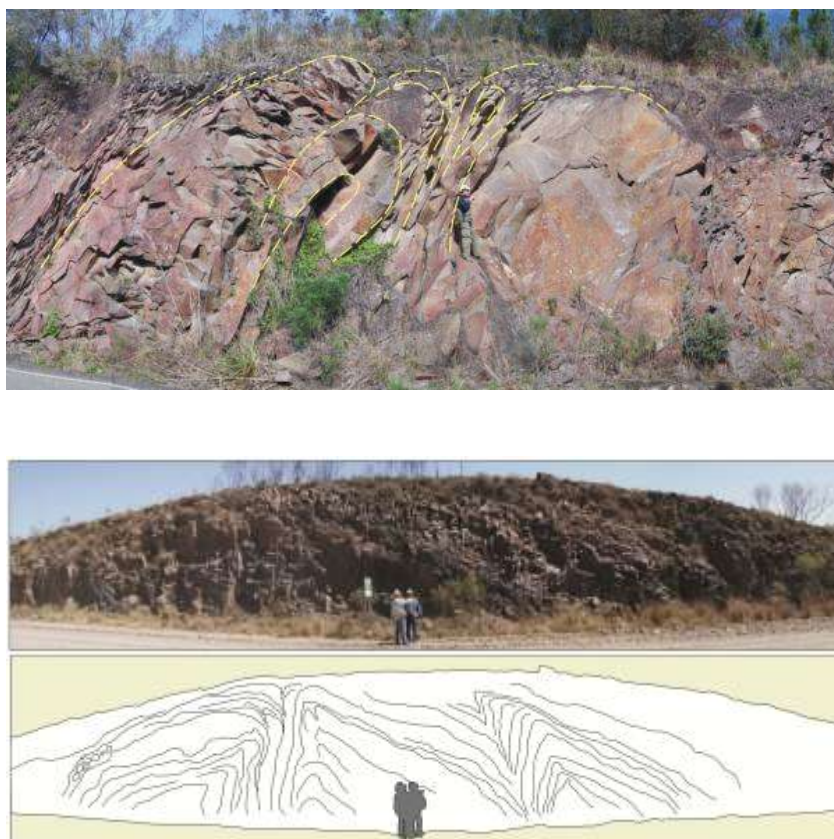


Figure 7. a) Dacitic lava dome of the Caxias do Sul sequence that outcrop along the Palmeira river valley; b) Outcrop of top of lava dome, with cauliflower-like structure.

The terms "dome" and "lobe" may refer to structures of similar shape; in this work we use "dome" for structures of larger size, where features like cauliflower-type disjunction for instance may develop.

Lava-sediment interaction

The end of the Caxias do Sul magmatism is coeval with the deposition of sand. This sand filled the fractures of the latest Caxias do Sul lavas and also accumulated in depressions between domes and lava flows, forming small deposits 0.2 to 3 m thick. The fine to medium-grained red sandstone is constituted of round grains of quartz and feldspar, as well as devitrified obsidian and chalcedony.

Barros Cassal Volcanic Sequence

Basalt

Basalt flows outcrop in the Fão and Pardo river valleys, near the town of Barros Cassal (Figure 2 and 3), and are covered by sandstones and andesite lava flows. They occur as glassy rocks, vesiculated and/or amygdaloidal, hipohyaline to hipocrystalline, aphanitic to fine-grained, with seriate or subophitic textures. The matrix can be partially devitrified or altered. Plagioclase, augite and Ti-magnetite occur as crystals of 0.05 to 1 mm, with sub-euhedral, anhedral or skeletal shapes (Figure 5c) and together may represent 30-60% of the rock.

The basalt flows (< 3 m thick) are structurally massive, occurring as sheet lava, except in the Pardo river valley, where lobated structures were recognized, with vesiculated cores and carapaces of the coherent volcanic rock, resembling compound pahoehoe lava. At the top of the package, the last flow is covered by a thin layer of fine red feldspathic sandstone that filled the fractures of cooling lava.

Andesite

The andesite flows outcrop as thin and discontinuous sheet lava up to 3 m thick, intercalated with sandstone deposits, overlying the basalt flows or in direct contact with the Caxias do Sul dacites.

The andesite is a black-gray glassy rock, greenish when altered, and is composed of skeletal to euhedral crystals (0.1 to 1 mm) of plagioclase, augite and Ti-magnetite (Figure 5d), with hipohyaline to hipocrystalline and sub-ophitic textures. Some crystals have features resulting from rapid cooling (e.g. swallow-tail terminations; void crystals). Plagioclase phenocrysts may be zoned and present thin resorbed rims. The glassy matrix may be devitrified or altered.

In a single flow, clastic dykes may be either formed from the base (fed from thin layers of sandstones intercalated to lava flows) or fill the fractures from the top, while features of lava-sediment interaction are visible only at the bottom, with “baked” angular sandstone fragments included in volcanic rock or vice-versa.

The sandstone is red and feldspathic; the deposits are typically thin and may display primary sedimentation structures, like cross-bedding and plane-parallel bedding.

Dacite

The dacite lava flows occur at the top of the sequence or intercalated with andesitic flows. Individual flows have thicknesses up to 5 m, and can be separated by sandstone deposits. In some profiles the Barros Cassal sequence is represented by a single dacite lava flow (Figure 3), sandwiched between the Caxias do Sul and Santa Maria sequences.

The Barros Cassal dacites occur as obsidians of intense black color, with a characteristic frosted luster, and a thin surface layer resulting from oxidation. They are aphyric

hipohyaline rocks with euhedral to subhedral crystals of plagioclase (An_{49-52}), augite, pigeonite and Ti-magnetite dispersed in a glassy matrix (Figure 5e). The crystals (<30% in volume), ranging from 0.1 to 0.8 mm, may be oriented, and most have features resulting from rapid cooling.

In thick lava flows, irregular folds up to 5 m high occur, and exhibit related features, such as parasitic folds, at different scales.

Structures related to lava-sediment interactions (possible peperites) are common at the base of the flows that cover sandstone deposits. Also common are clastic dykes being formed from the base of the lava or filling fractures at the top with fine sand (Figure 8a).

Sandstones and Conglomerates

The sandstones occur as thick (<10 m) and extensive deposits, with some continuous exposures spreading for over 1.5 km, covering the lavas of the Barros Cassal sequence and underlying a Santa Maria flow (Figure 8b).

They are red colored, immature (feldspar-rich) and poorly selected, medium to coarse grained, with local conglomerate facies, and show some primary structures, such as plane-parallel layering and small to medium-scale cross-stratification. These structures and the presence of coarse facies and clasts (5 to 10 cm) dispersed in sandy matrix are suggestive of lacustrine-alluvial environments. Locally, these sandstones interacted with the rhyolite lavas of the Santa Maria forming peperite structures (see section 3.4.3 - Figure 8c).



Figure 8. Field aspects of sedimentary deposits associated with the silicic volcanic rocks. a) Cooling fractures in the lavas filled by sand; b) Sandstone layer (indicated by arrow) deposited between a Barros Cassal and a Santa Maria flow; c) peperite constituted of angular fragments of quench-rhyolite (light) dispersed within “baked” vesiculated sandstone (darker).

Santa Maria rhyolites

The Santa Maria rhyolites constitute the most extensive and thick sequence of silicic volcanic rocks of the region, reaching thicknesses up to 400 m.

The rocks may have crystalline or vitreous aspect. The crystalline varieties are massive or banded (Figure 9), with colors varying from gray to yellow and pink, as a result of different degrees of oxidation or devitrification (spherulitic or, predominantly, granophyric textures). Such bandings are fairly common in rhyolites, and can result from variations in the original water concentration in the alternating layers (Seaman et al., 2009).

The vitreous varieties are obsidians with high brightness and conchoidal fracture, hipohyaline texture (Figure 5f) and occasional fluidal structures (Figure 5g). Both varieties have scattered microphenocrysts (0.7 to 1.2 mm, rarely achieve 2 mm) of plagioclase (An_{40-60}) and Ti-magnetite, which together account for <8% of the rock. Microlites (< 0.08 mm) of plagioclase and pigeonite, and more rarely augite, occur in several samples and may represent 5 to 20% of the total constituents (Figure 5h).



Figure 9. Banded structure typical of rhyolites from the Santa Maria sequence.

Regionally, the Santa Maria rhyolites are the most controversial sequence in terms of mode of emplacement, and are thought by some authors to correspond to rheognimbrites (e.g. Bellieni et al., 1986; Milner et al., 1992; Bryan et al., 2010). However, the features identified in the studied area, such as laminar flow structure and simple or compound lava flow lobes, are consistent with effusive eruptions, as described below.

Laminar flows

These flows are composed of obsidian, devitrified or not, with massive or banded features which can also present remarkable flow structures with intense folding at their base. At the microscopic scale, features such as fluidal textures marked by the orientation of microlites are observed (Figure 5g).

Flow lobes

The flow lobes may be simple or compound, with diameters up to 4 m (Figure 10). These structures have a carapace of the coherent rock (hard; mostly unweathered) and a glassy core (often strongly weathered and altered to clay material) with fluidal structures and stretched vesicles indicating the direction of flow. Some lobes are covered by a laminar lava flow which caused a deformation of the lobe due to overload.



Figure 10. Lobe of a compound lava flow of Santa Maria rhyolites, showing the carapace of coherent rock and the strongly weathered glassy core.

Auto-breccia structures were observed in some outcrops (Figure 11), constituting the base, margins and front of lava lobes and lava domes (see item 3.4.4). Their main features are: (i) concentric shapes of the flow with obsidian cores, 3-4 m in diameter, exhibiting several flow features, such as folds and spirals; (ii) angular lava clasts, up to 50 cm large, with varying textures: banded, massive, vesicular, devitrified and glassy; (iii) discontinuous lenses of breccias in the margins of the flow with or without glassy matrix; (iv) banded and deformed obsidian lenses at the base and lateral margins of the lobe; (v) presence of sandstone fragments resulting from interaction with sedimentary deposits.

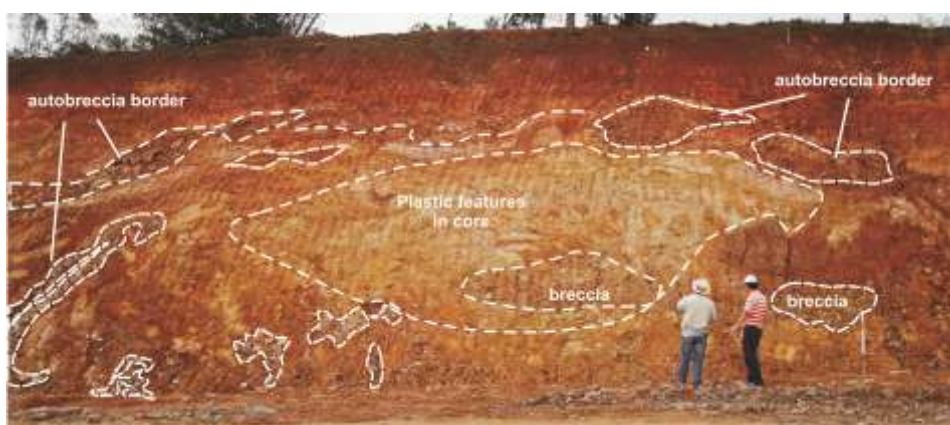


Figure 11. Large concentric auto-breccia structure in a compound Santa Maria lava lobe. These lavas exhibit internal structures such as folds and spirals in the obsidian, discontinuous lenses of the breccias without matrix, and angular fragments of the coherent volcanic rock disperse in a glassy matrix.

Peperite

Peperites, which are interpreted as results of “in situ” disintegration of hot lava that interacted with unconsolidated or poorly consolidated wet sediment (White et al., 2000), are present in some outcrops west of the locality of Barros Cassal (Figure 2 and 3).

The deposits are constituted by fragments of quench-rhyolite dispersed within a “baked” and vesiculated sandstone; the perfect arrangement between volcanic fragments (as jigsaw puzzle) reveals that the lava was fragmented *in situ* and did not undergo reworking (Figure 8c). The volcanic rock presents thermal contraction cracks filled with sand.

Lava-domes

These lavas correspond to thick flows (up to 200 m), with lobated and auto-brecciated margins or fronts, and may be divided in three sections: (i) the lower section is constituted by black vitrophyre interlayered with banded rhyolite of varied thickness and pink, red, yellow or gray colors; abundant flow folds (<2 m wavelength), stretched or flattened vesicles and horizontal jointing may occur; (ii) the middle section is constituted of devitrified rhyolites, which can be massive or banded, and always show vertical cooling fractures; in larger vertical exposures, this portion may show larger folds and concentric fractures similar to internal structures observed in smaller lava lobes; (iii) the upper section is composed of massive and devitrified rhyolite with strong horizontal jointing and open folds. This structure is similar to those described in the SR-type (Snake River) lavas defined by Branney et al (2008).

DISCUSSION

Mode of emplacement

The distinction between large-volume silicic lava flows and rheomorphic ignimbrite deposits is still a very controversial topic. The features of both are very similar and few evidences can aid in their differentiation (e.g. Wolff and Wright, 1981; Henry and Wolff, 1992; Manley, 1995; Umann et al., 2001; Sumner and Branney, 2002). Furthermore, the events generating rheoignimbrites are unusual; these deposits rarely are well exposed; the top of the flows, which may bring important evidence, can be easily eroded; and the location of vents is often unknown.

In the PMPE, the silicic volcanic rocks have been cited as an example of rheoignimbrite deposits generated by explosive eruptions of large magnitude (e.g. Milner et al., 1992; 1995; Bryan et al., 2010). It is remarkable, however, the absence, or rarity, of pyroclastic features, and also the lack of the vertical or lateral welded zoning typical of deposits of this size and nature. Another aspect of particular interest are the high temperatures estimated for these magmas (~ 1000° C), which may result in singular volcanic behaviour, with few known analogues.

Our results, and in particular the structures identified and described above, such as laminar lava flows, simple and compound lava lobes, lava domes, auto-breccia and peperites, as well as the textures of the main rock types (non fragmented crystals and absence of shards and/or

fiammes), led us to conclude that all three silicic volcanic sequences from the Soledade region are largely dominated by effusive deposits, with very subordinate products of explosive processes. The wide distribution of these deposits was probably facilitated by low viscosities, resulting from anomalously high (~1000C), near-liquidus eruptive temperatures combined with high rates of extrusion

Evolution of the silicic magmatism in the Soledade region

The Palmas-type volcanic eruptions started with the effusion of lava flows and lava domes of dacitic composition identified as the Caxias do Sul subtype. These eruptions took place continuously, i.e. without large time intervals between emissions, producing a thick stack of lava. The textural differences among the different flows (i.e. amount of microlites and/or vesicles, rate of devitrification and/or oxidation), as well as shape, thickness and length of each flow deposit were controlled by several interdependent variables, such as temperature, rate of discharge, distance from the vent, viscosity of the lava etc; a more in depth discussion of these parameters will be presented in a separate article.

The latest eruptions of the Caxias do Sul magmatism occurred intermittently, allowing the intercalation of small sandstone deposits, which show some interaction with the lavas. The feeder conduits of these lavas were not mapped in the region; however, Lima et al. (2012) found in the São Marcos region (~80 km to the east of the study area) dike-like structures associated with their AVE-I silicic volcanic sequence, which we correlate with the Caxias do Sul sequence, supporting the idea that their extrusion occurred through fissures.

The paleo-relief formed at the end of the Caxias do Sul volcanism permitted the accumulation of small and discontinuous sand bodies that were deposited contemporaneously with the basaltic, andesitic and dacite lava flows of the Barros Cassal sequence. Paleo-relief played an important role in the distribution of the Barros Cassal sequence, which attained greater thicknesses where the upper Caxias do Sul lavas outcrop below the topographic elevation of 320 m (cf. profile D-D', Figure 3). In areas where the top of the Caxias do Sul sequence outcrops between 380 and 400 m, no more than two dacite lava flows of Barros Cassal are present (with thicknesses <1 m), whereas in areas where the Caxias do Sul flows outcrop at higher elevations (along the Palmeira river valey, elevations between 400 and 500 m) the Barros Cassal sequence is absent. Sand deposits are similarly controlled by the topography left by the Caxias do Sul episode, and thus the greater thicknesses are observed where the latter occur in the lowest elevations.

The feeder conduits of the Barros Cassal lava flows were also not identified in the region. The frequent intercalation of sandstone between the individual flows attests to the intermittent behaviour of this volcanic event.

After the initial output of Santa Maria rhyolite lava sequence, which generated the first thin and laminar obsidian deposits, the discharge rate of the lavas increased, resulting in the formation lava domes. These structures reached thicknesses up to 200 m, with lobated terminations

and formation of autobreccia. Feeding through fissures, similar to the mechanism advocated for the outpouring of the PMP basalts, and proximity between feed channels, may have favoured the coalescence of these lava domes, resulting in the extensive plateaus that are typical of the area of exposure of this sequence.

Regional correlations and implications

The stratigraphic succession identified by our mapping survey reveals that the Palmas-type silicic volcanism in the Soledade region consists of three main eruptive episodes.

The lowermost stratigraphic position of the Caxias do Sul dacites is in agreement with previous regional observations, as indicated in the works of Peate et al. (1992) and Nardy et al. (2008).

The subsequent Barros Cassal sequence, consisting of several basaltic, andesitic and dacitic lava flows interlayered with sandstone deposits, has no exact chemical equivalents among the Palmas subtypes of silicic volcanic rocks. Some previous studies report the presence of lavas of basic and/or intermediate composition above the first silicic volcanic sequence (Peate et al., 1992; Waichel et al., 2012). The more primitive Palmas subtypes, which show most similarities with the Barros Cassal mafic dacites, are apparently found in a similar stratigraphic position (Anita Garibaldi and Jacuí, as described by Peate, 1997 and Nardy et al., 2008, respectively).

The uppermost position of the Santa Maria unit is consistent with stratigraphic information from previous references (e.g. Peate et al. 1992, Garland et al., 1995; Nardy et al., 2008) which point out that the younger Palmas-type volcanism has more differentiated composition (rhyolite) throughout the PMP. They must be correlated to the second silicic sequence (AVE II) described by Waichel et al. (2012).

CONCLUSIONS

The Palmas-type volcanism from the southern PMP in the Soledade region consists of three main eruptive episodes characterized by silicic magmas of distinct geochemical signatures. The structures characteristic of the lava flows observed in the volcanic sequences and the rock textures favour the interpretation that all these silicic eruptions had a predominantly effusive character.

The intercalation of sedimentary deposits beginning in the last episodes of the first (Caxias do Sul) sequence and continuing throughout the whole time span of the magmatism reflects the generation of paleo-relief associated with the emplacement of the silicic magmas, and constitutes important markers of the intermittent character of the effusive episodes.

We evaluate that the results presented in this work encourage the combined use of field and geochemical tools to solve stratigraphic and volcanological problems in the study of the silicic magmatism in the PMP. More detailed petrological, geochemical and volcanological studies focusing on the individual units will be the focus of other articles, currently under preparation.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors acknowledge financial support by CNPq (Doctoral scholarship to Liza Polo and Productivity Scholarship and Grant to Valdecir Janasi) and Fapesp (Thematic Project – Proc. 2012/06082-6). We thank Evandro Lima, Leticia Guimarães and Vinicius Matté for valuable discussions during fieldwork, Patricia Magon by assistance in reviewing the English version and Vinicius Tieppo Meira for help with the confection of the map.

REFERENCES

- Beane, J. E., Turner, C. A., Hooper, P. R., Subbarao, K. V., Walsh, J. N., (1986). Stratigraphy, composition and form of the Deccan Basalts, Western Ghats, India. *Bulletin of Volcanology*, 48(1), 61-83.
- Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques L.S., Melfi, A.J., Nardy, A.J.R., Papatrechas, C., Piccirillo, E.M., Roisenberg, A., and Stolfa, D., (1986). Petrogenetic Aspects of Silicic and Basaltic Lavas from the Paraná Plateau (Brazil): Geological, Mineralogical and Petrochemical Relationships. *Journal of Petrology*, 27, 915-944.
- Branney, M., Bonnicksen, B., Andrews, G., Ellis, B., Barry, T., McCurry, M., (2008). Snake River (SR)-type' volcanism at the Yellowstone hotspot track: distinctive products from unusual, high-temperature silicic super-eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 70(3), 293-314.
- Bryan, S.E, Peate, I.U., Peate, D.W., Self, S., Jerram, D.A., Mawby, M.R., Marsh, J.S., Miller, J.A., (2010). The largest volcanic eruptions on Earth. *Earth-Science Reviews*, 102(3-4), 207-229.
- Cox, K.G., Hawkesworth, C.J., (1985). Geochemical Stratigraphy of the Deccan Traps at Mahabaleshwar, Western Ghats, India, with Implications for Open System Magmatic Processes. *Journal of Petrology*, 26(2), 355-377.
- Frank, H.T., Gomes, M.E.B., Formoso, M.L.L. (2009). Review of the areal extent and the volume of the Serra Geral Formation, Paraná Basin, South America. *Pesquisas em Geociências*, 36(1), 49-57.
- Garland, F., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M. (1995). Description and Petrogenesis of the Paraná Rhyolites [sic], Southern Brazil. *Journal of Petrology*, 36(5), 1193-1227.
- Henry, C.D., Wolff, J.A. (1992). Distinguishing strongly rheomorphic tuffs from extensive silicic lavas. *Bulletin of Volcanology*, 54, 171-186.
- Janasi, V.A., Montanheiro, T.J., Freitas, V.A., Reis, P.M., Negri, A.P., Das, A.F. (2007)a. Geology, petrography and geochemistry of the silicic volcanism of the Paraná Magmatic Province in the Ourinhos-Piraju-region, SE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4), 745-759.
- Janasi, V.A., Negri, A.P., Montanheiro, T.J., Freitas, V.A., Rock, B.C., Reis, A.M. (2007)b. Geochemistry of the eocretacic basalt magmatism in the Piraju-Ourinhos region, SE Brazil, and implications to the stratigraphy of the Serra Geral Formation. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(1), 148-162.

- Janasi, V.A., Freitas, V.A., Heaman, L.H. (2011). The onset of flood basalt volcanism, Northern Paraná Basin, Brazil: The need to U-Pb baddeleyite/zircon age for a dacite-type Chapecó. *Earth Planetary Science Letters*, 302, 147-153.
- Lima, E., Philipp, R., Rizzon, G., Waichel, B., & Rossetti, L. (2012). Sucessões vulcânicas, modelo de alimentação e geração de domos de lava ácidos da Formação Serra Geral na região de São Marcos-Antônio Prado (RS). *Geologia USP. Série Científica*, 12(2), 49-64. doi:<http://dx.doi.org/10.1590/S1519-874X2012000200004>.
- Luchetti, A.C.F. (2010). *Aspectos vulcanológicos dos traquidacitos da região de Piraju -Ourinhos (SP)*. Msc. Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo-SP, Brasil. <<http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44143/tde-06052010-110329/>>.
- Mangan, M.T., Wright, T.L., Swanson, D.A., Byerly, G.R.. (1986). Regional correlation of Grande Ronde Basalt flows, Columbia River Basalt Group, Washington, Oregon and Idaho. *Geological Society of America Bulletin*, 97(11), 1300-1318.
- Manley, C.R. (1995). How voluminous rhyolite lavas mimic rheomorphic ignimbrites: Eruptive style, emplacement conditions, and formation of tuff-like textures. *Geology*, 23(4), 349-352.
- Middlemost, E. A. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3), 215-224.
- Milner, S.C., Duncan, A.R., Ewart, A. (1992). Quartz latite rheoignimbrites flows of the Etendeka Formation, north-western Namibia. *Bulletin of Volcanology*, 54, 200-219.
- Milner, S.C., Duncan, A.R., Whittingham, A.M., Ewart, A. (1995). Trans-Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silicic volcanic units within the Paraná-Etendeka igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69, 137-157.
- Nardy, A.J.R.. (1995). *Geologia e Petrologia do Vulcanismo Mesozóico da Região Central da Bacia do Paraná*. Ph.D. Thesis. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro-SP, Brasil.
- Nardy, A.J.R., Machado, F.B., Oliveira, M.A.F. (2008). As rochas vulcânicas mesozoicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(1), 178-195.
- Peate, D.W.; Hawkesworth, C.J.; Mantovani, M.S.M.; Shukowsky, W. (1990). Mantle plumes and flood-basalt stratigraphy in the Paraná, South America. *Geology*, 18(12), 1223-1226
- Peate, D.W., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M. (1992). Chemical stratigraphy of the Parana lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, 55, 119-139.
- Peate, D.W. (1997). The Paraná-Etendeka Province. In: J.J. Mahoney and M.F. Coffin (Eds.) *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism* (v. 100, 217-245). Washington: American Geophysical Union.
- Petrini, R., Civetta, L., Piccirillo, E.M., Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L.S., Melfi, A.J. (1987). Mantle heterogeneity and Crustal Contamination in the Genesis of Low-Ti

- Continental Flood Basalts from the Parana Plateau (Brazil): Sr-Nd Isotope and Geochemical Evidence. *Journal of Petrology*, 28, 701-726.
- Piccirillo, M.S., Raposo, M.I.B., Melfi, A.J., Comin-Chiaramonti, P., Cordani, U., Kawashita, K. (1987). Bimodal fissural volcanic suites from the Parana Basin (Brazil): K-Ar ages, Sr -isotopes and geochemistry. *Geochemical Brasiliensis*, 1, 55-69.
- Renne, P.R.; Ernesto, M.; Pacca, I.G.; Coe, R.S.; Glen, J.M.; Prévot, M.; Perrin, M. (1992). The Age of Paraná Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. *Science*, 258(5084), 975-979.
- Seaman, S. J., Dyar, M. D., & Marinkovic, N. (2009). The effects of heterogeneity in magma water concentration on the development of flow banding and spherulites in rhyolitic lava. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 183(3), 157-169.
- Sumner, J.M., Branney, M.J. (2002). The emplacement history of a remarkable heterogeneous chemically zoned, rheomorphic and locally lava-like ignimbrite: "TL" on Gran Canaria. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115, 109-138.
- Thiede, D.S.; Vasconcelos, P.M. (2010). Parana flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. *Geology*, 38(8), 747-750.
- Waichel, B.L., Lima, E.F., Lubachesky, R., Sommer, C.A. (2006). Pahoehoe flows from the central Paraná Continental Flood Basalts. *Bulletin of Volcanology*, 68, 599-610.
- Waichel, B.L., Lima, E.F., Viana, A.R., Scherer, C.M., Bueno, G.V., Dutra, G. (2012). Stratigraphy and volcanic facies architecture of the Torres Syncline, Southern Brazil, and its role in understanding the Paraná–Etendeka Continental Flood Basalt Province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 215, 74-82.
- White, J.D.L., McPhie, J., Skilling, I.P. (2000). Peperite: a useful genetic term. *Bulletin of Volcanology*, 62, 65-66.
- Wolff, J.A., Wright, J.V. (1981). Rheomorphism of welded tuffs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 10, 13-34.
- Umann, L.V.; Lima, E.F.; Sommer, C.A.; De Liz, J.D. (2001). Vulcanismo ácido da Região de Cambará do Sul-RS: litoquímica e discussão sobre a origem dos depósitos. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(3), 357-364.

Anexo 3

Tabelas de Química Mineral
(plagioclásio, piroxênio, titanomagnetita e análise de vidro)

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de plagioclásio - Riolito Sequência Santa Maria

Identificação	108.A.1	108.A2	108A2B1	108A2B2	108A2B3	108.A.3a	108.A.3b	108.A.a	108.B.7	108.B.8a	108.B.8b
Posição ponto	centro	zona	zona	borda	borda	centro	borda	centro	centro	zona	borda
Tipo cristal	microl	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno
SiO ₂	53.67	53.89	54.04	54.79	62.54	54.07	53.86	54.21	53.52	53.40	54.15
TiO ₂	0.01	0.04	0.07	0.03	0.07	0.01	0.01	0.11	0.06	0.05	0.05
Al ₂ O ₃	28.78	28.46	27.51	27.61	23.81	28.98	28.79	28.75	28.90	28.13	27.74
Fe ₂ O ₃	0.98	1.11	1.04	0.89	0.82	0.98	0.98	1.02	0.87	1.00	1.02
MnO	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.05	0.03	0.04	0.03
MgO	0.08	0.08	0.06	0.07	0.04	0.11	0.09	0.10	0.11	0.09	0.09
CaO	11.75	11.56	11.21	10.83	7.66	12.25	11.56	11.96	12.15	11.84	11.26
Na ₂ O	4.50	4.63	5.13	5.24	5.37	4.33	4.59	4.36	4.27	4.82	4.90
K ₂ O	0.47	0.46	0.60	0.48	1.15	0.43	0.50	0.45	0.43	0.43	0.53
BaO	0.03	0.00	0.10	0.11	0.11	0.11	0.07	0.09	0.05	0.00	0.01
SrO	0.03	0.07	0.03	0.04	0.02	0.01	0.07	0.07	0.00	0.02	0.06
Total	100.32	100.32	99.78	100.10	101.59	101.29	100.52	101.18	100.39	99.81	99.81
<i>Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios</i>											
Si	9.716	9.756	9.853	9.927	10.967	9.703	9.732	9.737	9.684	9.734	9.851
Ti	0.001	0.006	0.009	0.004	0.010	0.001	0.001	0.015	0.008	0.008	0.007
Al	6.142	6.073	5.913	5.896	4.922	6.130	6.131	6.086	6.164	6.044	5.947
Fe ₂	0.134	0.151	0.143	0.121	0.109	0.132	0.133	0.138	0.118	0.137	0.140
Mn	0.003	0.002	0.000	0.002	0.001	0.004	0.000	0.008	0.005	0.006	0.005
Mg	0.022	0.023	0.015	0.019	0.009	0.029	0.025	0.028	0.031	0.023	0.023
Ca	2.280	2.242	2.190	2.102	1.439	2.355	2.238	2.301	2.355	2.312	2.194
Na	1.579	1.625	1.813	1.842	1.828	1.507	1.606	1.519	1.499	1.704	1.727
K	0.109	0.107	0.140	0.111	0.258	0.098	0.116	0.104	0.100	0.099	0.122
Ba	0.002	0.000	0.007	0.008	0.007	0.008	0.005	0.006	0.003	0.000	0.000
Sr	0.004	0.007	0.004	0.004	0.002	0.001	0.008	0.007	0.000	0.002	0.006
Σ cátions	19.992	19.992	20.086	20.036	19.552	19.969	19.996	19.949	19.967	20.070	20.023
An	57.5	56.4	52.9	51.8	40.8	59.5	56.5	58.6	59.6	56.2	54.3
Ab	39.8	40.9	43.8	45.4	51.9	38.1	40.6	38.7	37.9	41.4	42.7
Or	2.7	2.7	3.4	2.7	7.3	2.5	2.9	2.7	2.5	2.4	3.0

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de plagioclásio - Riolito Sequência Santa Maria

Identificação	108.C.10a	108.C.10b	108.C.10c	108.C.10d	108.C.12	108.A.2B	108.A.2B	108.E.34B	108.E.34a	108.E.34c	108.F.35
Posição ponto	centro	centro	zona	zona	centro	centro	centro	centro	borda	borda	zona
Tipo cristal	Feno	Feno	Feno	Feno	cristal	cristal	cristal	Feno	Feno	Feno	Feno
SiO ₂	53.27	53.08	53.72	54.35	56.03	54.23	55.93	56.92	53.01	53.88	53.57
TiO ₂	0.02	0.03	0.04	0.04	0.07	0.01	0.05	0.03	0.07	0.07	0.06
Al ₂ O ₃	28.08	28.10	28.09	27.57	26.68	27.70	26.49	26.29	28.45	27.83	27.80
Fe ₂ O ₃	1.05	0.95	1.14	1.05	0.91	1.05	1.14	1.01	0.89	0.97	1.03
MnO	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00
MgO	0.08	0.09	0.07	0.08	0.07	0.08	0.15	0.08	0.10	0.09	0.08
CaO	11.92	11.94	11.76	11.14	10.10	11.30	10.11	9.65	12.07	11.31	11.65
Na ₂ O	4.53	4.57	4.54	5.01	5.64	4.99	5.63	5.75	4.57	5.15	4.84
K ₂ O	0.46	0.46	0.44	0.56	0.65	0.52	0.71	0.78	0.48	0.49	0.48
BaO	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
SrO	0.09	0.03	0.16	0.05	0.09	0.04	0.08	0.03	0.07	0.04	0.07
Total	99.51	99.26	99.97	99.94	100.25	99.95	100.29	100.54	99.72	99.86	99.58
<i>Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios</i>											
Si	9.739	9.726	9.771	9.881	10.117	9.856	10.109	10.230	9.677	9.810	9.784
Ti	0.003	0.004	0.005	0.006	0.009	0.001	0.006	0.004	0.009	0.010	0.009
Al	6.050	6.069	6.022	5.907	5.678	5.934	5.642	5.569	6.121	5.972	5.986
Fe ₂	0.144	0.130	0.156	0.144	0.124	0.143	0.155	0.136	0.123	0.133	0.141
Mn	0.000	0.002	0.002	0.002	0.003	0.000	0.000	0.000	0.004	0.003	0.001
Mg	0.023	0.025	0.019	0.021	0.017	0.022	0.039	0.021	0.027	0.025	0.022
Ca	2.336	2.345	2.291	2.170	1.954	2.201	1.958	1.859	2.361	2.206	2.281
Na	1.607	1.623	1.600	1.765	1.974	1.758	1.972	2.002	1.616	1.816	1.715
K	0.108	0.108	0.103	0.129	0.149	0.121	0.165	0.179	0.112	0.115	0.111
Ba	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sr	0.010	0.003	0.016	0.005	0.009	0.004	0.009	0.003	0.007	0.004	0.007
Σ cátions	20.020	20.034	19.985	20.036	20.033	20.043	20.055	20.003	20.057	20.094	20.057
An	57.7	57.5	57.4	53.4	47.9	53.9	47.8	46.0	57.7	53.3	55.5
Ab	39.7	39.8	40.1	43.4	48.4	43.1	48.2	49.6	39.5	43.9	41.8
Or	2.7	2.6	2.6	3.2	3.7	3.0	4.0	4.4	2.7	2.8	2.7

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de plagioclásio - Riolito Sequência Santa Maria

Identificação	108.J.47c	108.J.47a	108.J.47d	108.J.48a	108.J.48b	108.J.48c	108.J.49e	108.J.49c	108.J.49d	108.H.2B42	108.J.50
Posição ponto	centro	zona	zona	centro	zona	borda	centro	zona	borda	centro	centro
Tipo cristal	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	microl	microl
SiO ₂	54.32	55.02	55.63	55.36	54.36	53.65	55.51	55.86	55.08	55.12	55.74
TiO ₂	0.06	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.09	0.03
Al ₂ O ₃	27.42	26.54	27.18	27.16	27.80	28.53	27.14	27.02	27.67	26.97	27.00
Fe ₂ O ₃	0.96	1.03	0.91	0.78	0.84	1.09	1.05	0.97	0.97	0.69	0.93
MnO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.03	0.02	0.03	0.01	0.00	0.01	0.00
MgO	0.10	0.08	0.11	0.11	0.10	0.06	0.10	0.10	0.10	0.09	0.05
CaO	11.15	10.46	10.59	10.50	11.20	12.14	10.90	10.41	11.08	10.38	10.23
Na ₂ O	4.73	5.05	5.27	5.03	4.96	4.56	5.01	5.27	4.95	5.20	5.33
K ₂ O	0.56	0.63	0.60	0.59	0.51	0.43	0.62	0.64	0.54	0.60	0.54
BaO	0.04	0.06	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.13	0.08	0.03	0.00
SrO	0.07	0.04	0.00	0.06	0.05	0.01	0.06	0.06	0.08	0.04	0.01
Total	99.41	98.93	100.31	99.61	99.88	100.51	100.45	100.49	100.57	99.23	99.86
<i>Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios</i>											
Si	9.911	10.071	10.036	10.045	9.874	9.710	10.015	10.069	9.933	10.046	10.085
Ti	0.008	0.003	0.004	0.003	0.001	0.002	0.003	0.003	0.003	0.013	0.004
Al	5.897	5.725	5.779	5.809	5.952	6.085	5.771	5.741	5.882	5.795	5.758
Fe ₂	0.132	0.142	0.124	0.107	0.114	0.149	0.142	0.132	0.132	0.095	0.127
Mn	0.000	0.001	0.001	0.000	0.005	0.004	0.004	0.001	0.000	0.002	0.001
Mg	0.028	0.021	0.028	0.029	0.026	0.017	0.027	0.026	0.026	0.025	0.012
Ca	2.179	2.051	2.046	2.042	2.179	2.354	2.108	2.010	2.141	2.026	1.983
Na	1.673	1.792	1.842	1.770	1.748	1.601	1.754	1.843	1.732	1.838	1.870
K	0.131	0.148	0.138	0.137	0.119	0.100	0.143	0.148	0.124	0.140	0.125
Ba	0.003	0.005	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.009	0.005	0.002	0.000
Sr	0.007	0.004	0.000	0.006	0.005	0.001	0.007	0.006	0.008	0.005	0.001
Σ cátions	19.969	19.964	19.998	19.949	20.025	20.023	19.974	19.988	19.985	19.987	19.967
An	54.7	51.4	50.8	51.7	53.9	58.1	52.6	50.2	53.6	50.6	49.9
Ab	42.0	44.9	45.7	44.8	43.2	39.5	43.8	46.1	43.3	45.9	47.0
Or	3.3	3.7	3.4	3.5	2.9	2.5	3.6	3.7	3.1	3.5	3.1

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de plagioclásio - Riolito Sequência Santa Maria

Identificação	35.d.19	35.d.20	35.d.19i	35.c.09a	35.c.09b	35.c.09c	35.c.09d	35.c.10a	35.c.10b	35.d.16a	35.d.16b
Posição ponto	centro	centro	centro	centro	zona	zona	zona	zona	zona	zona	zona
Tipo cristal	cristal	cristal	cristal	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno
SiO ₂	54.39	56.17	56.06	55.67	54.27	54.26	54.48	54.46	54.41	55.30	53.63
TiO ₂	0.03	0.03	0.04	0.01	0.00	0.04	0.05	0.08	0.01	0.09	0.04
Al ₂ O ₃	28.39	27.35	27.23	27.80	28.32	28.54	28.14	28.35	28.25	27.51	28.65
Fe ₂ O ₃	1.04	0.92	1.31	0.92	0.93	1.10	0.97	1.16	0.87	0.91	0.94
MnO	0.01	0.00	0.04	0.04	0.05	0.02	0.05	0.04	0.02	0.01	0.04
MgO	0.06	0.07	0.06	0.07	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05
CaO	11.99	10.33	10.34	11.04	11.78	11.91	11.38	11.69	11.59	10.68	11.67
Na ₂ O	4.51	5.31	5.76	4.93	4.77	4.57	4.96	4.65	4.75	5.10	4.61
K ₂ O	0.51	0.63	0.51	0.57	0.48	0.44	0.48	0.49	0.47	0.55	0.46
BaO	0.04	0.12	0.04	0.05	0.07	0.00	0.05	0.12	0.05	0.00	0.08
SrO	0.02	0.08	0.02	0.04	0.05	0.00	0.06	0.07	0.02	0.07	0.02
Total	100.97	101.00	101.41	101.13	100.79	100.94	100.67	101.18	100.50	100.30	100.17
<i>Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios</i>											
Si	9.786	10.066	10.026	9.970	9.788	9.762	9.830	9.790	9.824	9.982	9.727
Ti	0.004	0.004	0.006	0.002	0.000	0.006	0.006	0.010	0.001	0.012	0.005
Al	6.021	5.776	5.739	5.867	6.021	6.051	5.983	6.005	6.012	5.852	6.124
Fe ₂	0.140	0.123	0.176	0.124	0.127	0.149	0.132	0.157	0.118	0.124	0.129
Mn	0.002	0.000	0.006	0.006	0.008	0.003	0.007	0.006	0.003	0.002	0.005
Mg	0.017	0.018	0.016	0.017	0.019	0.019	0.016	0.017	0.018	0.021	0.014
Ca	2.311	1.984	1.981	2.119	2.276	2.296	2.200	2.251	2.242	2.065	2.267
Na	1.573	1.843	1.997	1.711	1.667	1.595	1.737	1.621	1.661	1.785	1.621
K	0.117	0.144	0.116	0.130	0.110	0.100	0.111	0.111	0.108	0.126	0.106
Ba	0.002	0.008	0.003	0.003	0.005	0.000	0.003	0.009	0.003	0.000	0.006
Sr	0.002	0.008	0.002	0.004	0.005	0.000	0.006	0.008	0.002	0.007	0.002
Σ cátions	19.974	19.973	20.067	19.953	20.027	19.981	20.030	19.984	19.993	19.975	20.005
An	57.8	50.0	48.4	53.5	56.2	57.5	54.4	56.5	55.9	51.9	56.8
Ab	39.3	46.4	48.8	43.2	41.1	40.0	42.9	40.7	41.4	44.9	40.6
Or	2.9	3.6	2.8	3.3	2.7	2.5	2.7	2.8	2.7	3.2	2.7

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de plagioclásio - Riolito Sequência Santa Maria

Identificação	35.d.17a	35.d1.3	35.d1.2	35.d.17b	35.d1.4	35.d.17c	35.d1.1	35.d1.5	35.d1.6	35.d1.7	35.d2.1
Posição ponto	centro	centro	zona	zona	zona	zona	zona	zona	borda	borda	centro
Tipo cristal	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno
SiO ₂	56.98	55.94	54.75	55.12	54.54	54.94	53.67	52.53	52.96	58.09	55.80
TiO ₂	0.00	0.05	0.03	0.00	0.02	0.05	0.06	0.06	0.01	0.00	0.02
Al ₂ O ₃	26.45	27.03	27.89	27.59	27.88	27.74	28.45	28.91	28.75	25.75	27.45
Fe ₂ O ₃	0.99	0.89	0.83	1.03	1.04	1.01	0.74	0.85	0.96	0.96	0.79
MnO	0.06	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
MgO	0.09	0.08	0.08	0.06	0.08	0.07	0.08	0.06	0.06	0.05	0.08
CaO	9.58	9.73	10.44	10.79	10.80	11.26	11.22	11.80	11.62	8.14	10.31
Na ₂ O	5.63	5.61	5.28	5.22	5.07	4.89	4.97	4.78	4.69	6.31	5.40
K ₂ O	0.79	0.67	0.57	0.59	0.54	0.50	0.45	0.43	0.43	0.77	0.59
BaO	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.07	0.07
SrO	0.05	0.04	0.02	0.06	0.07	0.00	0.06	0.06	0.03	0.06	0.04
Total	100.63	100.03	99.90	100.59	100.05	100.45	99.76	99.50	99.53	100.22	100.56
<i>Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios</i>											
Si	10.227	10.104	9.920	9.946	9.885	9.913	9.766	9.611	9.671	10.427	10.038
Ti	0.000	0.007	0.004	0.000	0.003	0.006	0.009	0.008	0.001	0.000	0.002
Al	5.595	5.754	5.957	5.867	5.956	5.900	6.100	6.233	6.188	5.448	5.820
Fe2	0.134	0.121	0.114	0.139	0.142	0.137	0.101	0.117	0.131	0.130	0.107
Mn	0.008	0.000	0.003	0.000	0.001	0.000	0.003	0.003	0.003	0.001	0.002
Mg	0.025	0.020	0.021	0.017	0.020	0.018	0.023	0.015	0.017	0.014	0.021
Ca	1.843	1.882	2.027	2.085	2.097	2.177	2.187	2.314	2.273	1.565	1.988
Na	1.960	1.966	1.855	1.826	1.782	1.711	1.753	1.697	1.661	2.195	1.883
K	0.181	0.155	0.132	0.135	0.126	0.114	0.104	0.100	0.101	0.177	0.136
Ba	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.005	0.005
Sr	0.006	0.004	0.002	0.006	0.008	0.000	0.006	0.007	0.003	0.007	0.004
Σ cátions	19.979	20.012	20.034	20.031	20.018	19.975	20.054	20.105	20.049	19.970	20.006
An	46.3	47.0	50.5	51.5	52.4	54.4	54.1	56.3	56.3	39.8	49.6
Ab	49.2	49.1	46.2	45.1	44.5	42.8	43.3	41.3	41.2	55.8	47.0
Or	4.5	3.9	3.3	3.3	3.1	2.8	2.6	2.4	2.5	4.5	3.4

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de plagioclásio - Riolito Sequência Santa Maria

Identificação	35.d2.2	35.d2.3	35.d.18c	35.d.18a	35.d2.4	35.d.18d	35.d.18b	35.d2.5b	35.d2.6b2	35.f.30a	35.f.30b
Posição ponto	zona	zona	zona	zona	zona	zona	borda	borda	borda	centro	borda
Tipo cristal	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno
SiO ₂	55.82	55.28	55.20	54.79	53.62	54.80	53.65	53.90	54.09	54.66	54.10
TiO ₂	0.04	0.11	0.05	0.05	0.03	0.00	0.06	0.03	0.02	0.06	0.05
Al ₂ O ₃	27.11	27.92	27.69	27.59	28.44	28.18	28.35	28.63	28.14	27.72	28.20
Fe ₂ O ₃	1.02	1.08	1.00	1.00	0.87	1.05	1.09	0.90	1.22	1.07	0.93
MnO	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.04	0.04	0.00
MgO	0.08	0.07	0.07	0.09	0.08	0.07	0.10	0.08	0.14	0.09	0.09
CaO	10.41	10.54	11.18	11.19	11.39	11.84	11.71	11.24	10.77	11.21	11.65
Na ₂ O	5.23	5.20	4.90	4.79	4.76	4.59	4.67	4.98	5.30	4.80	4.66
K ₂ O	0.73	0.56	0.55	0.56	0.45	0.54	0.48	0.48	0.59	0.56	0.46
BaO	0.07	0.01	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.10	0.12	0.04	0.00
SrO	0.04	0.06	0.07	0.09	0.04	0.02	0.09	0.04	0.05	0.09	0.00
Total	100.54	100.82	100.74	100.15	99.69	101.18	100.20	100.40	100.47	100.32	100.14
<i>Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios</i>											
Si	10.056	9.930	9.934	9.920	9.761	9.838	9.737	9.753	9.795	9.890	9.803
Ti	0.005	0.015	0.006	0.007	0.005	0.000	0.008	0.005	0.002	0.008	0.007
Al	5.757	5.912	5.874	5.887	6.101	5.963	6.065	6.105	6.007	5.911	6.021
Fe2	0.138	0.147	0.136	0.136	0.119	0.142	0.149	0.123	0.167	0.146	0.127
Mn	0.000	0.000	0.004	0.002	0.002	0.000	0.000	0.003	0.006	0.006	0.001
Mg	0.021	0.018	0.019	0.023	0.021	0.020	0.028	0.020	0.037	0.024	0.023
Ca	2.009	2.029	2.157	2.171	2.221	2.278	2.277	2.179	2.091	2.172	2.262
Na	1.827	1.810	1.711	1.682	1.679	1.598	1.644	1.748	1.859	1.684	1.636
K	0.167	0.127	0.127	0.129	0.106	0.123	0.111	0.110	0.137	0.129	0.107
Ba	0.005	0.001	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.007	0.008	0.003	0.000
Sr	0.004	0.006	0.008	0.009	0.004	0.002	0.009	0.005	0.005	0.010	0.000
Σ cátions	19.989	19.994	19.975	19.966	20.017	19.971	20.027	20.057	20.114	19.982	19.987
An	50.2	51.1	54.0	54.5	55.5	57.0	56.5	54.0	51.2	54.5	56.5
Ab	45.6	45.6	42.8	42.2	41.9	40.0	40.8	43.3	45.5	42.2	40.8
Or	4.2	3.2	3.2	3.2	2.6	3.1	2.8	2.7	3.3	3.2	2.7

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de plagioclásio - Riolito Sequência Santa Maria

Identificação	35.f.30c	35.f.30d	35.a	35.h	35.h.b	35.h.a	23.a.2	23.a.1	23.f.18a	23.f.18b	23.f.19a
Posição ponto	centro	borda	centro	centro	centro	zona	centro	centro	zona	borda	zona
Tipo cristal	Feno	Feno	microl	microl	microl	cristal	microl	Feno	Feno	Feno	Feno
SiO ₂	56.07	53.68	56.19	56.97	55.47	56.32	55.19	53.33	55.87	53.85	54.76
TiO ₂	0.04	0.05	0.10	0.10	0.09	0.01	0.05	0.01	0.00	0.04	0.04
Al ₂ O ₃	27.20	28.64	25.36	26.26	26.78	26.12	26.37	27.43	27.07	27.97	27.47
Fe ₂ O ₃	0.83	1.12	1.05	0.93	1.07	0.90	0.90	0.97	0.91	0.84	0.84
MnO	0.02	0.05	0.04	0.01	0.02	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.03
MgO	0.08	0.08	0.09	0.07	0.07	0.07	0.03	0.06	0.06	0.06	0.10
CaO	10.77	11.90	10.15	9.51	10.41	9.79	9.93	11.23	10.29	11.47	10.97
Na ₂ O	5.22	4.58	5.46	5.46	5.28	5.51	5.80	4.91	5.43	4.87	5.44
K ₂ O	0.61	0.48	0.75	0.73	0.64	0.78	0.47	0.47	0.59	0.47	0.56
BaO	0.07	0.02	0.06	0.05	0.04	0.08	0.00	0.11	0.05	0.06	0.11
SrO	0.03	0.00	0.09	0.03	0.03	0.07	0.07	0.08	0.01	0.06	0.11
Total	100.94	100.60	99.33	100.11	99.91	99.63	98.80	98.63	100.29	99.68	100.44
<i>Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios</i>											
Si	10.059	9.705	10.250	10.262	10.059	10.220	10.107	9.834	10.077	9.813	9.913
Ti	0.005	0.007	0.014	0.014	0.012	0.002	0.008	0.001	0.000	0.005	0.006
Al	5.750	6.102	5.451	5.575	5.723	5.586	5.693	5.961	5.755	6.008	5.861
Fe ₂	0.112	0.153	0.145	0.126	0.146	0.123	0.124	0.135	0.124	0.116	0.115
Mn	0.004	0.007	0.007	0.001	0.003	0.000	0.000	0.004	0.001	0.000	0.005
Mg	0.020	0.022	0.025	0.019	0.019	0.019	0.007	0.017	0.016	0.016	0.028
Ca	2.069	2.305	1.983	1.836	2.023	1.903	1.949	2.218	1.989	2.239	2.128
Na	1.815	1.605	1.930	1.907	1.856	1.937	2.058	1.754	1.898	1.719	1.910
K	0.140	0.112	0.174	0.168	0.149	0.181	0.109	0.110	0.135	0.109	0.129
Ba	0.005	0.001	0.004	0.003	0.003	0.006	0.000	0.008	0.004	0.004	0.008
Sr	0.003	0.000	0.010	0.003	0.004	0.007	0.007	0.009	0.001	0.007	0.011
Σ cátions	19.982	20.019	19.992	19.912	19.997	19.983	20.062	20.051	20.000	20.035	20.114
An	51.4	57.3	48.5	46.9	50.2	47.3	47.3	54.3	49.4	55.1	51.1
Ab	45.1	39.9	47.2	48.8	46.1	48.2	50.0	43.0	47.2	42.3	45.8
Or	3.5	2.8	4.3	4.3	3.7	4.5	2.6	2.7	3.4	2.7	3.1

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de plagioclásio - Riolito Sequência Santa Maria

Identificação	23.f.19b	23.f.20a	23.f.20b	23.f.21a	23.f.21b	23.g.26a	23.g.26b	23.g.27a	23.g.27b	23.g.27c	23.g.27d
Posição ponto	zona	centro	zona	centro	zona	centro	zona	centro	zona	zona	borda
Tipo cristal	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno	Feno
SiO ₂	54.24	54.38	54.18	55.08	54.62	54.69	54.39	54.11	53.42	54.36	54.73
TiO ₂	0.01	0.08	0.01	0.00	0.05	0.08	0.06	0.04	0.04	0.01	0.04
Al ₂ O ₃	28.00	27.79	28.05	27.46	28.02	27.60	27.88	27.84	28.00	27.78	27.50
Fe ₂ O ₃	0.82	1.02	1.07	0.81	0.85	0.77	1.05	0.80	0.92	0.86	0.88
MnO	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.06	0.06	0.03	0.01
MgO	0.05	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08	0.10	0.08	0.07	0.07	0.08
CaO	11.42	11.08	11.39	10.71	11.43	10.87	11.38	11.32	11.47	11.43	10.94
Na ₂ O	5.08	5.28	4.87	5.28	5.15	5.31	5.05	5.10	4.91	4.84	5.44
K ₂ O	0.47	0.47	0.48	0.55	0.47	0.53	0.46	0.46	0.48	0.49	0.49
BaO	0.03	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.10
SrO	0.00	0.06	0.03	0.02	0.02	0.05	0.00	0.00	0.01	0.07	0.06
Total	100.16	100.24	100.22	100.01	100.70	100.01	100.37	99.94	99.38	99.94	100.25
<i>Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios</i>											
Si	9.834	9.854	9.820	9.974	9.847	9.917	9.840	9.839	9.770	9.870	9.916
Ti	0.002	0.011	0.002	0.000	0.007	0.011	0.009	0.006	0.006	0.001	0.006
Al	5.982	5.935	5.991	5.861	5.954	5.899	5.944	5.966	6.037	5.945	5.872
Fe ₂	0.111	0.139	0.145	0.110	0.115	0.105	0.143	0.110	0.127	0.118	0.121
Mn	0.006	0.005	0.004	0.004	0.004	0.004	0.001	0.009	0.010	0.004	0.001
Mg	0.014	0.018	0.018	0.021	0.021	0.022	0.026	0.022	0.020	0.019	0.020
Ca	2.219	2.150	2.212	2.079	2.207	2.113	2.207	2.205	2.247	2.224	2.123
Na	1.785	1.855	1.713	1.853	1.801	1.868	1.771	1.796	1.741	1.705	1.909
K	0.110	0.107	0.112	0.128	0.107	0.122	0.107	0.106	0.111	0.113	0.114
Ba	0.002	0.000	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000	0.007
Sr	0.000	0.007	0.003	0.002	0.002	0.005	0.000	0.000	0.001	0.007	0.006
Σ cátions	20.064	20.081	20.023	20.032	20.066	20.065	20.048	20.069	20.069	20.006	20.095
An	53.9	52.3	54.8	51.2	53.6	51.5	54.0	53.7	54.8	55.0	51.2
Ab	43.4	45.1	42.4	45.6	43.8	45.5	43.4	43.7	42.5	42.2	46.0
Or	2.7	2.6	2.8	3.2	2.6	3.0	2.6	2.6	2.7	2.8	2.7

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de plagioclásio - Dacito Sequencia Caxias do Sul

Identificação	7.b1.1	7.b1.2	7.b1.3	7.b1.4	7.b1.5	7.b1.6	7.b1.7	7.b1.8	7.b3.1	7.b3.2	7.b3.3	7.b3.4
Posição ponto	borda	zona	centro	zona	zona	zona	zona	borda	centro	zona	zona	zona
Tipo cristal	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno
SiO ₂	51.08	52.18	52.73	51.20	52.13	51.62	51.66	51.96	52.46	52.09	51.57	52.42
TiO ₂	0.10	0.10	0.07	0.07	0.04	0.09	0.10	0.08	0.04	0.06	0.02	0.05
Al ₂ O ₃	28.78	28.87	28.28	29.28	28.95	29.20	29.02	28.20	28.46	29.18	29.50	28.87
Fe ₂ O ₃	1.17	1.37	1.48	1.29	1.01	1.16	1.09	1.39	1.19	1.04	1.23	1.16
MnO	0.04	0.02	0.03	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.00	0.02
MgO	0.15	0.15	0.14	0.15	0.14	0.14	0.15	0.14	0.16	0.13	0.15	0.15
CaO	0.08	0.10	0.00	0.02	0.05	0.11	0.06	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04
Na ₂ O	12.62	12.73	12.42	13.34	12.86	12.92	12.79	12.22	12.37	13.04	13.17	12.75
K ₂ O	0.08	0.09	0.03	0.07	0.03	0.03	0.03	0.06	0.04	0.06	0.06	0.09
BaO	3.66	3.79	4.17	3.65	3.87	3.87	3.79	3.88	4.03	3.62	3.53	3.91
SrO	0.33	0.36	0.39	0.32	0.34	0.34	0.34	0.38	0.40	0.35	0.31	0.33
Total	98.05	99.74	99.75	99.38	99.44	99.50	99.04	98.33	99.18	99.58	99.52	99.77
<i>Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios</i>												
Si	9.498	9.544	9.637	9.416	9.552	9.472	9.508	9.621	9.630	9.527	9.448	9.573
Ti	0.014	0.013	0.010	0.010	0.006	0.012	0.013	0.011	0.006	0.009	0.002	0.006
Al	6.306	6.224	6.092	6.345	6.252	6.314	6.295	6.156	6.156	6.289	6.368	6.214
Fe ₂	0.163	0.188	0.203	0.178	0.139	0.160	0.152	0.193	0.164	0.143	0.169	0.160
Mn	0.006	0.004	0.005	0.000	0.001	0.003	0.001	0.001	0.005	0.002	0.000	0.003
Mg	0.041	0.040	0.039	0.041	0.039	0.039	0.040	0.038	0.042	0.035	0.040	0.040
Ca	0.005	0.007	0.000	0.002	0.004	0.008	0.005	0.002	0.000	0.000	0.000	0.003
Na	2.514	2.495	2.433	2.629	2.524	2.539	2.521	2.424	2.432	2.555	2.584	2.496
K	0.009	0.009	0.004	0.007	0.003	0.004	0.003	0.006	0.004	0.006	0.006	0.009
Ba	1.318	1.342	1.476	1.300	1.374	1.377	1.352	1.393	1.435	1.283	1.255	1.383
Sr	0.078	0.084	0.090	0.074	0.080	0.080	0.080	0.089	0.095	0.082	0.072	0.076
Σ cátions	19.952	19.950	19.988	20.001	19.974	20.008	19.971	19.934	19.969	19.931	19.945	19.964
An	64.3	63.6	60.8	65.7	63.4	63.5	63.8	62.1	61.4	65.2	66.1	63.1
Ab	33.7	34.2	36.9	32.5	34.5	34.5	34.2	35.7	36.2	32.7	32.1	35.0
Or	2.0	2.1	2.3	1.9	2.0	2.0	2.0	2.3	2.4	2.1	1.8	1.9

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de plagioclásio - Dacito Sequencia Caxias do Sul

Identificação	7.b3.5	7.d1.1	7.d1.6	7.d1.4	7.d1.2	7.d1.3	7.d1.5	7.img6.1	7.img6.2.1	7.img6.2.2	7.img6.3	7.img6.5
Posição ponto	borda	zona	centro	zona	zona	zona	borda	centro	centro	centro	centro	centro
Tipo cristal	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno	micro	micro	micro	micro	micro
SiO ₂	51.30	33.23	52.63	52.02	52.37	52.42	53.06	52.51	52.96	53.13	52.03	52.38
TiO ₂	0.03	0.03	0.08	0.07	0.10	0.01	0.11	0.16	0.07	0.06	0.08	0.03
Al ₂ O ₃	28.22	20.97	28.72	29.33	29.32	29.26	28.14	26.72	27.53	27.32	27.60	27.54
Fe ₂ O ₃	1.38	0.83	1.19	1.16	1.17	1.39	1.34	1.29	1.19	1.04	1.39	1.14
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01
MgO	0.48	0.10	0.14	0.16	0.15	0.15	0.14	0.22	0.14	0.11	0.13	0.10
CaO	0.00	0.00	0.01	0.05	0.00	0.16	0.00	0.01	0.00	0.01	0.06	0.00
Na ₂ O	12.43	11.36	12.89	13.13	13.09	13.08	11.74	10.58	11.04	10.89	11.47	11.23
K ₂ O	0.08	0.03	0.02	0.07	0.04	0.03	0.05	0.04	0.06	0.05	0.06	0.06
BaO	3.89	3.32	3.87	3.63	3.74	3.84	4.18	4.18	4.45	4.80	4.35	4.77
SrO	0.43	0.41	0.50	0.33	0.35	0.33	0.47	0.64	0.53	0.53	0.38	0.47
Total	98.23	70.27	100.06	99.93	100.36	100.73	99.24	96.35	97.99	97.96	97.55	97.72
<i>Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios</i>												
Si	9.532	8.837	9.590	9.491	9.512	9.506	9.718	9.877	9.808	9.845	9.706	9.750
Ti	0.005	0.006	0.011	0.009	0.014	0.002	0.015	0.023	0.010	0.008	0.011	0.004
Al	6.180	6.572	6.169	6.306	6.276	6.254	6.074	5.925	6.010	5.967	6.068	6.041
Fe ₂	0.194	0.165	0.163	0.159	0.161	0.190	0.184	0.182	0.165	0.145	0.195	0.159
Mn	0.000	0.001	0.001	0.000	0.003	0.008	0.001	0.001	0.003	0.004	0.001	0.002
Mg	0.132	0.041	0.038	0.043	0.041	0.040	0.039	0.063	0.039	0.029	0.037	0.028
Ca	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000	0.001	0.004	0.000
Na	2.474	3.237	2.516	2.566	2.547	2.542	2.304	2.132	2.190	2.163	2.292	2.240
K	0.009	0.005	0.002	0.007	0.004	0.003	0.005	0.005	0.007	0.006	0.007	0.006
Ba	1.400	1.713	1.368	1.283	1.318	1.352	1.484	1.525	1.598	1.724	1.572	1.721
Sr	0.101	0.138	0.116	0.077	0.081	0.077	0.110	0.153	0.126	0.126	0.091	0.111
Σ cátions	20.027	20.714	19.975	19.946	19.956	19.985	19.935	19.885	19.955	20.016	19.983	20.062
An	62.2	63.6	62.9	65.4	64.6	64.0	59.1	56.0	56.0	53.9	58.0	55.0
Ab	35.2	33.7	34.2	32.7	33.4	34.0	38.1	40.0	40.8	43.0	39.8	42.3
Or	2.5	2.7	2.9	1.9	2.0	1.9	2.8	4.0	3.2	3.1	2.3	2.7

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de plagioclásio - Dacito Sequencia Caxias do Sul

<i>Identificação</i>	7.img6.6	7.c1.1	7.c1.2	7.c1.3	7.c2.1	101.a1.1	101.a1.2	101.a1.3	101.a1.4	101.a1.5	101.a1.6	101.a1.7
<i>Posição ponto</i>	centro	centro	borda	zona	centro	centro	zona	zona	zona	zona	borda	centro
<i>Tipo cristal</i>	micro	micro	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno
SiO ₂	51.15	51.36	51.71	52.00	52.11	51.98	52.94	52.45	52.65	52.38	53.72	52.70
TiO ₂	0.10	0.04	0.09	0.00	0.03	0.08	0.06	0.03	0.05	0.07	0.11	0.09
Al ₂ O ₃	27.15	28.79	28.98	28.72	28.64	29.50	28.90	29.17	29.29	28.99	27.95	29.43
Fe ₂ O ₃	1.04	1.46	1.45	1.16	1.16	1.35	1.40	1.15	1.34	1.31	1.17	1.17
MnO	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.03	0.03	0.01	0.03	0.00
MgO	0.18	0.14	0.13	0.15	0.26	0.13	0.15	0.15	0.13	0.12	0.11	0.14
CaO	0.00	0.07	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.06
Na ₂ O	11.01	12.72	12.70	12.46	12.51	13.38	12.59	12.98	13.38	12.81	11.41	12.96
K ₂ O	0.05	0.06	0.11	0.04	0.08	0.05	0.07	0.05	0.04	0.05	0.08	0.04
BaO	4.47	3.72	4.05	3.88	3.60	3.64	3.89	3.94	3.78	3.85	4.74	4.16
SrO	0.64	0.32	0.37	0.37	0.44	0.31	0.38	0.33	0.34	0.32	0.40	0.35
Total	95.78	98.68	99.69	98.81	98.86	100.41	100.38	100.29	101.04	99.92	99.72	101.09
<i>Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios</i>												
Si	9.717	9.498	9.483	9.581	9.593	9.449	9.603	9.534	9.512	9.553	9.787	9.513
Ti	0.015	0.006	0.013	0.000	0.005	0.011	0.009	0.004	0.006	0.009	0.016	0.012
Al	6.078	6.274	6.263	6.236	6.213	6.320	6.178	6.251	6.236	6.231	6.002	6.262
Fe ₂	0.149	0.203	0.200	0.160	0.161	0.184	0.191	0.158	0.183	0.180	0.161	0.158
Mn	0.000	0.000	0.004	0.003	0.003	0.000	0.000	0.005	0.005	0.002	0.004	0.000
Mg	0.051	0.039	0.035	0.042	0.071	0.036	0.040	0.039	0.036	0.033	0.029	0.038
Ca	0.000	0.005	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.004
Na	2.240	2.521	2.495	2.459	2.467	2.606	2.446	2.528	2.590	2.502	2.228	2.506
K	0.005	0.006	0.012	0.005	0.009	0.006	0.008	0.005	0.005	0.005	0.008	0.004
Ba	1.645	1.335	1.441	1.385	1.285	1.281	1.369	1.390	1.325	1.359	1.673	1.455
Sr	0.155	0.076	0.086	0.088	0.104	0.072	0.089	0.077	0.078	0.075	0.094	0.081
Σ cátions	20.055	19.963	20.037	19.958	19.910	19.964	19.933	19.991	19.975	19.950	20.000	20.033
An	55.5	64.1	62.0	62.5	64.0	65.8	62.7	63.3	64.9	63.6	55.8	62.0
Ab	40.7	34.0	35.8	35.2	33.3	32.4	35.1	34.8	33.2	34.5	41.9	36.0
Or	3.8	1.9	2.1	2.2	2.7	1.8	2.3	1.9	2.0	1.9	2.4	2.0

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de plagioclásio - Dacito Sequencia Caxias do Sul

<i>Identificação</i>	101.b1.1	101.b1.2	101.b1.3	101.b1.4	101.b1.5	101.b1.6	101.d1	101.d2	101.g1.2	101.g1.3	101.g1.4	101.g1.5
<i>Posição ponto</i>	centro	centro	centro	zona	zona	borda	centro	centro	zona	zona	centro	centro
<i>Tipo cristal</i>	feno	feno	feno	feno	feno	feno	cristal	cristal	feno	feno	feno	feno
SiO ₂	51.75	52.45	51.91	50.72	52.79	52.73	52.13	52.39	51.05	51.45	51.38	51.89
TiO ₂	0.02	0.05	0.09	0.01	0.02	0.11	0.10	0.02	0.09	0.05	0.07	0.11
Al ₂ O ₃	29.62	28.65	29.89	28.73	28.53	28.75	29.20	28.89	29.20	29.22	28.86	28.70
Fe ₂ O ₃	1.16	1.41	1.32	1.29	1.29	1.25	1.31	1.23	1.29	1.23	1.28	1.24
MnO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.04	0.00
MgO	0.13	0.15	0.11	0.11	0.13	0.14	0.13	0.13	0.14	0.13	0.12	0.12
CaO	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03	0.02	0.00
Na ₂ O	13.48	12.47	13.35	12.90	12.28	12.67	12.98	12.97	13.12	12.86	12.21	12.37
K ₂ O	0.06	0.13	0.08	0.04	0.06	0.05	0.03	0.06	0.07	0.03	0.03	0.06
BaO	3.77	4.07	3.59	3.78	4.21	4.20	4.06	4.10	3.72	3.89	4.21	3.74
SrO	0.30	0.63	0.30	0.31	0.39	0.36	0.34	0.32	0.31	0.33	0.36	0.85
Total	100.28	100.00	100.65	97.96	99.70	100.25	100.27	100.11	99.03	99.22	98.59	99.09
<i>Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios</i>												
Si	9.425	9.579	9.413	9.458	9.641	9.589	9.490	9.549	9.420	9.462	9.505	9.558
Ti	0.002	0.006	0.012	0.002	0.002	0.015	0.013	0.002	0.012	0.007	0.010	0.015
Al	6.358	6.167	6.388	6.314	6.142	6.162	6.264	6.205	6.349	6.332	6.293	6.231
Fe ₂	0.158	0.193	0.181	0.180	0.177	0.172	0.180	0.169	0.179	0.171	0.179	0.172
Mn	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.007	0.000
Mg	0.034	0.040	0.030	0.032	0.036	0.037	0.036	0.036	0.038	0.035	0.033	0.034
Ca	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.002	0.002	0.000
Na	2.631	2.441	2.593	2.578	2.403	2.468	2.532	2.533	2.593	2.534	2.421	2.442
K	0.006	0.014	0.009	0.004	0.006	0.005	0.003	0.006	0.007	0.003	0.003	0.007
Ba	1.331	1.441	1.262	1.366	1.492	1.481	1.434	1.447	1.331	1.387	1.509	1.334
Sr	0.070	0.148	0.069	0.073	0.091	0.084	0.078	0.074	0.074	0.077	0.084	0.200
Σ cátions	20.015	20.029	19.956	20.013	19.989	20.013	20.031	20.022	20.007	20.011	20.045	19.993
An	65.3	60.6	66.1	64.2	60.3	61.2	62.6	62.5	64.9	63.4	60.3	61.4
Ab	33.0	35.8	32.2	34.0	37.4	36.7	35.5	35.7	33.3	34.7	37.6	33.6
Or	1.7	3.7	1.8	1.8	2.3	2.1	1.9	1.8	1.8	1.9	2.1	5.0

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de plagioclásio - Dacito Sequencia Caxias do Sul

Identificação	101.g1.6	101.g2.1	101.g2.2	101.g2.3	101.e2.1	101.e2.2	101.e2.3	101.e1.1	101.e1.2	101.e3.1	101.e4.1	101.e5.1
Posição ponto	borda	centro	zona	borda	centro	zona	borda	centro	borda	centro	centro	centro
Tipo cristal	feno	cristal	cristal	cristal	cristal	cristal	cristal	cristal	cristal	micro	micro	micro
SiO ₂	53.02	51.34	52.13	51.11	51.90	52.74	54.50	53.22	52.49	53.23	53.78	54.22
TiO ₂	0.06	0.03	0.10	0.05	0.07	0.11	0.00	0.05	0.06	0.06	0.06	0.02
Al ₂ O ₃	27.90	28.44	27.76	28.15	29.33	29.38	28.82	29.34	28.85	29.10	28.57	28.56
Fe ₂ O ₃	1.23	1.15	1.04	1.00	0.91	1.01	1.20	1.05	1.05	1.09	0.88	1.20
MnO	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01
MgO	0.12	0.13	0.14	0.13	0.14	0.13	0.11	0.12	0.13	0.10	0.12	0.10
CaO	0.05	0.12	0.01	0.00	0.07	0.00	0.00	0.06	0.00	0.09	0.02	0.00
Na ₂ O	11.14	11.81	11.26	11.79	12.76	12.70	11.94	12.30	12.29	12.42	11.47	11.35
K ₂ O	0.06	0.05	0.09	0.07	0.05	0.02	0.04	0.04	0.03	0.07	0.05	0.07
BaO	4.76	4.25	4.00	4.11	4.39	4.26	4.54	4.13	4.17	4.34	4.77	4.89
SrO	0.45	0.35	1.08	0.39	0.35	0.37	0.45	0.39	0.41	0.39	0.42	0.41
Total	98.79	97.70	97.62	96.79	99.98	100.71	101.64	100.70	99.48	100.92	100.13	100.82
<i>Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios</i>												
Si	9.756	9.575	9.724	9.604	9.479	9.541	9.743	9.609	9.601	9.610	9.749	9.765
Ti	0.009	0.005	0.014	0.007	0.010	0.015	0.000	0.007	0.009	0.009	0.008	0.002
Al	6.050	6.251	6.102	6.235	6.313	6.263	6.073	6.244	6.220	6.192	6.103	6.063
Fe2	0.171	0.162	0.146	0.141	0.125	0.137	0.161	0.143	0.145	0.149	0.120	0.163
Mn	0.000	0.002	0.003	0.000	0.001	0.000	0.004	0.000	0.000	0.003	0.001	0.001
Mg	0.033	0.035	0.038	0.036	0.038	0.036	0.030	0.033	0.036	0.027	0.033	0.027
Ca	0.004	0.009	0.001	0.000	0.005	0.000	0.000	0.004	0.000	0.006	0.001	0.000
Na	2.195	2.361	2.251	2.374	2.497	2.461	2.288	2.379	2.409	2.403	2.228	2.191
K	0.006	0.006	0.010	0.008	0.006	0.002	0.004	0.004	0.003	0.008	0.005	0.007
Ba	1.700	1.538	1.448	1.496	1.555	1.495	1.574	1.446	1.477	1.520	1.675	1.707
Sr	0.105	0.083	0.256	0.095	0.081	0.086	0.103	0.089	0.095	0.090	0.096	0.093
Σ cátions	20.028	20.025	19.991	19.996	20.110	20.034	19.979	19.959	19.994	20.016	20.018	20.019
An	54.9	59.3	56.9	59.9	60.4	60.9	57.7	60.8	60.5	59.9	55.7	54.9
Ab	42.5	38.6	36.6	37.7	37.6	37.0	39.7	37.0	37.1	37.9	41.9	42.8
Or	2.6	2.1	6.5	2.4	2.0	2.1	2.6	2.3	2.4	2.2	2.4	2.3

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de plagioclásio - Dacito Sequencia Caxias do Sul

Identificação	101.e6.1	3D.1B	3D.1C.n	3D.1C.b	3D.3A.n	3D.3A.b	3D.3B	3D.4H	3D.11C.n	3D.6H	3D.6L	3D.6I
Posição ponto	centro	centro	centro	borda	centro	borda	centro	centro	centro	centro	centro	centro
Tipo cristal	mmicro	feno	feno	feno	feno	feno	feno	cristal	feno	feno	cristal	cristal
SiO ₂	54.78	52.42	52.77	52.99	51.86	53.95	51.95	53.27	53.87	53.40	53.08	53.55
TiO ₂	0.06	0.04	0.04	0.03	0.01	0.11	0.06	0.14	0.03	0.04	0.08	0.05
Al ₂ O ₃	28.16	28.44	27.89	28.13	28.76	27.48	28.72	27.54	27.33	27.95	28.32	27.99
Fe ₂ O ₃	1.29	1.18	1.17	1.23	1.23	1.08	1.22	1.11	1.21	1.25	1.39	1.19
MnO	0.00	0.00	0.03	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02
MgO	0.12	0.14	0.15	0.12	0.14	0.11	0.15	0.10	0.33	0.17	0.15	0.13
CaO	0.12	0.00	0.00	0.06	0.06	0.10	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.05
Na ₂ O	11.10	13.25	12.56	12.64	13.59	11.69	13.31	11.59	11.85	12.42	12.62	12.17
K ₂ O	0.02	0.04	0.02	0.12	0.09	0.00	0.03	0.04	0.04	0.06	0.05	0.05
BaO	4.45	4.07	4.37	4.31	3.71	4.86	3.93	4.80	4.83	4.62	4.61	4.59
SrO	1.14	0.35	0.37	0.04	0.33	0.47	0.29	0.41	0.41	0.44	0.37	0.33
Total	101.23	99.93	99.37	100.03	99.80	99.85	99.64	99.00	99.92	100.37	100.67	100.12
<i>Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios</i>												
Si	9.845	9.579	9.682	9.668	9.502	9.831	9.520	9.786	9.816	9.707	9.629	9.739
Ti	0.008	0.006	0.005	0.003	0.002	0.015	0.008	0.020	0.003	0.006	0.010	0.007
Al	5.964	6.125	6.031	6.050	6.211	5.902	6.202	5.962	5.868	5.987	6.055	6.000
Fe ₂	0.175	0.162	0.162	0.168	0.170	0.148	0.168	0.153	0.166	0.171	0.190	0.162
Mn	0.000	0.000	0.005	0.006	0.001	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.001	0.003
Mg	0.031	0.039	0.040	0.032	0.004	0.029	0.040	0.028	0.090	0.045	0.041	0.036
Ca	0.009	0.000	0.000	0.004	0.004	0.007	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.004
Na	2.138	2.594	2.469	2.471	2.669	2.283	2.614	2.281	2.312	2.419	2.452	2.371
K	0.002	0.004	0.002	0.013	0.010	0.000	0.003	0.004	0.004	0.006	0.005	0.005
Ba	1.552	1.442	1.555	1.526	1.317	1.716	1.397	1.710	1.706	1.628	1.623	1.619
Sr	0.262	0.082	0.087	0.086	0.078	0.110	0.068	0.095	0.096	0.102	0.085	0.077
Σ cátions	19.985	20.033	20.037	20.026	19.968	20.042	20.020	20.039	20.065	20.073	20.092	20.021
An	54.1	63.0	60.1	60.5	65.7	55.6	64.1	55.8	56.2	58.3	59.0	58.3
Ab	39.3	35.0	37.8	37.4	32.4	41.8	34.3	41.8	41.5	39.2	39.0	39.8
Or	6.6	2.0	2.1	2.1	1.9	2.7	1.7	2.3	2.3	2.4	2.0	1.9

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de plagioclásio - Andesito Sequencia Barros Cassal

Identificação	94.B.1	94.B2.1	94.B2.2	94.B3.1	94.B3.2	94.C1	94.C2.1	94.C2.2	94.E1.1	94.E1.2	94.E2	94.H1.1
Posição ponto	centro	zona	borda	centro	borda	centro	centro	borda	centro	borda	centro	centro
Tipo cristal	feno	mfeno	mfeno	mfeno	mfeno	micro	FENO	FENO	mfeno	mfeno	mfeno	mfeno
SiO ₂	56.66	53.56	55.29	52.31	54.27	51.45	52.54	51.41	51.30	51.50	52.93	53.55
TiO ₂	0.09	0.15	0.11	0.10	0.08	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.01	0.04
Al ₂ O ₃	26.31	27.45	27.17	28.42	27.45	28.33	27.36	28.24	28.55	28.84	27.83	27.81
Fe ₂ O ₃	0.86	1.06	0.99	1.26	0.94	0.93	1.03	1.13	1.04	1.16	1.23	1.38
MnO	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00
MgO	0.05	0.15	0.08	0.15	0.08	0.14	0.14	0.16	0.14	0.14	0.14	0.17
CaO	0.05	0.01	0.04	0.00	0.11	0.16	0.04	0.00	0.05	0.03	0.05	0.07
Na ₂ O	8.67	11.04	9.92	11.81	10.35	11.59	10.82	12.02	12.04	12.13	11.07	11.47
K ₂ O	0.06	0.02	0.04	0.05	0.02	0.00	0.02	0.03	0.00	0.06	0.06	0.01
BaO	6.42	5.17	6.01	4.55	5.40	4.47	4.91	4.26	4.39	4.32	4.94	4.73
SrO	0.65	0.45	0.52	0.41	0.48	0.33	0.40	0.29	0.30	0.31	0.38	0.47
Total	99.81	99.06	100.17	99.07	99.19	97.43	97.29	97.61	97.84	98.53	98.65	99.70
<i>Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios</i>												
Si	10.244	9.826	10.005	9.619	9.920	9.611	9.803	9.590	9.550	9.527	9.756	9.773
Ti	0.012	0.020	0.015	0.014	0.011	0.004	0.005	0.005	0.004	0.006	0.002	0.005
Al	5.606	5.934	5.794	6.159	5.913	6.237	6.016	6.208	6.265	6.288	6.045	5.982
Fe2	0.118	0.146	0.135	0.174	0.129	0.131	0.144	0.159	0.146	0.161	0.171	0.189
Mn	0.000	0.002	0.000	0.003	0.002	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.001	0.000
Mg	0.013	0.040	0.023	0.040	0.022	0.038	0.038	0.044	0.040	0.038	0.037	0.046
Ca	0.004	0.001	0.003	0.000	0.008	0.012	0.003	0.000	0.003	0.002	0.004	0.005
Na	1.680	2.171	1.924	2.327	2.027	2.319	2.163	2.403	2.402	2.403	2.187	2.242
K	0.006	0.002	0.004	0.005	0.002	0.000	0.002	0.003	0.000	0.007	0.007	0.001
Ba	2.249	1.839	2.109	1.624	1.915	1.620	1.777	1.542	1.586	1.549	1.765	1.675
Sr	0.149	0.105	0.119	0.096	0.111	0.078	0.096	0.070	0.070	0.074	0.089	0.108
Σ cátions	20.081	20.086	20.130	20.060	20.061	20.049	20.047	20.028	20.068	20.054	20.062	20.028
An	41.2	52.8	46.3	57.5	50.0	57.7	53.6	59.9	59.2	59.7	54.1	55.7
Ab	55.1	44.7	50.8	40.1	47.2	40.3	44.0	38.4	39.1	38.5	43.7	41.6
Or	3.7	2.6	2.9	2.4	2.7	1.9	2.4	1.7	1.7	1.8	2.2	2.7

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de plagioclásio - Andesito Sequencia Barros Cassal

Identificação	94.H1.2	94.K1.1	94.K2.1	113.E1.1	113.E1.2	113.E2.1	113.E2.2	113.E2.3	113.J1	113.J2	113.B1.1	113.B1.2
Posição ponto	borda	centro	centro	centro	borda	centro	zona	borda	centro	centro	centro	zona
Tipo cristal	mfeno	mfeno	micro	mfeno	mfeno	mfeno	mfeno	mfeno	mfeno	mfeno	mfeno	mfeno
SiO ₂	56.73	53.01	54.74	54.79	57.90	53.06	55.31	52.92	53.75	52.85	52.25	51.47
TiO ₂	0.10	0.05	0.02	0.01	0.05	0.07	0.02	0.06	0.03	0.07	0.02	0.02
Al ₂ O ₃	26.08	27.99	27.27	27.74	26.20	28.69	27.32	28.72	28.40	25.96	28.99	29.19
Fe ₂ O ₃	0.84	1.23	1.05	1.11	0.90	1.14	1.06	1.36	1.16	3.05	1.28	1.13
MnO	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.03	0.04	0.01	0.00
MgO	0.05	0.16	0.08	0.14	0.05	0.13	0.09	0.17	0.14	1.19	0.17	0.17
CaO	0.08	0.03	0.09	0.13	0.13	0.00	0.00	0.13	0.08	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	8.66	11.55	10.02	10.84	8.36	11.95	10.07	11.81	11.62	12.04	12.40	12.85
K ₂ O	0.05	0.05	0.05	0.03	0.03	0.05	0.05	0.04	0.05	0.03	0.02	0.02
BaO	6.36	4.87	5.74	5.34	6.52	4.88	5.61	4.63	4.56	4.58	4.31	4.21
SrO	0.60	0.40	0.50	0.58	0.69	0.33	0.51	0.50	0.58	0.37	0.33	0.30
Total	99.55	99.34	99.55	100.72	100.83	100.31	100.02	100.35	100.40	100.17	99.77	99.35
<i>Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios</i>												
Si	10.278	9.715	9.969	9.888	10.347	9.636	10.009	9.620	9.739	9.690	9.545	9.458
Ti	0.014	0.007	0.003	0.001	0.006	0.010	0.003	0.009	0.004	0.010	0.002	0.002
Al	5.569	6.046	5.854	5.899	5.518	6.141	5.826	6.154	6.065	5.610	6.243	6.321
Fe2	0.115	0.169	0.144	0.151	0.122	0.155	0.144	0.186	0.159	0.420	0.175	0.157
Mn	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001	0.002	0.000	0.002	0.005	0.005	0.001	0.000
Mg	0.013	0.045	0.021	0.038	0.013	0.035	0.023	0.046	0.039	0.326	0.046	0.048
Ca	0.006	0.002	0.006	0.009	0.009	0.000	0.000	0.009	0.006	0.000	0.000	0.000
Na	1.681	2.268	1.955	2.096	1.600	2.325	1.952	2.300	2.256	2.365	2.427	2.529
K	0.005	0.006	0.005	0.003	0.004	0.005	0.005	0.004	0.005	0.003	0.002	0.003
Ba	2.233	1.729	2.028	1.867	2.258	1.718	1.968	1.633	1.602	1.627	1.527	1.500
Sr	0.138	0.094	0.115	0.132	0.158	0.078	0.117	0.115	0.134	0.088	0.076	0.069
Σ cátions	20.051	20.082	20.100	20.086	20.035	20.104	20.046	20.076	20.013	20.143	20.045	20.086
An	41.5	55.4	47.7	51.2	39.9	56.4	48.4	56.8	56.5	58.0	60.2	61.7
Ab	55.1	42.3	49.5	45.6	56.2	41.7	48.8	40.3	40.1	39.9	37.9	36.6
Or	3.4	2.3	2.8	3.2	3.9	1.9	2.9	2.8	3.4	2.1	1.9	1.7

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de plagioclásio - Andesito Sequencia Barros Cassal

Identificação	113.B1.3	113.B2.1	113.B2.2	113.B3
Posição ponto	borda	centro	borda	centro
Tipo cristal	mfeno	mfeno	mfeno	mfeno
SiO ₂	55.40	53.07	53.00	55.29
TiO ₂	0.08	0.08	0.06	0.07
Al ₂ O ₃	27.09	28.99	28.87	27.60
Fe ₂ O ₃	1.10	1.07	1.31	1.02
MnO	0.00	0.00	0.01	0.04
MgO	0.07	0.17	0.13	0.07
CaO	0.02	0.00	0.00	0.02
Na ₂ O	10.02	12.18	12.24	10.31
K ₂ O	0.02	0.04	0.01	0.03
BaO	5.67	4.58	4.65	5.54
SrO	0.55	0.34	0.31	0.47
Total	100.03	100.49	100.58	100.44

Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios

Si	10.029	9.612	9.603	9.969
Ti	0.011	0.011	0.008	0.009
Al	5.780	6.188	6.164	5.864
Fe2	0.150	0.146	0.178	0.138
Mn	0.000	0.000	0.001	0.005
Mg	0.019	0.045	0.035	0.019
Ca	0.002	0.000	0.000	0.001
Na	1.944	2.363	2.377	1.992
K	0.003	0.004	0.001	0.003
Ba	1.991	1.608	1.633	1.935
Sr	0.128	0.079	0.073	0.108
Σ cátions	20.055	20.054	20.072	20.043
An	47.8	58.3	58.2	49.4
Ab	49.0	39.7	40.0	48.0
Or	3.1	1.9	1.8	2.7

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de plagioclásio - Dacito Sequencia Barros Cassal

Identificação	22.B2	22.4.3	22.4.4	22.40.5	22.2.6	22.35.7	22.35.8	22.35.9	22.30.10	22.18.11	22.D/14.12
Posição ponto	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro
Tipo cristal	mfeno	mfeno	mfeno	mfeno	mfeno	mfeno	mfeno	mfeno	mfeno	mfeno	mfeno
SiO ₂	53.17	54.05	53.15	53.51	53.56	53.68	53.80	53.16	53.07	53.94	53.04
TiO ₂	0.08	0.04	0.12	0.05	0.05	0.04	0.07	0.09	0.07	0.04	0.12
Al ₂ O ₃	26.86	26.63	26.88	27.21	26.90	27.37	27.08	27.29	27.38	27.00	27.92
Fe ₂ O ₃	2.05	1.03	1.32	0.87	1.24	1.11	1.02	1.10	1.05	0.91	1.02
MnO	0.00	0.02	0.01	0.03	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.03	0.03
MgO	0.17	0.12	0.10	0.10	0.13	0.12	0.11	0.12	0.12	0.11	0.11
CaO	0.00	0.15	0.06	0.05	0.00	0.05	0.02	0.01	0.09	0.03	0.01
Na ₂ O	10.25	9.80	10.25	10.08	10.24	10.34	10.07	10.41	10.36	10.33	10.83
K ₂ O	0.07	0.06	0.05	0.04	0.00	0.05	0.01	0.07	0.06	0.02	0.06
BaO	4.89	5.62	5.34	5.31	5.19	5.23	5.50	5.26	5.06	5.18	5.13
SrO	0.66	0.47	0.44	0.44	0.50	0.42	0.46	0.46	0.45	0.56	0.41
Total	98.21	97.97	97.71	97.67	97.82	98.40	98.15	97.98	97.70	98.15	98.66
<i>Fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigênios</i>											
Si	9.852	10.001	9.881	9.920	9.925	9.890	9.932	9.849	9.853	9.957	9.765
Ti	0.011	0.006	0.017	0.006	0.006	0.006	0.010	0.013	0.010	0.005	0.016
Al	5.866	5.809	5.890	5.946	5.875	5.943	5.893	5.959	5.990	5.873	6.057
Fe2	0.286	0.143	0.184	0.121	0.173	0.154	0.142	0.154	0.147	0.127	0.141
Mn	0.000	0.003	0.001	0.004	0.004	0.000	0.002	0.001	0.000	0.004	0.005
Mg	0.047	0.033	0.028	0.027	0.035	0.032	0.030	0.032	0.032	0.031	0.029
Ca	0.000	0.011	0.004	0.003	0.000	0.003	0.001	0.001	0.007	0.002	0.000
Na	2.034	1.942	2.041	2.002	2.034	2.040	1.991	2.066	2.060	2.044	2.137
K	0.007	0.006	0.006	0.004	0.000	0.005	0.002	0.008	0.006	0.002	0.007
Ba	1.758	2.015	1.923	1.908	1.866	1.870	1.968	1.888	1.822	1.855	1.832
Sr	0.155	0.112	0.104	0.105	0.119	0.098	0.108	0.109	0.106	0.131	0.097
Σ cátions	20.018	20.080	20.078	20.046	20.037	20.040	20.078	20.080	20.033	20.031	20.085
An	51.5	47.7	50.2	49.9	50.6	50.9	49.0	50.9	51.7	50.7	52.6
Ab	44.5	49.5	47.3	47.5	46.4	46.7	48.4	46.5	45.7	46.0	45.1
Or	3.9	2.7	2.5	2.6	2.9	2.4	2.6	2.7	2.7	3.3	2.4

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de piroxênio - Dacito Sequência Caxias do Sul

Identificação	101.C1P1	101.C1P2	101.C1P3	101.C1P4	101.C1P5	101.C1P6	101.C2P1	101.C3P1	101.C4P1	101.D1P1	101.D1P2	101.D2P1	101.D3P1	101.D4P1
Posição ponto	centro	centro	borda	borda	zona	borda	centro	centro	centro	centro	borda	centro	centro	centro
Tipo cristal	feno	feno	feno	feno	feno	feno	microl	microl	microl	feno	feno	feno	microl	microl
SiO ₂	52.78	52.07	50.21	49.99	51.03	50.55	48.89	50.22	50.50	52.78	52.36	51.90	51.32	49.10
TiO ₂	0.37	0.31	0.33	0.62	0.33	0.35	0.78	0.60	0.60	0.28	0.36	0.26	0.40	0.53
Al ₂ O ₃	1.24	1.18	1.05	1.51	0.99	0.83	2.42	1.71	1.78	1.23	1.06	1.07	0.75	1.39
FeO	17.96	19.27	25.11	14.48	24.00	25.30	14.92	13.54	11.95	19.18	20.24	20.09	25.12	19.74
MnO	0.67	0.64	0.81	0.55	0.82	0.79	0.52	0.49	0.40	0.56	0.55	0.53	0.87	0.68
MgO	24.18	24.15	20.41	14.71	20.66	20.03	13.85	13.78	14.55	24.31	23.33	23.96	18.58	16.17
CaO	1.75	1.79	1.85	17.53	1.79	2.03	17.24	17.95	17.99	1.80	1.94	1.89	3.49	10.47
Na ₂ O	0.06	0.04	0.04	0.19	0.05	0.01	0.25	0.19	0.29	0.01	0.04	0.02	0.04	0.15
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.04	0.02	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.04
Cr ₂ O ₃	-	0.03	-	0.01	0.01	-	0.01	0.01	-	-	0.01	0.00	0.00	0.01
NiO	0.02	-	-	0.00	-	0.02	0.01	0.02	-	0.05	0.04	0.01	0.01	0.05
Total	99.02	99.48	99.81	99.61	99.68	99.90	98.93	98.53	98.09	100.21	99.91	99.71	100.58	98.34

Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios

Si	1.956	1.937	1.920	1.909	1.940	1.932	1.886	1.930	1.934	1.944	1.946	1.933	1.951	1.912
Ti	0.010	0.009	0.009	0.018	0.010	0.010	0.023	0.017	0.017	0.008	0.010	0.007	0.011	0.016
Al	0.054	0.052	0.047	0.068	0.044	0.037	0.110	0.077	0.081	0.053	0.046	0.047	0.034	0.064
Fe	0.557	0.599	0.803	0.463	0.763	0.809	0.481	0.435	0.383	0.591	0.629	0.626	0.799	0.643
Mn	0.021	0.020	0.026	0.018	0.027	0.026	0.017	0.016	0.013	0.018	0.017	0.017	0.028	0.023
Mg	1.336	1.339	1.164	0.838	1.171	1.142	0.797	0.789	0.831	1.335	1.293	1.330	1.053	0.938
Ca	0.069	0.071	0.076	0.717	0.073	0.083	0.712	0.739	0.738	0.071	0.077	0.075	0.142	0.437
Na	0.004	0.003	0.003	0.014	0.004	0.000	0.018	0.014	0.022	0.001	0.003	0.001	0.003	0.012
K	-	-	-	0.001	-	0.001	0.002	0.001	0.001	-	-	-	0.001	0.002
Cr	-	0.001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	0.001	-	-	-	-	-	-	0.001	-	0.002	0.001	-	-	0.002
Σ cátions	4.01	4.03	4.05	4.05	4.03	4.04	4.05	4.02	4.02	4.02	4.02	4.04	4.02	4.05
ENS	68.1	66.6	57.0	41.5	58.4	56.1	40.0	40.2	42.6	66.9	64.7	65.5	52.8	46.5
FS	28.4	29.8	39.3	22.9	38.0	39.8	24.2	22.2	19.6	29.6	31.5	30.8	40.1	31.9
WO	3.5	3.5	3.7	35.6	3.6	4.1	35.8	37.6	37.8	3.6	3.9	3.7	7.1	21.6

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de piroxênio - Dacito Sequência Caxias do Sul

Identificação	101.D5P1	101.E4P1	101.E4P2	101.F1P1	101.F1P2	101.F2P1	101.F2P2	101.F3P1	101.GP1	7OB.AE.P1	7OB.AE.P2	7OB.6.PX1	7OB.6.PX2	7OB.APX1
Posição ponto	centro	centro	borda	centro	borda	centro	borda	centro	centro	centro	borda	centro	centro	centro
Tipo cristal	microl	feno	feno	feno	feno	cristal	cristal	cristal	cristal	feno	feno	cristal	cristal	cristal
SiO ₂	50.74	51.92	51.74	50.71	50.50	49.63	49.06	50.35	50.83	50.62	50.61	50.37	50.36	48.81
TiO ₂	0.16	0.38	0.25	0.29	0.26	0.42	1.64	0.54	0.40	0.30	0.32	0.42	0.34	0.70
Al ₂ O ₃	0.72	1.21	0.75	1.08	1.01	1.71	1.70	1.62	0.78	1.10	0.96	0.86	0.76	1.98
FeO	23.96	20.54	24.44	20.04	24.34	13.01	14.65	13.60	24.52	17.02	19.04	18.60	20.52	13.37
MnO	0.78	0.51	0.82	0.65	0.79	0.56	0.62	0.51	0.77	0.58	0.65	0.68	0.74	0.53
MgO	19.59	23.71	19.00	23.55	20.48	14.43	13.28	14.66	19.50	23.64	22.10	19.80	20.34	14.63
CaO	3.34	1.96	4.12	1.73	1.77	17.51	16.56	17.50	3.59	1.81	2.15	4.81	3.81	15.55
Na ₂ O	0.05	0.04	0.03	0.00	0.04	0.25	0.24	0.19	0.08	0.03	0.02	0.07	0.05	0.27
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.06	0.00	0.01
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0.02	-	0.00	0.04	0.02	0.02	-	-	0.00	-	0.01
NiO	0.02	0.03	0.00	-	0.04	0.01	-	-	-	0.03	0.03	0.00	-	-
Total	99.35	100.30	101.15	98.09	99.23	97.53	97.81	98.99	100.51	95.13	95.88	95.68	96.90	95.84

Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios

Si	1.945	1.927	1.951	1.925	1.934	1.924	1.909	1.924	1.932	1.952	1.957	1.965	1.952	1.920
Ti	0.005	0.011	0.007	0.008	0.007	0.012	0.048	0.015	0.012	0.009	0.009	0.012	0.010	0.021
Al	0.033	0.053	0.033	0.048	0.046	0.078	0.078	0.073	0.035	0.050	0.044	0.039	0.035	0.092
Fe	0.768	0.638	0.771	0.636	0.780	0.422	0.477	0.435	0.780	0.549	0.616	0.607	0.665	0.440
Mn	0.025	0.016	0.026	0.021	0.026	0.018	0.020	0.016	0.025	0.019	0.021	0.023	0.024	0.018
Mg	1.120	1.312	1.069	1.333	1.169	0.834	0.770	0.835	1.105	1.359	1.274	1.152	1.175	0.858
Ca	0.137	0.078	0.167	0.071	0.073	0.727	0.691	0.717	0.146	0.075	0.089	0.201	0.158	0.655
Na	0.003	0.003	0.002	0.000	0.003	0.019	0.018	0.014	0.006	0.002	0.002	0.005	0.003	0.021
K	-	-	-	-	-	0.000	0.001	-	-	-	0.001	0.003	-	-
Cr	-	-	-	0.001	-	0.000	0.001	0.001	0.001	-	-	-	-	-
Ni	0.001	0.001	-	-	0.001	0.000	-	-	-	0.001	0.001	-	-	-
Σ cátions	4.04	4.04	4.03	4.04	4.04	4.03	4.01	4.03	4.04	4.02	4.01	4.01	4.02	4.02
ENS	55.3	64.7	53.3	65.3	57.8	42.1	39.7	42.0	54.4	68.5	64.4	58.8	58.8	43.9
FS	37.9	31.5	38.4	31.2	38.6	21.3	24.6	21.9	38.4	27.7	31.1	31.0	33.3	22.5
WO	6.8	3.8	8.3	3.5	3.6	36.7	35.6	36.1	7.2	3.8	4.5	10.3	7.9	33.6

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de piroxênio - Dacito Sequência Caxias do Sul

Identificação	3D.1D	3D.1D.2	3D.1F.1	3D.1F.2	3D.4B	3D.4D	3D.7D	3D.7E	3D.11A.n	3D.11A.b	3D.9L	3D.10C
Posição ponto	centro	borda	centro	borda	centro	centro	centro	centro	centro	borda	centro	centro
Tipo cristal	feno	feno	feno	feno	cristal	feno	cristal	feno	feno	feno	cristal	cristal
SiO ₂	52.51	52.76	52.63	52.21	53.18	52.75	52.85	53.40	53.43	53.54	52.73	52.77
TiO ₂	0.28	0.37	0.40	0.29	0.26	0.29	0.31	0.21	0.32	0.29	0.30	0.22
Al ₂ O ₃	1.05	3.16	1.35	1.37	1.15	1.14	1.22	1.04	1.12	1.07	1.08	1.39
FeO	19.56	18.91	20.59	20.39	19.72	19.84	19.91	19.67	19.88	20.50	20.83	18.76
MnO	0.65	0.52	0.51	0.44	0.66	0.60	0.73	0.67	0.71	0.72	0.67	0.70
MgO	24.36	19.22	23.16	23.62	24.54	24.45	24.43	24.49	24.48	24.32	24.52	23.85
CaO	1.88	1.64	1.82	1.98	1.70	1.85	1.87	1.90	1.88	1.79	1.87	1.78
Na ₂ O	0.06	0.05	0.04	0.00	0.00	0.03	0.03	0.01	0.03	0.04	0.03	0.04
K ₂ O	0.02	0.96	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	100.36	97.59	100.53	100.31	101.22	100.94	101.34	101.39	101.88	102.26	102.04	99.48

Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios

Si	1.938	1.991	1.944	1.933	1.943	1.936	1.933	1.947	1.942	1.943	1.925	1.953
Ti	0.008	0.010	0.011	0.008	0.007	0.008	0.086	0.057	0.009	0.008	0.008	0.006
Al	0.045	0.141	0.059	0.060	0.049	0.049	0.052	0.045	0.048	0.046	0.047	0.060
Fe	0.604	0.597	0.636	0.632	0.603	0.609	0.609	0.600	0.604	0.622	0.636	0.581
Mn	0.020	0.017	0.016	0.014	0.205	0.019	0.023	0.021	0.022	0.022	0.021	0.022
Mg	1.340	1.081	1.275	1.304	1.336	1.338	1.332	1.332	1.326	1.315	1.334	1.316
Ca	0.074	0.066	0.072	0.079	0.067	0.073	0.073	0.074	0.073	0.069	0.073	0.071
Na	0.004	0.003	0.003	0.000	0.000	0.002	0.018	0.001	0.002	0.003	0.002	0.003
K	0.001	0.046	0.001	-	-	-	0.001	-	0.001	0.000	0.000	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ cátions	4.03	3.95	4.02	4.03	4.21	4.03	4.13	4.08	4.03	4.03	4.04	4.01
ENS	66.4	62.0	64.3	64.7	66.6	66.3	66.1	66.4	66.2	65.5	65.3	66.9
FS	29.9	34.2	32.1	31.4	30.0	30.2	30.2	29.9	30.2	31.0	31.1	29.5
WO	3.7	3.8	3.6	3.9	3.3	3.6	3.6	3.7	3.6	3.5	3.6	3.6

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de piroxênio - Dacito Sequência Barros Cassal

Identificação	94.F1.1	94.F1.2	94.G2.1	94.G3.1	94.G4.1	94.G5.1	22.41.1	22.42.1	22.6A.B	22.6B.2B	22.6C.B	22.43	22.44	22.2
Posição ponto	centro	borda	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro
Tipo cristal	sub	sub	sub	ane	ane	ane	eu	eu	eu	eu	eu	ane	ane	sub
SiO ₂	50.04	50.18	50.05	49.67	49.81	49.26	50.41	49.91	49.81	53.08	50.14	50.30	49.35	50.09
TiO ₂	0.73	0.46	0.53	0.59	0.63	0.77	0.61	0.64	0.75	1.02	0.56	0.70	0.68	0.63
Al ₂ O ₃	1.99	1.68	1.91	2.22	2.06	2.19	1.64	1.70	1.59	6.96	1.38	1.65	1.89	1.75
FeO	14.14	15.25	14.75	12.94	13.79	14.52	16.65	15.15	17.12	16.36	16.01	17.48	14.70	14.31
MnO	0.30	0.37	0.40	0.32	0.33	0.37	0.43	0.39	0.51	0.42	0.53	0.45	0.36	0.45
MgO	15.88	15.30	16.11	14.81	14.18	13.92	14.69	14.01	14.31	6.70	13.77	14.09	13.80	13.86
CaO	16.11	15.61	14.73	17.63	18.07	16.95	15.40	16.46	15.02	11.33	15.98	14.37	16.84	17.39
Na ₂ O	0.22	0.21	0.21	0.28	0.26	0.24	0.23	0.22	0.18	1.66	0.20	0.18	0.22	0.22
K ₂ O	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.03	1.01	0.02	-	0.01	0.00
Cr ₂ O ₃	0.07	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.02
NiO	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.00	0.06	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02
Total	99.49	99.12	98.71	98.49	99.15	98.24	100.06	98.53	99.31	98.55	98.58	99.24	97.87	98.75

Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios

Si	1.900	1.919	1.913	1.904	1.906	1.905	1.920	1.925	1.917	2.010	1.938	1.933	1.916	1.925
Ti	0.021	0.013	0.015	0.017	0.018	0.022	0.017	0.019	0.022	0.029	0.016	0.020	0.020	0.018
Al	0.089	0.076	0.086	0.100	0.093	0.100	0.074	0.077	0.072	0.311	0.063	0.075	0.087	0.079
Fe	0.449	0.488	0.472	0.415	0.441	0.469	0.530	0.489	0.551	0.518	0.517	0.562	0.477	0.460
Mn	0.010	0.012	0.013	0.011	0.011	0.012	0.014	0.013	0.017	0.013	0.017	0.015	0.012	0.015
Mg	0.899	0.873	0.918	0.847	0.809	0.802	0.834	0.805	0.821	0.378	0.794	0.807	0.799	0.794
Ca	0.655	0.640	0.603	0.724	0.741	0.702	0.628	0.680	0.619	0.460	0.662	0.591	0.701	0.716
Na	0.016	0.016	0.015	0.021	0.019	0.018	0.017	0.017	0.013	0.122	0.015	0.014	0.017	0.017
K	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.049	0.001	0.000	0.001	0.000
Cr	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Ni	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001
Σ cátions	4.04	4.04	4.04	4.04	4.04	4.03	4.03	4.03	4.03	3.89	4.02	4.02	4.03	4.03
ENS	44.9	43.6	46.1	42.6	40.6	40.6	41.8	40.8	41.2	27.9	40.2	41.2	40.4	40.3
FS	22.4	24.4	23.7	20.9	22.2	23.8	26.6	24.8	27.7	38.2	26.2	28.7	24.1	23.3
WO	32.7	32.0	30.3	36.5	37.2	35.6	31.5	34.4	31.1	33.9	33.5	30.2	35.4	36.3

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de piroxênio - Dacito Sequência Barros Cassal

Identificação	22.10	113.C1	113.C2	113.C3.1	113.C3.2	113.E4.1	113.E4.2	113.E4.3	113.E5	113.E6.1	113.H6	113.H.7	73.A3.1	73.A3.2
Posição ponto	centro	centro	centro	centro	borda	centro	borda	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro
Tipo cristal	sub	eu	eu	eu	eu	eu	eu	eu	eu	eu	eu	eu	eu	eu
SiO ₂	49.97	50.29	50.18	49.61	48.93	52.03	50.69	49.73	50.45	51.17	50.55	50.78	49.39	50.15
TiO ₂	0.77	0.75	0.72	0.84	0.75	0.23	0.73	0.71	0.61	0.60	0.74	0.75	0.67	0.55
Al ₂ O ₃	1.73	1.86	2.03	2.54	1.59	0.95	2.02	1.58	1.60	1.67	1.96	2.09	1.74	1.29
FeO	14.39	14.55	14.42	12.77	23.86	21.59	14.00	18.70	16.22	15.30	14.78	15.54	16.15	18.22
MnO	0.42	0.37	0.34	0.29	0.58	0.56	0.29	0.48	0.38	0.40	0.37	0.35	0.46	0.56
MgO	13.46	15.46	14.13	15.08	10.43	20.22	14.82	12.14	14.46	16.04	15.49	15.26	13.52	13.16
CaO	17.83	15.78	18.02	17.15	13.34	5.90	17.82	16.73	16.01	15.26	17.32	16.12	17.51	14.96
Na ₂ O	0.24	0.22	0.24	0.25	0.19	0.07	0.22	0.23	0.18	0.21	0.24	0.22	0.28	0.15
K ₂ O	0.03	0.02	0.01	0.00	0.23	0.03	-	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	-
Cr ₂ O ₃	-	0.01	-	0.03	-	-	0.02	0.01	-	0.00	0.01	-	-	-
NiO	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.03	-	-	0.01	-	0.03	-	-
Total	98.86	99.31	100.11	98.57	99.93	101.60	100.64	100.31	99.91	100.67	101.47	101.16	99.72	99.02

Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios

Si	1.922	1.914	1.906	1.896	1.926	1.937	1.908	1.917	1.923	1.921	1.893	1.905	1.900	1.943
Ti	0.022	0.021	0.021	0.024	0.022	0.007	0.021	0.021	0.018	0.017	0.021	0.021	0.019	0.016
Al	0.079	0.083	0.091	0.115	0.074	0.042	0.090	0.072	0.072	0.074	0.087	0.093	0.079	0.059
Fe	0.463	0.463	0.458	0.408	0.785	0.672	0.441	0.603	0.517	0.480	0.463	0.488	0.520	0.590
Mn	0.014	0.012	0.011	0.010	0.019	0.018	0.009	0.016	0.012	0.013	0.012	0.011	0.015	0.018
Mg	0.772	0.877	0.800	0.859	0.612	1.122	0.831	0.698	0.822	0.898	0.865	0.853	0.775	0.760
Ca	0.735	0.644	0.733	0.702	0.563	0.235	0.719	0.691	0.654	0.614	0.695	0.648	0.722	0.621
Na	0.018	0.017	0.018	0.018	0.015	0.005	0.016	0.017	0.013	0.015	0.018	0.016	0.021	0.011
K	0.001	0.001	0.000	0.000	0.012	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Σ cátions	4.03	4.03	4.04	4.03	4.03	4.04	4.03	4.03	4.03	4.03	4.05	4.04	4.05	4.02
ENS	39.2	44.2	40.2	43.6	31.2	55.3	41.8	35.0	41.2	45.1	42.8	42.9	38.4	38.6
FS	23.5	23.3	23.0	20.7	40.1	33.1	22.1	30.3	25.9	24.1	22.9	24.5	25.8	29.9
WO	37.3	32.5	36.8	35.6	28.7	11.6	36.1	34.7	32.8	30.8	34.4	32.6	35.8	31.5

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de piroxênio - Dacito Barros Cassal (73) e Riolito Santa Maria (35)

Identificação	73.E24.1	73.E24.2	35.E05micr	35A.1 colad	35C.1 subed	35C.2 xenor	35.F.31	35.C.14C	35.C.14B	35.C. pt A	35.C. ptB	35.B. prox 8
Posição ponto	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	borda	centro	centro	centro
Tipo cristal	ane	sub	mfeno	mfeno	mfeno	mfeno	feno	feno	feno	mfeno	mfeno	mfeno
SiO ₂	49.24	49.26	48.58	48.06	47.30	49.17	51.09	50.35	51.00	50.63	49.83	51.11
TiO ₂	0.72	0.55	0.24	0.36	0.21	0.28	0.34	0.36	0.39	0.26	0.33	0.29
Al ₂ O ₃	1.95	1.57	0.91	0.64	0.72	0.68	0.67	0.99	0.79	0.77	0.77	0.61
FeO	14.92	16.00	28.87	29.50	28.62	29.51	29.12	29.16	28.99	29.17	28.89	29.31
MnO	0.45	0.48	1.05	1.09	1.17	1.05	1.31	1.30	1.30	1.35	1.26	1.35
MgO	13.53	13.18	13.27	13.45	13.45	13.96	13.67	13.82	13.69	14.43	13.01	13.89
CaO	17.40	17.00	3.10	5.64	5.40	3.80	4.30	3.94	3.88	3.11	4.82	3.69
Na ₂ O	0.25	0.17	0.08	0.05	0.02	0.07	0.05	0.05	0.05	0.06	0.07	0.04
K ₂ O	-	-	0.09	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.03
Cr ₂ O ₃	-	-	0.00	-	-	0.01	-	-	-	0.01	0.02	-
NiO	-	-	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total	98.48	98.21	96.19	98.80	96.92	98.54	100.57	99.99	100.10	99.81	99.04	100.33

Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios

Si	1.907	1.920	1.978	1.928	1.931	1.961	1.985	1.970	1.988	1.979	1.975	1.990
Ti	0.021	0.016	0.007	0.011	0.007	0.008	0.010	0.011	0.011	0.008	0.010	0.009
Al	0.089	0.072	0.044	0.030	0.035	0.032	0.031	0.046	0.036	0.036	0.036	0.028
Fe	0.483	0.522	0.983	0.990	0.977	0.984	0.947	0.954	0.945	0.953	0.957	0.954
Mn	0.015	0.016	0.036	0.037	0.040	0.035	0.043	0.043	0.043	0.045	0.042	0.045
Mg	0.781	0.766	0.805	0.804	0.819	0.830	0.792	0.806	0.795	0.841	0.768	0.806
Ca	0.722	0.710	0.135	0.242	0.236	0.162	0.179	0.165	0.162	0.130	0.205	0.154
Na	0.019	0.013	0.006	0.004	0.002	0.005	0.004	0.004	0.004	0.004	0.005	0.003
K	0.000	0.000	0.004	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001
Cr	0.000	0.000	0	0	0	0	0	0	0	0	0.001	0
Ni	0.000	0.000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ cátions	4.04	4.03	4.00	4.05	4.05	4.02	3.99	4.00	3.99	4.00	4.00	3.99
ENS	39.3	38.3	41.9	39.5	40.3	42.0	41.3	41.9	41.8	43.7	39.8	42.1
FS	24.3	26.1	51.1	48.6	48.1	49.8	49.4	49.6	49.7	49.5	49.6	49.8
WO	36.3	35.5	7.0	11.9	11.6	8.2	9.3	8.6	8.5	6.8	10.6	8.0

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de piroxênio - Riolito Sequência Santa Maria

Identificação	35.A. prox	335.D. prox	235.H. prox	435.X. borda	35.E.26	35.G.37	35.G.38	108.B.09	108.C.11	108.C.18 (cc	108.c.19	108.G.a	108.I.45	108.D.26
Posição ponto	centro	centro	centro	borda	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro
Tipo cristal	mfeno	mfeno	mfeno	mfeno	mfeno	mfeno	feno	feno	feno	feno	feno	mfeno	mfeno	mfeno
SiO ₂	50.46	50.44	50.39	50.43	49.57	50.68	51.00	51.63	50.54	51.21	51.03	52.39	50.38	50.90
TiO ₂	0.35	0.30	0.26	0.33	0.23	0.24	0.21	0.13	0.30	0.41	0.30	0.22	0.38	0.25
Al ₂ O ₃	0.68	0.66	0.65	0.71	0.76	0.68	0.66	0.72	1.08	0.68	0.72	0.88	0.88	0.71
FeO	29.14	30.70	29.74	29.99	29.97	31.18	30.02	27.42	27.76	28.36	27.60	26.82	28.55	27.30
MnO	1.23	1.36	1.36	1.36	1.26	1.35	1.35	1.21	1.29	1.25	1.25	1.11	1.28	1.10
MgO	13.51	13.98	14.05	13.70	13.25	13.51	14.30	16.50	14.55	14.58	16.42	14.24	15.50	17.91
CaO	3.88	3.33	3.82	3.49	5.09	4.06	3.40	3.19	3.24	4.52	3.16	3.17	3.92	3.05
Na ₂ O	0.04	0.07	0.10	0.01	0.02	0.11	0.08	0.04	0.04	0.08	0.03	0.09	0.07	0.08
K ₂ O	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.22	0.01	0.02	0.07	0.01	0.04
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	-	-	-	0.01	0.03	0.01	-	-	-	0.04	-	-
NiO	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total	99.31	100.86	100.36	100.02	100.18	101.82	101.06	100.87	99.02	101.10	100.54	99.03	100.96	101.34

Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigênios

Si	1.986	1.967	1.970	1.978	1.954	1.965	1.977	1.976	1.981	1.974	1.965	2.030	1.947	1.942
Ti	0.010	0.009	0.008	0.010	0.007	0.007	0.006	0.004	0.009	0.012	0.009	0.007	0.011	0.007
Al	0.031	0.030	0.030	0.033	0.035	0.031	0.030	0.033	0.050	0.031	0.033	0.040	0.040	0.032
Fe	0.959	1.002	0.972	0.984	0.988	1.011	0.973	0.878	0.910	0.914	0.889	0.869	0.923	0.871
Mn	0.041	0.045	0.045	0.045	0.042	0.044	0.044	0.039	0.043	0.041	0.041	0.037	0.042	0.035
Mg	0.793	0.813	0.819	0.801	0.779	0.781	0.826	0.942	0.850	0.838	0.943	0.823	0.893	1.019
Ca	0.164	0.139	0.160	0.147	0.215	0.169	0.141	0.131	0.136	0.187	0.131	0.132	0.163	0.125
Na	0.003	0.005	0.007	0.001	0.002	0.008	0.006	0.003	0.003	0.006	0.003	0.007	0.005	0.006
K	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.011	0.001	0.001	0.003	0.001	0.002
Cr	0	0	0	0	0	0	0.001	0	0	0	0	0.0013	0	0
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ cátions	3.99	4.01	4.01	4.00	4.02	4.02	4.01	4.01	3.99	4.00	4.01	3.95	4.02	4.04
ENS	41.4	41.6	42.0	41.5	39.3	39.8	42.6	48.3	44.8	43.2	48.0	45.1	45.1	50.6
FS	50.1	51.3	49.8	50.9	49.8	51.6	50.2	45.0	48.0	47.1	45.3	47.7	46.6	43.2
WO	8.6	7.1	8.2	7.6	10.8	8.6	7.3	6.7	7.2	9.6	6.7	7.2	8.2	6.2

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de óxido Fe-Ti - Dacito Sequencia Caxias do Sul

Identificação	H101,OX1	H101,OX1,2	H101,OX2,1	H101,OX2,2	F101,OX1,1	F101,OX2,1	C,OX1-px	C,OX2	C,OX2,2	C,OX3	C,OX4
TiO ₂	15.25	15.29	14.86	14.00	14.50	14.26	16.09	13.90	15.02	14.88	16.57
Al ₂ O ₃	2.53	2.79	2.54	2.59	2.73	2.44	2.54	2.36	2.55	2.30	2.45
Cr ₂ O ₃	0.02	0.08	0.07	0.04	0.08	0.08	0.04	0.06	0.04	0.00	0.01
FeO	80.54	80.26	77.72	72.86	70.28	70.91	77.20	80.50	76.80	77.64	77.22
MnO	0.66	0.71	0.48	0.50	0.59	0.61	0.56	1.03	0.58	0.68	0.69
MgO	1.91	1.81	2.08	1.87	2.11	1.95	2.03	1.46	2.25	1.84	1.87
ZnO	0.15	0.14	0.09	0.13	0.14	0.05	0.13	0.18	0.09	0.11	0.17
Total	101.1	101.1	97.8	92.0	90.4	90.3	98.6	99.5	97.3	97.4	99.0

Fração Molar Espinélio

XFe ₂ (A)	0.877	0.883	0.870	0.872	0.853	0.864	0.871	0.886	0.858	0.876	0.875
XMg (A)	0.100	0.093	0.113	0.108	0.123	0.114	0.109	0.078	0.122	0.100	0.100
XMn (A)	0.020	0.021	0.015	0.016	0.019	0.020	0.017	0.031	0.018	0.021	0.021
XZn (A)	0.004	0.004	0.002	0.004	0.004	0.001	0.004	0.005	0.002	0.003	0.004
XNi (A)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
XAl (B)	0.052	0.057	0.054	0.059	0.063	0.056	0.054	0.050	0.055	0.050	0.052
XFe ₃ (B)	0.544	0.546	0.540	0.535	0.509	0.521	0.510	0.575	0.534	0.542	0.500
XCr (B)	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
XFe ₂ (B)	0.202	0.198	0.203	0.203	0.213	0.210	0.218	0.187	0.205	0.204	0.224
XTi (B)	0.202	0.198	0.203	0.203	0.213	0.210	0.218	0.187	0.205	0.204	0.224

Membros Finais

<i>Spinélio</i>	0.10	0.09	0.11	0.11	0.12	0.11	0.11	0.08	0.12	0.10	0.10
<i>Magnetita</i>	0.54	0.55	0.54	0.53	0.51	0.52	0.51	0.57	0.53	0.54	0.50
<i>Ulvöspinélio</i>	0.40	0.40	0.41	0.41	0.43	0.42	0.44	0.37	0.41	0.41	0.45

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de óxido Fe - Dacito Sequencia Caxias do Sul

Identificação	B,OX1	B,OX2	G4,1	H,OX1,4	H,OX1,5	A5,OX2	A5,OX1	C,OX1,1	C,OX2,1	07C.B.PLG	C,OX5,1
TiO2	19.54	15.80	14.87	15.09	14.72	14.46	11.73	11.02	11.53	10.11	11.37
Al2O3	2.38	2.52	2.47	2.46	2.39	2.43	2.98	2.92	2.91	3.24	2.91
Cr2O3	0.02	0.03	0.05	0.05	0.04	0.03	0.00	0.05	0.03	0.05	0.02
FeO	55.21	62.52	69.68	78.51	68.68	64.78	75.98	75.85	73.77	71.95	74.96
MnO	0.78	0.75	0.57	0.58	0.76	0.72	0.51	0.44	0.50	0.44	0.50
MgO	1.39	1.81	1.90	1.88	1.84	1.99	0.93	2.51	2.08	2.21	2.44
ZnO	0.16	0.13	0.09	0.09	0.03	0.18	0.16	0.11	0.12	0.09	0.16
Total	79.5	83.5	89.6	98.7	88.5	84.6	92.3	92.9	90.9	88.1	92.4

Fração Molar E

XFe2 (A)	0.872	0.855	0.866	0.879	0.863	0.844	0.926	0.841	0.860	0.852	0.841
XMg (A)	0.093	0.114	0.112	0.101	0.110	0.124	0.053	0.142	0.120	0.131	0.139
XMn (A)	0.030	0.027	0.019	0.018	0.026	0.025	0.017	0.014	0.017	0.015	0.016
XZn (A)	0.005	0.004	0.003	0.002	0.001	0.006	0.004	0.003	0.003	0.003	0.005
XNi (A)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
XAl (B)	0.063	0.063	0.058	0.052	0.057	0.060	0.068	0.065	0.066	0.076	0.065
XFe3 (B)	0.274	0.431	0.499	0.538	0.499	0.484	0.592	0.621	0.597	0.620	0.609
XCr (B)	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
XFe2 (B)	0.331	0.253	0.221	0.204	0.222	0.228	0.170	0.157	0.168	0.151	0.163
XTi (B)	0.331	0.253	0.221	0.204	0.222	0.228	0.170	0.157	0.168	0.151	0.163

Membros Finais

Spinélio	0.09	0.11	0.11	0.10	0.11	0.12	0.05	0.14	0.12	0.13	0.14
Magnetita	0.27	0.43	0.50	0.54	0.50	0.48	0.59	0.62	0.60	0.62	0.61
Ulvöspinélio	0.66	0.51	0.44	0.41	0.44	0.46	0.34	0.31	0.34	0.30	0.33

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de óxido Fe - Dacito Sequencia Caxias do Sul

<i>Identificação</i>	D,OX1,1	D,OX1,2	D,OX2,1	D,OX2,2	D,OX3,1	D,OX4,1	IMG,OX1
TiO ₂	12.43	13.24	12.29	12.83	14.35	12.43	11.62
Al ₂ O ₃	3.09	3.25	2.99	3.00	3.14	2.59	4.04
Cr ₂ O ₃	0.06	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.04
FeO	68.19	67.68	70.43	68.87	63.74	70.27	61.35
MnO	0.58	0.49	0.50	0.56	0.46	0.50	0.41
MgO	0.16	0.13	1.79	0.12	0.09	0.10	1.08
ZnO	0.18	0.11	0.17	0.18	0.13	0.07	0.16
Total	84.7	84.9	88.2	85.6	81.98	86.02	78.70

Fração Molar E

XFe ₂ (A)	0.964	0.971	0.871	0.967	0.973	0.974	0.907
XMg (A)	0.010	0.008	0.107	0.007	0.006	0.006	0.072
XMn (A)	0.021	0.017	0.017	0.020	0.017	0.018	0.015
XZn (A)	0.006	0.003	0.005	0.006	0.004	0.002	0.005
XNi (A)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
XAl (B)	0.077	0.081	0.071	0.074	0.081	0.064	0.107
XFe ₃ (B)	0.527	0.498	0.558	0.521	0.445	0.545	0.501
XCr (B)	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
XFe ₂ (B)	0.198	0.210	0.185	0.202	0.236	0.195	0.196
XTi (B)	0.198	0.210	0.185	0.202	0.236	0.195	0.196

Membros Finais

<i>Spinélio</i>	0.01	0.01	0.11	0.01	0.01	0.01	0.07
<i>Magnetita</i>	0.53	0.50	0.56	0.52	0.44	0.54	0.50
<i>Ulvöspinelio</i>	0.40	0.42	0.37	0.40	0.47	0.39	0.39

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de óxido Fe - Riolito Sequencia Santa Maria

Identificação	35,B.6	B.7	B.A	C.B14	C.b	D.21	G.34	G. 34b	G. 36a	G.36b	A.2
TiO ₂	16.80	16.29	16.51	14.35	16.17	16.71	14.14	15.21	16.07	17.26	15.39
Al ₂ O ₃	4.68	4.71	4.64	4.65	4.43	2.16	2.24	2.29	2.21	2.50	1.98
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.06	0.03	0.05	0.04	0.05	0.00
FeO	69.03	68.91	68.12	61.23	70.07	69.67	71.11	70.14	69.08	65.35	69.70
MnO	0.73	0.60	0.71	0.80	0.78	0.80	0.62	0.68	0.80	0.94	0.67
NiO	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03
MgO	1.01	1.05	0.51	0.32	0.48	1.03	1.05	0.99	0.96	0.27	0.43
ZnO	0.13	0.21	0.19	0.24	0.14	0.20	0.11	0.13	0.15	0.23	0.20
Total	92.37	91.84	90.69	81.60	92.08	90.63	89.31	89.50	89.31	86.60	88.40
<i>Fração Molar Espinélio</i>											
XFe ₂ (A)	0.915	0.912	0.941	0.942	0.943	0.907	0.913	0.914	0.911	0.943	0.944
XMg (A)	0.058	0.060	0.030	0.021	0.028	0.061	0.063	0.059	0.058	0.017	0.026
XMn (A)	0.024	0.020	0.024	0.030	0.026	0.027	0.021	0.023	0.027	0.033	0.023
XZn (A)	0.004	0.006	0.005	0.008	0.004	0.006	0.003	0.004	0.004	0.007	0.006
XNi (A)	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
XAl (B)	0.106	0.107	0.107	0.119	0.101	0.050	0.053	0.054	0.052	0.061	0.048
XFe ₃ (B)	0.409	0.420	0.405	0.410	0.428	0.451	0.521	0.488	0.462	0.397	0.480
XCr (B)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000
XFe ₂ (B)	0.243	0.237	0.244	0.235	0.235	0.249	0.213	0.229	0.243	0.270	0.236
XTi (B)	0.243	0.237	0.244	0.235	0.235	0.249	0.213	0.229	0.243	0.270	0.236
<i>Membros Finais</i>											
<i>Spinélio</i>	0.058	0.060	0.030	0.021	0.028	0.061	0.063	0.059	0.058	0.017	0.026
<i>Magnetita</i>	0.409	0.420	0.405	0.410	0.428	0.451	0.521	0.488	0.462	0.397	0.480
<i>Ulvöspinelio</i>	0.485	0.473	0.488	0.470	0.471	0.498	0.426	0.458	0.485	0.541	0.472

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de óxido Fe - Riolito Sequencia Santa Maria

Identificação	G.21	e.27	B.6 REP	B.7 REP	B.6 REP	C. B1 REP	C.B2 REP	C.C	108,A.4	A.5 EXT	C.15
TiO ₂	17.17	15.66	16.44	16.44	16.70	15.05	15.72	16.35	15.38	16.29	17.22
Al ₂ O ₃	2.15	1.96	2.24	2.16	2.21	2.05	2.03	2.06	2.37	2.42	2.34
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03
FeO	70.31	73.97	68.43	71.25	66.63	69.91	72.80	73.89	67.90	69.02	70.54
MnO	0.74	0.65	0.71	0.66	0.71	0.76	0.69	0.66	0.67	0.93	0.98
NiO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01
MgO	0.94	0.33	1.08	1.05	0.47	0.45	0.53	0.46	1.17	0.93	0.86
ZnO	0.15	0.10	0.08	0.20	0.13	0.12	0.07	0.11	0.20	0.25	0.18
Total	91.47	92.69	89.01	91.76	86.85	88.37	91.88	93.54	87.71	89.91	92.16

Fração Molar E

XFe ₂ (A)	0.916	0.956	0.908	0.911	0.942	0.942	0.944	0.949	0.900	0.905	0.912
XMg (A)	0.055	0.019	0.065	0.061	0.029	0.028	0.031	0.026	0.071	0.055	0.050
XMn (A)	0.024	0.021	0.024	0.022	0.025	0.026	0.023	0.021	0.023	0.031	0.032
XZn (A)	0.004	0.003	0.002	0.006	0.004	0.004	0.002	0.003	0.006	0.007	0.005
XNi (A)	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
XAl (B)	0.050	0.045	0.053	0.050	0.054	0.049	0.047	0.047	0.057	0.057	0.054
XFe ₃ (B)	0.443	0.497	0.449	0.467	0.425	0.490	0.489	0.479	0.471	0.454	0.441
XCr (B)	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
XFe ₂ (B)	0.254	0.229	0.249	0.242	0.261	0.231	0.232	0.237	0.236	0.244	0.252
XTi (B)	0.254	0.229	0.249	0.242	0.261	0.231	0.232	0.237	0.236	0.244	0.252

Membros Finais

Spinélio	0.055	0.019	0.065	0.061	0.029	0.028	0.031	0.026	0.071	0.055	0.050
Magnetita	0.443	0.497	0.449	0.467	0.425	0.490	0.489	0.479	0.471	0.454	0.441
Ulvöspinélio	0.507	0.458	0.498	0.483	0.521	0.461	0.463	0.474	0.472	0.489	0.505

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de óxido Fe - Riolito Sequencia Santa Maria

Identificação	C.16	C.17	C.20	C.21	C.22A	C.22B	J.A	J.51	23A.A1EXT	A. A2 EXT	A. A3 EXT
TiO ₂	16.52	16.91	17.02	16.36	15.57	15.95	15.60	15.38	17.59	0.16	15.64
Al ₂ O ₃	2.39	2.35	2.39	2.59	2.59	2.48	2.48	2.13	0.51	0.71	0.78
Cr ₂ O ₃	0.05	0.03	0.01	0.01	0.00	0.04	0.03	0.01	0.00	0.01	0.02
FeO	68.91	68.01	65.21	67.56	76.16	67.58	70.38	70.27	71.20	65.16	67.62
MnO	0.83	0.73	0.84	1.00	0.70	0.87	0.83	0.95	0.19	1.06	0.15
NiO	0.01	0.01	0.00	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
MgO	1.02	1.04	0.91	0.78	1.14	1.03	0.98	0.62	0.02	0.50	0.01
ZnO	0.16	0.11	0.16	0.07	0.19	0.21	0.15	0.13	0.08	0.05	0.18
Total	89.89	89.18	86.54	88.39	96.37	88.16	90.45	89.49	89.58	67.64	84.39
<i>Fração Molar E</i>											
XFe ₂ (A)	0.906	0.910	0.909	0.916	0.909	0.901	0.910	0.926	0.990	0.912	0.988
XMg (A)	0.061	0.062	0.056	0.047	0.063	0.062	0.058	0.037	0.001	0.039	0.001
XMn (A)	0.028	0.025	0.030	0.034	0.022	0.030	0.028	0.032	0.006	0.047	0.005
XZn (A)	0.005	0.003	0.005	0.002	0.005	0.006	0.004	0.004	0.002	0.002	0.006
XNi (A)	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
XAl (B)	0.056	0.056	0.058	0.062	0.057	0.059	0.058	0.050	0.012	0.022	0.020
XFe ₃ (B)	0.448	0.433	0.411	0.439	0.509	0.453	0.477	0.485	0.449	0.972	0.472
XCr (B)	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
XFe ₂ (B)	0.248	0.256	0.265	0.250	0.217	0.244	0.232	0.232	0.270	0.003	0.254
XTi (B)	0.248	0.256	0.265	0.250	0.217	0.244	0.232	0.232	0.270	0.003	0.254
<i>Membros Finais</i>											
Spinélio	0.061	0.062	0.056	0.047	0.063	0.062	0.058	0.037	0.001	0.039	0.001
Magnetita	0.448	0.433	0.411	0.439	0.509	0.453	0.477	0.485	0.449	0.972	0.472
Ulvöspinélio	0.495	0.511	0.531	0.499	0.434	0.487	0.464	0.465	0.539	0.006	0.508

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de óxido Fe - Riolito Sequencia Santa Maria

Identificação	a.A4 EXT	A.3A	A. 3b	D.12	E.16a	E.16B	E. 16C	E. 16D	E. 16E	E.16F	E.16G	E.16H
TiO ₂	1.78	16.09	14.99	13.71	16.34	16.44	16.39	15.04	1.81	17.74	14.01	16.90
Al ₂ O ₃	9.61	1.51	1.96	1.26	1.99	1.16	0.92	1.01	2.82	1.02	0.91	0.92
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.04	0.01	0.02	0.04	0.01
FeO	9.79	66.29	71.61	71.02	68.29	70.78	71.49	70.17	70.22	73.14	72.52	71.92
MnO	0.18	2.37	0.83	0.40	0.85	0.77	0.59	0.98	0.25	0.23	0.68	1.37
NiO	0.00	0.02	0.04	0.00	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02
MgO	14.99	0.02	0.07	0.20	0.36	0.20	0.11	0.04	4.65	0.07	0.09	0.15
ZnO	0.07	0.13	0.26	0.12	0.17	0.15	0.06	0.20	0.00	0.18	0.12	0.16
Total	36.41	86.44	89.77	86.72	88.02	89.54	89.58	87.48	79.78	92.39	88.39	91.46
<i>Fração Molar E</i>												
XFe ₂ (A)	-0.559	0.910	0.959	0.970	0.943	0.956	0.971	0.957	0.696	0.983	0.967	0.940
XMg (A)	1.545	0.002	0.004	0.012	0.022	0.012	0.007	0.002	0.295	0.004	0.005	0.009
XMn (A)	0.011	0.084	0.028	0.014	0.030	0.027	0.020	0.034	0.009	0.008	0.024	0.046
XZn (A)	0.003	0.004	0.008	0.004	0.005	0.005	0.002	0.006	0.000	0.005	0.004	0.005
XNi (A)	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
XAl (B)	0.391	0.037	0.047	0.031	0.048	0.028	0.022	0.025	0.071	0.024	0.022	0.022
XFe ₃ (B)	0.516	0.455	0.499	0.539	0.448	0.471	0.477	0.505	0.871	0.451	0.545	0.473
XCr (B)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
XFe ₂ (B)	0.046	0.254	0.227	0.215	0.252	0.251	0.250	0.235	0.029	0.263	0.216	0.253
XTi (B)	0.046	0.254	0.227	0.215	0.252	0.251	0.250	0.235	0.029	0.263	0.216	0.253
<i>Membros Finais</i>												
Spinélio	1.545	0.002	0.004	0.012	0.022	0.012	0.007	0.002	0.295	0.004	0.005	0.009
Magnetita	0.516	0.455	0.499	0.539	0.448	0.471	0.477	0.505	0.871	0.451	0.545	0.473
Ulvöspinélio	0.093	0.508	0.454	0.430	0.504	0.501	0.500	0.470	0.058	0.526	0.432	0.505

Anexo 3 - Composição química (% em peso) para cristais de óxido Fe - Riolito Sequencia Santa Maria

Identificação	E.16I	g. 29a	g.29b	g.29c	x.33	x.34
TiO ₂	0.75	12.53	10.82	11.73	16.07	15.66
Al ₂ O ₃	0.01	2.41	2.15	1.66	1.80	2.19
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.04
FeO	85.11	77.24	76.43	73.85	73.20	71.79
MnO	0.13	0.59	0.63	0.46	0.77	0.59
NiO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.07	0.52	0.50	0.60	0.17	0.32
ZnO	0.00	0.12	0.20	0.06	0.17	0.22
Total	86.09	93.42	90.72	88.38	92.20	90.79

Fração Molar E

XFe ₂ (A)	0.990	0.948	0.944	0.946	0.959	0.955
XMg (A)	0.004	0.030	0.029	0.036	0.010	0.019
XMn (A)	0.005	0.019	0.021	0.016	0.026	0.020
XZn (A)	0.000	0.003	0.006	0.002	0.005	0.006
XNi (A)	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
XAl (B)	0.000	0.054	0.050	0.040	0.042	0.051
XFe ₃ (B)	0.976	0.584	0.629	0.602	0.484	0.481
XCr (B)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
XFe ₂ (B)	0.012	0.181	0.161	0.179	0.237	0.234
XTi (B)	0.012	0.181	0.161	0.179	0.237	0.234

Membros Finais

Spinélio	0.004	0.030	0.029	0.036	0.010	0.019
Magnetita	0.976	0.584	0.629	0.602	0.484	0.481
Ulvöspinelio	0.024	0.361	0.321	0.358	0.474	0.468

Anexo 4

Tabelas de Geoquímica

Amostra	RS85	GX02	GX03A	GX03B	GX03C	GX03D	GX07	GX07ob
Sequência	DCS	DCS	DCS	DCS	DCS	DCS	DCS	DCS
UTM (Lat)	341814	340699	340802	340805	340849	340830	340458	340458
UTM (Lon)	6762065	6762586	6761951	6761874	6761817	6761950	6761270	6761270
Alt (m)	376	380	365	371	367	370	411	411

Elementos Maiores FRX (%)

SiO ₂	67.64	67.36	67.57	67.12	68.89	66.93	67.41	66.01
TiO ₂	0.91	0.89	0.88	0.89	0.87	0.88	0.89	0.87
Al ₂ O ₃	13.03	12.81	12.89	12.82	12.61	12.85	12.91	12.53
Fe ₂ O ₃	5.85	5.98	5.75	5.73	5.70	5.62	5.84	5.55
MnO	0.09	0.08	0.11	0.11	0.09	0.11	0.10	0.10
MgO	1.38	1.33	1.41	1.25	0.70	1.30	1.27	1.23
CaO	3.17	3.05	3.02	3.27	2.18	3.20	3.10	3.09
Na ₂ O	2.93	2.90	2.85	3.44	2.41	3.16	2.78	3.37
K ₂ O	3.92	3.93	3.99	2.71	5.33	3.17	4.04	2.80
P ₂ O ₅	0.27	0.27	0.27	0.27	0.26	0.26	0.26	0.26
LOI	1.16	1.22	0.82	2.66	1.08	2.48	1.14	3.74
Total	100.36	99.82	99.56	100.26	100.12	99.96	99.74	99.55

Elementos Menores e Traços FRX (ppm)

Ba	624	644	598	580	594	607	597	584
Ce	78.2	66.6	71.8	86.0	37.4	80.1	90.7	89.9
Co	9.00	10.8	10.3	9.90	9.60	11.0	10.1	10.2
Cr	41.8	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Cu	40.8	37.8	38.7	40.1	37.1	39.0	38.6	38.7
F	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ga	19.8	18.9	17.9	18.3	17.7	18.5	19.4	19.2
La	41.3	45.8	35.5	25.7	53.8	52.0	51.3	49.6
Nb	21.9	20.2	20.0	22.0	19.7	22.1	21.1	19.8
Nd	38.9	38.1	44.8	36.2	45.4	39.8	34.9	34.3
Ni	12.7	nd	5.00	nd	nd	4.50	nd	nd
Pb	22.8	15.5	15.6	14.2	16.0	13.7	16.3	14.8
Rb	169	168	171	173	215	222	179	177
Sc	16.6	16.9	14.7	18.3	16.7	13.9	15.6	14.7
Sr	154	150	147	161	129	156	146	153
Th	16.9	17.3	13.4	16.4	14.1	17.4	17.3	12.3
U	8.50	11.10	8.90	9.50	10.7	9.80	12.3	7.10
V	57.5	54.1	55.9	69.4	67.7	70.6	80.3	53.6
Y	42.9	41.1	43.3	40.3	42.3	42.5	41.4	42.7
Zn	76.1	73.7	77.6	76.3	79.4	77.6	75.4	77.2
Zr	242	242	245	244	239	247	244	237

Amostra	RS85	GX02	GX03A	GX03B	GX03C	GX03D	GX07	GX07ob
Sequência	DCS	DCS	DCS	DCS	DCS	DCS	DCS	DCS
<i>Elementos Traços e Terras Raras ICP-MS (ppm)</i>								
Rb	164	na	na	na	na	na	na	201
Sr	141	na	na	na	na	na	na	166
Y	38.5	na	na	na	na	na	na	42.3
Zr	255	na	na	na	na	na	na	286
Nb	22.7	na	na	na	na	na	na	22.3
Cs	8.46	na	na	na	na	na	na	10.4
Ba	602	na	na	na	na	na	na	633
La	43.5	na	na	na	na	na	na	46.8
Ce	86.6	na	na	na	na	na	na	88.0
Pr	10.6	na	na	na	na	na	na	11.5
Nd	40.3	na	na	na	na	na	na	44.0
Sm	8.44	na	na	na	na	na	na	9.11
Eu	1.63	na	na	na	na	na	na	1.72
Gd	8.02	na	na	na	na	na	na	8.12
Tb	1.26	na	na	na	na	na	na	1.31
Dy	7.11	na	na	na	na	na	na	7.43
Ho	1.47	na	na	na	na	na	na	1.55
Er	3.98	na	na	na	na	na	na	4.12
Tm	0.59	na	na	na	na	na	na	0.61
Yb	3.67	na	na	na	na	na	na	3.85
Lu	0.55	na	na	na	na	na	na	0.58
Hf	6.99	na	na	na	na	na	na	7.28
Ta	1.79	na	na	na	na	na	na	1.35
Pb	25.0	na	na	na	na	na	na	25.5
Th	15.1	na	na	na	na	na	na	15.2
U	5.12	na	na	na	na	na	na	5.18
A/CNK	0.88	0.88	0.89	0.88	0.92	0.89	0.89	0.88
mg# ^(*)	31.8	30.6	32.7	30.2	19.6	31.3	30.2	30.5
Ti	5515	5396	5336	5455	5276	5396	5396	5455
Ti/Zr ^(**)	22.8	22.3	21.8	22.3	22.1	21.9	22.1	23.0
Ti/Y ^(**)	129	131	123	135	125	127	130	128

DCS: Dacito Caxias do Sul

ABBC: Andesito basáltico Barros Cassal

ABC: Andesito Barros Cassal

DBC: Dacito Barros Cassal

RSM: Riólito Santa Maria

na = não analisado nd = não detectado ou abaixo do índice de detecção

(*) mg# = $100 * [Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})]$

(**) = razão de elementos quantificados por FRX

Amostra	GX25	GX43A	GX45	GX93	GX98B	GX98T	GX101	GX118
Sequência	DCS	DCS	DCS	DCS	DCS	DCS	DCS	DCS
UTM (Lat)	346328	344268	343957	336045	343690	343690	346498	348772
UTM (Lon)	6761710	6761824	6761784	6761272	6765803	6765803	6768052	6777141
Alt (m)	489	431	415	289	438	438	548	406
Elementos Maiores FRX (%)								
SiO ₂	67.28	67.06	67.29	66.31	66.13	67.41	66.46	68.04
TiO ₂	0.89	0.89	0.88	0.91	0.88	0.90	0.90	0.89
Al ₂ O ₃	12.90	13.03	12.82	13.13	12.64	12.80	12.82	12.56
Fe ₂ O ₃	5.87	5.75	5.87	5.92	5.62	5.78	5.83	5.69
MnO	0.11	0.11	0.10	0.09	0.11	0.10	0.10	0.08
MgO	1.33	1.13	1.26	0.92	1.24	1.19	1.53	0.75
CaO	3.05	2.58	3.12	2.31	3.15	2.71	3.23	2.76
Na ₂ O	2.80	2.73	2.88	2.61	3.11	2.70	2.46	2.79
K ₂ O	4.01	4.61	3.96	4.97	3.15	4.41	3.39	4.31
P ₂ O ₅	0.27	0.27	0.26	0.28	0.27	0.26	0.26	0.27
LOI	1.14	1.12	0.94	1.32	2.43	1.00	2.12	0.77
Total	99.65	99.28	99.38	98.77	98.72	99.26	99.10	98.91
Elementos Menores e Traços FRX (ppm)								
Ba	617	594	623	709	616	641	717	595
Ce	86.3	107.7	78.8	99.5	85.4	42.8	64.0	74.1
Co	10.5	8.40	6.80	9.20	12.8	7.90	10.7	11.7
Cr	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Cu	40.6	31.7	37.3	45.0	37.3	38.2	43.2	35.9
F	nd	nd	nd	822	nd	887	nd	846
Ga	17.8	18.9	17.7	17.9	18.0	18.2	18.2	17.8
La	45.1	31.8	44.8	83.7	46.7	48.9	101.7	54.9
Nb	21.0	19.2	20.6	19.9	18.7	19.0	19.3	19.1
Nd	43.1	41.0	33.8	56.9	15.8	61.5	54.1	32.7
Ni	nd	4.90	4.50	nd	nd	4.50	4.70	nd
Pb	14.9	15.8	16.0	17.9	15.7	16.0	17.1	16.4
Rb	177	202	171	214	206	196	195	205
Sc	15.9	17.4	16.9	15.2	16.1	18.0	14.5	18.0
Sr	149	143	149	137	155	145	173	153
Th	15.0	12.1	11.9	13.7	12.2	13.4	11.9	11.8
U	10.50	6.60	9.30	4.60	5.50	4.50	5.50	4.70
V	61.9	68.5	71.3	54.8	72.9	62.2	59.0	76.5
Y	41.3	42.0	40.7	59.2	49.3	69.1	106	44.4
Zn	74.8	76.8	74.4	96.9	76.6	80.2	84.4	83.9
Zr	243	240	238	252	239	241	239	241

Amostra	GX25	GX43A	GX45	GX93	GX98B	GX98T	GX101	GX118
Sequência	DCS	DCS	DCS	DCS	DCS	DCS	DCS	DCS
<i>Elementos Traços e Terras Raras ICP-MS (ppm)</i>								
Rb	na	na	na	na	232	na	na	231
Sr	na	na	na	na	169	na	na	157
Y	na	na	na	na	48.5	na	na	41.3
Zr	na	na	na	na	284	na	na	285
Nb	na	na	na	na	21.9	na	na	22.0
Cs	na	na	na	na	11.3	na	na	10.4
Ba	na	na	na	na	664	na	na	647
La	na	na	na	na	47.8	na	na	47.6
Ce	na	na	na	na	89.7	na	na	82.0
Pr	na	na	na	na	11.8	na	na	11.5
Nd	na	na	na	na	45.0	na	na	44.0
Sm	na	na	na	na	9.42	na	na	9.13
Eu	na	na	na	na	1.79	na	na	1.75
Gd	na	na	na	na	8.82	na	na	8.23
Tb	na	na	na	na	1.42	na	na	1.32
Dy	na	na	na	na	8.14	na	na	7.47
Ho	na	na	na	na	1.73	na	na	1.57
Er	na	na	na	na	4.60	na	na	4.17
Tm	na	na	na	na	0.68	na	na	0.63
Yb	na	na	na	na	4.25	na	na	4.00
Lu	na	na	na	na	0.66	na	na	0.61
Hf	na	na	na	na	7.15	na	na	7.10
Ta	na	na	na	na	1.76	na	na	1.76
Pb	na	na	na	na	25.6	na	na	24.6
Th	na	na	na	na	14.9	na	na	14.9
U	na	na	na	na	5.12	na	na	5.22
A/CNK	0.89	0.92	0.87	0.95	0.89	0.90	0.94	0.88
mg# ^(*)	31.0	28.0	29.8	23.5	30.4	29.0	34.2	20.6
Ti	5396	5455	5396	5635	5455	5515	5575	5455
Ti/Zr ^(**)	22.2	22.8	22.7	22.4	22.9	22.9	23.3	22.7
Ti/Y ^(**)	131	130	133	95	111	80	52	123

DCS: Dacito Caxias do Sul

ABBC: Andesito basáltico Barros Cassal

ABC: Andesito Barros Cassal

DBC: Dacito Barros Cassal

RSM: Riólito Santa Maria

na = não analisado nd = não detectado ou abaixo do índice de detecção

(*) mg# = $100 * [Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})]$

(**) = razão de elementos quantificados por FRX

Amostra	GX137	GX10	GX09	GX157	GX94	GX113	GX58	GX145
Sequência	ABBC	ABBC	ABBC	ABBC	ABC	ABC	DBC	DBC
UTM (Lat)	365178	355752	338755	350790	336517	348200	339640	337267
UTM (Lon)	6780835	6780767	6773445	6785169	6761589	6777230	6763813	6763202
Alt (m)	370	362	322	400	310	440	439	402

Elementos Maiores FRX (%)

SiO ₂	54.05	54.53	55.10	55.17	56.96	56.96	62.93	64.09
TiO ₂	1.74	1.72	1.71	1.70	1.49	1.49	1.20	1.22
Al ₂ O ₃	12.79	12.76	12.83	12.71	12.57	12.62	12.39	12.48
Fe ₂ O ₃	15.06	14.20	13.76	14.13	12.21	12.10	9.01	9.12
MnO	0.20	0.22	0.18	0.24	0.17	0.17	0.15	0.14
MgO	3.40	3.31	3.14	3.22	2.81	2.77	1.46	1.37
CaO	7.57	6.97	6.96	7.23	6.42	6.36	4.13	3.50
Na ₂ O	2.71	2.56	2.69	2.75	2.77	2.82	2.73	2.98
K ₂ O	1.31	2.48	1.88	1.75	1.78	1.93	3.48	3.42
P ₂ O ₅	0.30	0.29	0.30	0.29	0.29	0.29	0.35	0.35
LOI	0.90	0.24	0.68	0.52	1.22	1.22	1.64	1.08
Total	100.02	99.28	99.23	99.71	98.69	98.73	99.47	99.76

Elementos Menores e Traços FRX (ppm)

Ba	342	354	328	512	400	596	641	647
Ce	92.2	73.2	71.7	79.6	92.4	69.5	104.3	86.7
Co	34.0	33.5	36.3	37.6	28.4	32.3	14.8	13.7
Cr	nd	nd	nd	16.2	nd	nd	nd	nd
Cu	145	161	166	196	152	157	89.7	61.8
F	nd	nd	nd	nd	998	576	nd	nd
Ga	17.9	19.8	21.7	17.4	19.3	21.3	19.0	16.2
La	22.4	nd	18.6	31.5	nd	30.9	45.2	54.0
Nb	14.9	13.2	14.0	14.9	14.8	15.2	17.7	18.4
Nd	46.5	52.9	46.3	58.1	29.9	52.5	40.4	69.1
Ni	22.9	22.4	21.3	22.8	17.4	17.2	5.7	7.30
Pb	8.6	16.2	14.0	11.3	18.0	31.2	15.9	8.60
Rb	73	89	75	87	111	98	219	127
Sc	32.3	38.6	39.0	34.4	28.9	29.4	19.0	19.3
Sr	165	161	167	170	173	174	174	129
Th	8.3	12.0	11.2	9.6	11.8	10.0	15.5	9.30
U	3.90	8.60	8.60	4.60	5.60	4.70	5.60	nd
V	390	381	399	376	307	281	79.2	103
Y	38.6	40.1	38.4	43.7	41.1	45.4	66.4	67.3
Zn	112	114	116	123	107	107	117	104
Zr	174	175	175	175	203	207	286	281

Amostra	GX137	GX10	GX09	GX157	GX94	GX113	GX58	GX145
Sequência	ABBC	ABBC	ABBC	ABBC	ABC	ABC	DBC	DBC
<i>Elementos Traços e Terras Raras ICP-MS (ppm)</i>								
Rb	na	na	79.2	95.5	116	103	na	na
Sr	na	na	171	187	164	172	na	na
Y	na	na	40.8	46.6	42.9	48.2	na	na
Zr	na	na	191	189	209	229	na	na
Nb	na	na	14.5	14.2	17.6	16.1	na	na
Cs	na	na	2.61	4.99	6.46	6.06	na	na
Ba	na	na	336	500	409	603	na	na
La	na	na	26.2	27.6	29.9	32.0	na	na
Ce	na	na	50.8	52.4	60.8	62.8	na	na
Pr	na	na	6.82	7.05	7.69	8.18	na	na
Nd	na	na	27.7	28.9	31.1	32.8	na	na
Sm	na	na	6.39	6.78	7.09	7.41	na	na
Eu	na	na	1.72	1.79	1.72	1.80	na	na
Gd	na	na	6.87	7.50	7.54	7.75	na	na
Tb	na	na	1.17	1.26	1.26	1.30	na	na
Dy	na	na	6.88	7.53	7.43	7.76	na	na
Ho	na	na	1.52	1.67	1.62	1.74	na	na
Er	na	na	4.06	4.48	4.48	4.70	na	na
Tm	na	na	0.62	0.68	0.67	0.73	na	na
Yb	na	na	3.85	4.24	4.13	4.51	na	na
Lu	na	na	0.59	0.65	0.63	0.70	na	na
Hf	na	na	4.96	4.98	5.61	5.77	na	na
Ta	na	na	0.96	0.94	1.15	1.09	na	na
Pb	na	na	10.6	11.3	12.6	13.0	na	na
Th	na	na	7.17	7.22	8.62	9.03	na	na
U	na	na	1.92	2.12	2.42	2.46	na	na
A/CNK	0.65	0.65	0.67	0.65	0.69	0.69	0.79	0.83
mg# ^(*)	30.9	31.6	31.2	31.2	31.3	31.2	24.3	23.0
Ti	10431	10371	10192	10491	9172	9112	7374	7434
Ti/Zr ^(**)	59.7	59.4	58.1	60.5	45.3	44.1	25.8	26.4
Ti/Y ^(**)	272	259	233	272	223	201	111	110

DCS: Dacito Caxias do Sul

ABBC: Andesito basáltico Barros Cassal

ABC: Andesito Barros Cassal

DBC: Dacito Barros Cassal

RSM: Riólito Santa Maria

na = não analisado nd = não detectado ou abaixo do índice de detecção

(*) mg# = $100 * [Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})]$

(**) = razão de elementos quantificados por FRX

Amostra	RS73A	GX13	GX15	GX22	GX59	GX27M	GX95	GX112
Seqüência	DBC	DBC	DBC	DBC	DBC	DBC	DBC	DBC
UTM (Lat)	340350	354823	354415	343669	339685	340347	336631	348077
UTM (Lon)	6763229	6781361	6781352	6771480	6763788	6765230	6761359	6777259
Alt (m)	423	458	472	518	428	403	385	464
Elementos Maiores FRX (%)								
SiO ₂	62.99	63.35	64.16	63.37	64.87	62.99	62.82	63.44
TiO ₂	1.19	1.21	1.20	1.21	1.21	1.21	1.20	1.19
Al ₂ O ₃	12.49	12.62	12.46	12.57	12.34	12.41	12.32	12.28
Fe ₂ O ₃	8.88	8.96	8.54	8.89	7.79	8.90	8.87	8.90
MnO	0.15	0.15	0.10	0.15	0.12	0.16	0.16	0.09
MgO	1.55	1.56	1.35	1.42	1.47	1.47	1.47	1.33
CaO	4.24	4.25	3.30	4.23	3.37	3.41	4.16	3.17
Na ₂ O	3.62	2.97	3.08	3.64	3.01	3.15	3.18	3.04
K ₂ O	2.21	2.76	3.89	2.51	3.84	3.63	2.84	3.94
P ₂ O ₅	0.34	0.35	0.35	0.34	0.34	0.34	0.35	0.35
LOI	2.02	1.70	1.12	1.10	0.76	1.28	1.56	1.16
Total	99.68	99.87	99.54	99.43	99.12	98.95	98.93	98.89
Elementos Menores e Traços FRX (ppm)								
Ba	848	703	613	636	617	577	619	623
Ce	71.3	48.1	61.6	85.9	101.3	89.4	84.1	38.0
Co	14.9	14.7	14.2	17.0	15.6	12.7	15.4	12.0
Cr	29.7	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Cu	81.3	91.3	86.3	89.6	74.0	84.6	91.0	69.0
F	nd	nd	nd	nd	837	744	525	970
Ga	20.7	20.0	20.4	19.2	18.9	19.5	19.7	19.0
La	43.3	69.1	46.4	54.0	42.4	39.2	43.5	87.0
Nb	18.4	17.9	17.6	18.3	18.1	18.2	18.1	18.0
Nd	50.2	64.2	48.0	60.7	39.7	35.5	48.3	98.0
Ni	9.70	5.40	4.90	5.20	6.60	5.90	5.30	7.00
Pb	19.5	13.9	13.2	14.3	15.6	15.8	18.3	17.0
Rb	171	168	179	142	161	197	205	193
Sc	19.9	20.8	20.4	21.5	17.7	21.2	20.6	21.0
Sr	167	168	144	159	161	155	163	151
Th	14.9	16.5	14.4	13.8	12.9	12.6	14.1	13.0
U	4.20	5.90	7.90	5.10	4.80	6.00	4.90	5.00
V	98.0	96.2	113	87.7	85.3	91.7	98.9	94.0
Y	58.8	92.8	57.9	55.1	58.4	55.6	58.4	103
Zn	105	108	103	108	108	101	107	113
Zr	294	293	291	287	290	286	291	287

Amostra	RS73A	GX13	GX15	GX22	GX59	GX27M	GX95	GX112
Sequência	DBC	DBC	DBC	DBC	DBC	DBC	DBC	DBC
<i>Elementos Traços e Terras Raras ICP-MS (ppm)</i>								
Rb	188	na	na	143	na	na	222	na
Sr	169	na	na	165	na	na	166	na
Y	56.5	na	na	57.4	na	na	57.1	na
Zr	341	na	na	341	na	na	333	na
Nb	20.5	na	na	20.6	na	na	20.5	na
Cs	7.44	na	na	7.71	na	na	7.90	na
Ba	845	na	na	657	na	na	667	na
La	45.5	na	na	46.1	na	na	45.5	na
Ce	88.4	na	na	90.6	na	na	90.8	na
Pr	11.7	na	na	11.9	na	na	11.7	na
Nd	46.0	na	na	46.8	na	na	46.0	na
Sm	10.1	na	na	10.2	na	na	10.1	na
Eu	2.16	na	na	2.19	na	na	2.14	na
Gd	10.1	na	na	10.2	na	na	10.0	na
Tb	1.69	na	na	1.70	na	na	1.66	na
Dy	9.85	na	na	9.91	na	na	9.73	na
Ho	2.13	na	na	2.16	na	na	2.11	na
Er	5.72	na	na	5.75	na	na	5.76	na
Tm	0.87	na	na	0.87	na	na	0.87	na
Yb	5.45	na	na	5.49	na	na	5.46	na
Lu	0.83	na	na	0.84	na	na	0.82	na
Hf	8.39	na	na	8.40	na	na	8.36	na
Ta	1.44	na	na	1.50	na	na	0.82	na
Pb	18.6	na	na	18.8	na	na	18.3	na
Th	13.6	na	na	14.0	na	na	13.6	na
U	3.66	na	na	3.74	na	na	3.66	na
A/CNK	0.78	0.81	0.82	0.77	0.81	0.81	0.78	0.82
mg# ^(*)	25.7	25.7	23.8	24.0	27.2	24.7	24.7	22.8
Ti	7254	7374	7314	7374	7374	7374	7434	7314
Ti/Zr ^(**)	24.7	25.1	25.2	25.7	25.4	25.8	25.5	25.5
Ti/Y ^(**)	123	79	126	134	126	133	127	71.1

DCS: Dacito Caxias do Sul

ABBC: Andesito basáltico Barros Cassal

ABC: Andesito Barros Cassal

DBC: Dacito Barros Cassal

RSM: Riólito Santa Maria

na = não analisado nd = não detectado ou abaixo do índice de detecção

(*) mg# = $100 * [Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})]$

(**) = razão de elementos quantificados por FRX

Amostra	GX131	RS73B	RS73C	RS74A	TF2B	RS82A	RS96	RS97A
Seqüência	DBC	RSM	RSM	RSM	RSM	RSM	RSM	RSM
UTM (Lat)	349003	340350	340350	339770	339770	340649	339527	339536
UTM (Lon)	6785609	6763229	6763229	6760652	6760652	6765845	6760112	6760000
Alt (m)	431	423	423	481	481	444	521	520

Elementos Maiores FRX (%)

SiO ₂	63.60	69.32	71.78	68.31	70.05	69.52	70.50	69.22
TiO ₂	1.23	0.66	0.66	0.67	0.69	0.66	0.68	0.68
Al ₂ O ₃	12.47	12.18	12.21	11.90	12.21	12.21	12.48	12.26
Fe ₂ O ₃	9.07	4.93	4.71	5.16	5.33	4.96	5.01	5.15
MnO	0.15	0.09	0.06	0.09	0.10	0.10	0.06	0.09
MgO	1.45	0.59	0.49	0.85	0.60	0.59	0.52	0.66
CaO	4.26	2.01	1.45	2.15	2.22	2.01	1.66	2.14
Na ₂ O	3.74	3.02	2.66	2.68	2.73	2.89	2.60	2.68
K ₂ O	2.38	3.97	4.93	3.91	4.50	4.22	4.96	3.99
P ₂ O ₅	0.35	0.19	0.18	0.20	0.20	0.19	0.19	0.20
LOI	0.93	3.35	1.30	3.29	0.94	2.68	1.56	3.20
Total	99.62	100.30	100.43	99.21	99.57	100.03	100.22	100.27

Elementos Menores e Traços FRX (ppm)

Ba	609	698	680	932	729	694	651	692
Ce	91.1	75.6	38.4	112	113	90.1	91.4	56.1
Co	19.6	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Cr	45.1	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Cu	91.8	20.0	19.4	nd	nd	14.3	25.2	14.0
F	692	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ga	15.0	19.2	19.5	nd	nd	19.4	19.6	19.4
La	56.1	47.1	57.3	53.3	52.9	65.0	40.7	52.1
Nb	19.2	26.5	26.1	25.8	25.8	27.1	26.5	26.7
Nd	50.7	49.3	51.3	50.1	50.1	46.5	33.8	49.1
Ni	7.40	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Pb	9.60	29.4	27.2	30.4	30.2	26.7	26.9	31.7
Rb	118	238	220	218	211	248	210	262
Sc	20.0	13.4	14.2	nd	nd	13.9	nd	14.4
Sr	153	104	99.0	115	108	103	95.4	110
Th	8.40	21.6	21.6	18.5	18.6	20.4	22.8	22.0
U	2.60	9.30	8.30	5.86	5.32	8.90	7.70	8.60
V	92.8	24.1	39.3	nd	nd	25.6	20.8	29.3
Y	52.7	55.1	57.9	55.0	55.6	64.2	49.5	54.6
Zn	107	79.8	82.8	nd	nd	80.4	79.9	80.9
Zr	285	304	300	342	345	310	303	304

Amostra	GX131	RS73B	RS73C	RS74A	TF2B	RS82A	RS96	RS97A
Sequência	DBC	RSM	RSM	RSM	RSM	RSM	RSM	RSM
<i>Elementos Traços e Terras Raras ICP-MS (ppm)</i>								
Rb	132	261	na	218	211	na	na	na
Sr	166	105	na	115	108	na	na	na
Y	57.8	56.0	na	55.0	55.6	na	na	na
Zr	347	350	na	342	345	na	na	na
Nb	20.9	25.4	na	25.8	25.8	na	na	na
Cs	6.97	13.1	na	12.0	11.8	na	na	na
Ba	643	782	na	932	729	na	na	na
La	46.7	54.6	na	53.3	52.9	na	na	na
Ce	91.1	114	na	112	113	na	na	na
Pr	12.0	13.5	na	13.2	13.2	na	na	na
Nd	47.5	51.7	na	50.1	50.1	na	na	na
Sm	10.4	10.8	na	10.5	10.6	na	na	na
Eu	2.21	1.87	na	1.86	1.87	na	na	na
Gd	10.4	10.1	na	9.86	9.98	na	na	na
Tb	1.71	1.68	na	1.65	1.67	na	na	na
Dy	10.1	9.69	na	9.44	9.67	na	na	na
Ho	2.18	2.08	na	2.03	2.08	na	na	na
Er	5.85	5.58	na	5.48	5.57	na	na	na
Tm	0.89	0.86	na	0.83	0.86	na	na	na
Yb	5.56	5.41	na	5.25	5.36	na	na	na
Lu	0.84	0.81	na	0.79	0.80	na	na	na
Hf	8.66	9.05	na	8.85	8.98	na	na	na
Ta	1.53	0.36	na	1.78	1.75	na	na	na
Pb	19.3	31.5	na	30.4	30.2	na	na	na
Th	14.1	19.0	na	18.5	18.6	na	na	na
U	3.80	6.03	na	5.86	5.32	na	na	na
A/CNK	0.76	0.94	0.99	0.95	0.91	0.94	0.99	0.97
mg# ^(*)	24.1	19.2	17.0	24.7	18.3	19.2	17.1	20.2
Ti	7434	4077	3957	4197	4197	4077	4137	4197
Ti/Zr ^(**)	26.1	13.4	13.2	12.3	12.2	13.2	13.6	13.8
Ti/Y ^(**)	141	74.0	68.3	76.3	75.5	63.5	83.6	76.9

DCS: Dacito Caxias do Sul

ABBC: Andesito basáltico Barros Cassal

ABC: Andesito Barros Cassal

DBC: Dacito Barros Cassal

RSM: Riólito Santa Maria

na = não analisado nd = não detectado ou abaixo do índice de detecção

(*) mg# = $100 * [Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})]$

(**) = razão de elementos quantificados por FRX

Amostra	RS97B	RS98C	GX04T	GX04B	GX05	GX16	GX17	GX19
Seqüência	RSM	RSM	RSM	RSM	RSM	RSM	RSM	RSM
UTM (Lat)	339571	340533	340533	340533	341039	353968	353214	344958
UTM (Lon)	6759777	6756699	6756699	6756699	6753900	6781642	6782138	6779143
Alt (m)	515	561	561	560	600	485	575	550

Elementos Maiores FRX (%)

SiO ₂	71.04	70.70	70.62	70.82	70.65	70.66	70.39	68.34
TiO ₂	0.67	0.67	0.67	0.69	0.66	0.66	0.67	0.68
Al ₂ O ₃	12.14	12.36	12.68	12.46	12.26	12.61	12.35	12.41
Fe2O3	5.02	5.04	4.68	5.20	4.80	4.82	5.06	5.13
MnO	0.04	0.04	0.05	0.04	0.06	0.06	0.08	0.05
MgO	0.55	0.62	0.58	0.45	0.67	0.36	0.56	0.62
CaO	1.61	0.95	0.73	1.45	1.51	1.19	1.78	1.73
Na ₂ O	2.57	2.13	2.18	2.54	2.62	2.50	2.61	1.87
K2O	4.76	4.91	4.97	4.81	4.83	5.40	5.43	4.48
P ₂ O ₅	0.19	0.19	0.20	0.20	0.19	0.20	0.19	0.20
LOI	1.46	2.04	2.20	1.52	1.44	1.42	0.96	4.40
Total	100.06	99.65	99.56	100.18	99.69	99.87	100.08	99.90

Elementos Menores e Traços FRX (ppm)

Ba	672	638	822	613	656	704	643	1020
Ce	41.2	64.9	nd	91.2	107.4	64.0	83.9	83.7
Co	5.5	nd	7.2	nd	nd	nd	nd	nd
Cr	19.3	30.2	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Cu	16.0	23.2	18.8	20.8	18.9	17.6	17.2	18.8
F	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ga	19.3	19.5	19.1	19.8	18.1	18.5	17.7	19.1
La	58.8	40.6	76.0	39.5	54.7	78.5	53.6	90.4
Nb	25.9	26.2	26.6	25.5	25.9	26.7	26.3	25.1
Nd	38.2	46.3	111.2	44.0	44.2	76.0	38.9	48.9
Ni	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Pb	28.1	28.2	18.7	16.3	17.2	18.6	20.3	18.9
Rb	207	210	222	205	201	235	219	265
Sc	nd	14.2	14.5	16.3	14.6	13.7	16.0	13.3
Sr	98.9	55.1	72.4	85.0	89.5	79.7	86.3	125
Th	19.7	21.8	21.8	22.4	21.9	23.0	22.1	23.7
U	7.80	8.00	11.1	10.4	10.4	9.60	11.1	12.9
V	40.7	52.6	24.4	29.9	14.6	27.5	13.3	18.1
Y	60.3	49.8	246.7	48.6	52.6	85.4	54.6	70.9
Zn	80.3	73.6	85.5	78.1	81.1	80.6	78.3	91.6
Zr	297	303	311	308	305	312	312	305

Amostra	RS97B	RS98C	GX04T	GX04B	GX05	GX16	GX17	GX19
Sequência	RSM	RSM	RSM	RSM	RSM	RSM	RSM	RSM
<i>Elementos Traços e Terras Raras ICP-MS (ppm)</i>								
Rb	na	na	na	na	na	na	na	na
Sr	na	na	na	na	na	na	na	na
Y	na	na	na	na	na	na	na	na
Zr	na	na	na	na	na	na	na	na
Nb	na	na	na	na	na	na	na	na
Cs	na	na	na	na	na	na	na	na
Ba	na	na	na	na	na	na	na	na
La	na	na	na	na	na	na	na	na
Ce	na	na	na	na	na	na	na	na
Pr	na	na	na	na	na	na	na	na
Nd	na	na	na	na	na	na	na	na
Sm	na	na	na	na	na	na	na	na
Eu	na	na	na	na	na	na	na	na
Gd	na	na	na	na	na	na	na	na
Tb	na	na	na	na	na	na	na	na
Dy	na	na	na	na	na	na	na	na
Ho	na	na	na	na	na	na	na	na
Er	na	na	na	na	na	na	na	na
Tm	na	na	na	na	na	na	na	na
Yb	na	na	na	na	na	na	na	na
Lu	na	na	na	na	na	na	na	na
Hf	na	na	na	na	na	na	na	na
Ta	na	na	na	na	na	na	na	na
Pb	na	na	na	na	na	na	na	na
Th	na	na	na	na	na	na	na	na
U	na	na	na	na	na	na	na	na
<hr/>								
A/CNK	0.99	1.17	1.23	1.04	1.00	1.04	0.92	1.12
mg# ^(*)	17.9	19.7	19.8	14.7	21.6	13.0	17.8	19.3
Ti	4077	4137	4137	4197	4017	4017	4077	4256
Ti/Zr ^(**)	13.7	13.6	13.3	13.6	13.2	12.9	13.1	14.0
Ti/Y ^(**)	67.6	83.1	16.8	86.3	76.4	47.0	74.7	60.0

DCS: Dacito Caxias do Sul

ABBC: Andesito basáltico Barros Cassal

ABC: Andesito Barros Cassal

DBC: Dacito Barros Cassal

RSM: Riólito Santa Maria

na = não analisado nd = não detectado ou abaixo do índice de detecção

(*) mg# = $100 * [Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})]$

(**) = razão de elementos quantificados por FRX

Amostra	GX21A	GX21B	GX23	GX26	GX28	GX34	GX35	GX36
Seqüência	RSM	RSM	RSM	RSM	RSM	RSM	RSM	RSM
UTM (Lat)	344743	344743	341471	339950	355540	344184	344765	344739
UTM (Lon)	6780511	6780511	6767966	6764059	6809129	6780702	6780763	6781265
Alt (m)	606	606	496	436	712	586	622	641

Elementos Maiores FRX (%)

SiO ₂	70.71	71.97	70.34	69.17	71.02	69.73	69.36	70.33
TiO ₂	0.67	0.64	0.67	0.66	0.69	0.66	0.65	0.66
Al ₂ O ₃	12.36	11.85	12.30	12.11	12.52	12.30	12.15	12.21
Fe ₂ O ₃	4.91	4.83	4.81	4.94	4.57	4.96	4.99	5.18
MnO	0.04	0.07	0.08	0.09	0.04	0.08	0.08	0.09
MgO	0.59	0.15	0.50	0.64	0.53	0.63	0.61	0.43
CaO	1.09	1.08	2.11	2.01	1.41	1.99	1.93	1.72
Na ₂ O	2.40	2.43	2.66	3.07	2.69	2.85	2.44	2.66
K ₂ O	5.63	5.72	4.97	3.43	4.90	4.13	4.63	4.88
P ₂ O ₅	0.19	0.20	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19
LOI	1.46	0.84	1.50	3.62	1.40	2.64	3.00	1.28
Total	100.05	99.78	100.13	99.92	99.96	100.17	100.03	99.63

Elementos Menores e Traços FRX (ppm)

Ba	655	813	666	630	693	693	725	650
Ce	67.2	92.1	70.3	85.6	51.1	64.6	79.3	94.2
Co	nd	nd	nd	6.9	nd	7.4	6.0	nd
Cr	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Cu	15.3	19.6	20.8	19.0	21.3	20.8	19.0	18.0
F	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ga	18.2	18.2	19.0	18.0	19.1	18.7	18.7	18.6
La	39.2	47.9	70.6	58.2	49.2	75.0	51.9	61.1
Nb	25.7	25.2	26.3	25.6	26.3	26.1	25.5	25.4
Nd	49.7	45.5	44.8	48.5	43.5	59.1	40.6	52.8
Ni	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Pb	16.4	19.3	17.2	18.8	17.9	18.0	17.8	17.4
Rb	233	232	207	242	212	235	257	209
Sc	12.0	15.6	14.8	13.4	13.5	13.0	12.8	14.3
Sr	70.2	80.0	99.4	107	96.2	103	101	97.0
Th	20.2	21.9	22.8	20.9	22.5	21.3	22.5	21.0
U	9.80	9.40	8.40	11.1	10.6	11.0	11.2	9.50
V	8.5	27.3	26.6	18.6	39.0	12.6	17.7	10.9
Y	49.6	54.3	57.1	55.4	54.7	76.3	67.8	54.8
Zn	81.5	75.1	79.0	81.1	81.7	85.2	83.4	82.1
Zr	308	300	310	310	314	309	310	307

Amostra	GX21A	GX21B	GX23	GX26	GX28	GX34	GX35	GX36
Sequência	RSM	RSM	RSM	RSM	RSM	RSM	RSM	RSM
<i>Elementos Traços e Terras Raras ICP-MS (ppm)</i>								
Rb	na	na	na	na	na	na	276	na
Sr	na	na	na	na	na	na	108	na
Y	na	na	na	na	na	na	69.7	na
Zr	na	na	na	na	na	na	346	na
Nb	na	na	na	na	na	na	26.6	na
Cs	na	na	na	na	na	na	16.3	na
Ba	na	na	na	na	na	na	853	na
La	na	na	na	na	na	na	67.2	na
Ce	na	na	na	na	na	na	118	na
Pr	na	na	na	na	na	na	16.7	na
Nd	na	na	na	na	na	na	64.4	na
Sm	na	na	na	na	na	na	13.7	na
Eu	na	na	na	na	na	na	2.42	na
Gd	na	na	na	na	na	na	13.1	na
Tb	na	na	na	na	na	na	2.16	na
Dy	na	na	na	na	na	na	12.4	na
Ho	na	na	na	na	na	na	2.64	na
Er	na	na	na	na	na	na	7.10	na
Tm	na	na	na	na	na	na	1.08	na
Yb	na	na	na	na	na	na	6.79	na
Lu	na	na	na	na	na	na	1.02	na
Hf	na	na	na	na	na	na	9.21	na
Ta	na	na	na	na	na	na	1.87	na
Pb	na	na	na	na	na	na	31.8	na
Th	na	na	na	na	na	na	19.1	na
U	na	na	na	na	na	na	6.01	na
A/CNK	1.03	0.98	0.90	0.98	1.02	0.96	0.97	0.96
mg# ^(*)	19.3	5.7	17.2	20.3	18.7	20.2	19.5	14.2
Ti	4017	3897	4077	4077	4197	4077	4017	4017
Ti/Zr ^(**)	13.1	13.0	13.2	13.2	13.4	13.2	12.9	13.1
Ti/Y ^(**)	81.0	71.8	71.4	73.6	76.7	53.4	59.2	73.3

DCS: Dacito Caxias do Sul

ABBC: Andesito basáltico Barros Cassal

ABC: Andesito Barros Cassal

DBC: Dacito Barros Cassal

RSM: Riólito Santa Maria

na = não analisado nd = não detectado ou abaixo do índice de detecção

(*) mg# = $100 * [Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})]$

(**) = razão de elementos quantificados por FRX

Amostra	GX65A	GX65E	GX65F	GX108	GX109	GX111	GX115	GX140
Seqüência	RSM	RSM	RSM	RSM	RSM	RSM	RSM	RSM
UTM (Lat)	338500	338500	338500	340293	345656	347082	348311	340841
UTM (Lon)	6761700	6761700	6761700	6779376	6778411	6777428	6779616	6766109
Alt (m)	500	500	500	476	551	530	507	

Elementos Maiores FRX (%)

SiO ₂	69.68	70.20	70.51	69.67	68.65	68.70	70.58	68.48
TiO ₂	0.66	0.68	0.67	0.67	0.66	0.67	0.65	0.68
Al ₂ O ₃	12.03	12.16	12.16	12.11	12.10	12.09	11.86	12.58
Fe ₂ O ₃	5.59	5.01	5.00	5.09	4.98	5.17	4.67	5.33
MnO	0.09	0.10	0.10	0.08	0.08	0.09	0.06	0.06
MgO	0.76	0.81	0.52	0.73	0.55	0.67	0.36	0.67
CaO	1.74	1.61	1.94	2.06	1.75	1.98	0.79	1.92
Na ₂ O	2.65	2.51	2.78	2.70	2.46	2.85	2.15	2.43
K ₂ O	4.75	4.79	4.75	4.03	4.18	3.73	6.74	3.75
P ₂ O ₅	0.18	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.18	0.19
LOI	0.89	1.22	0.56	2.37	3.75	3.02	0.98	3.83
Total	99.03	99.27	99.17	99.70	99.35	99.15	99.03	99.93

Elementos Menores e Traços FRX (ppm)

Ba	661	631	626	667	671	632	602	590
Ce	86.9	106	97.9	95.0	90.8	67.8	69.2	90.7
Co	5.5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	6.5
Cr	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	103
Cu	18.8	20.7	18.0	20.0	19.2	19.4	18.2	18.3
F	732	579	nd	717	514	560	725	751
Ga	18.4	18.2	18.0	15.0	18.1	17.6	17.0	15.4
La	59.9	51.9	51.9	49.0	67.1	83.2	75.1	50.3
Nb	25.3	25.0	25.8	23.0	26.0	26.4	24.3	23.9
Nd	38.3	33.0	32.4	36.0	39.2	47.8	51.8	48.5
Ni	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Pb	22.5	19.7	21.6	19.5	20.5	18.8	20.9	13.9
Rb	194	203	214	254	260	229	272	201
Sc	nd	15.5	14.5	nd	15.1	13.9	nd	13.8
Sr	96.7	86.0	99.0	120	107	109	53.4	109
Th	14.3	18.0	14.0	11.0	15.0	14.5	15.2	12.1
U	4.20	7.50	7.50	nd	7.90	5.20	7.40	nd
V	15.1	15.9	28.2	27.0	13.4	14.2	23.0	27.3
Y	55.5	54.0	57.3	53.0	63.2	70.7	58.7	55.7
Zn	80.5	75.4	74.0	81.0	77.8	82.8	69.9	77.4
Zr	304	299	307	294	304	305	298	302

Amostra	GX65A	GX65E	GX65F	GX108	GX109	GX111	GX115	GX140
Sequência	RSM	RSM	RSM	RSM	RSM	RSM	RSM	RSM
<i>Elementos Traços e Terras Raras ICP-MS (ppm)</i>								
Rb	na	na	na	285	na	na	302	na
Sr	na	na	na	127	na	na	57.4	na
Y	na	na	na	56.1	na	na	59.6	na
Zr	na	na	na	355	na	na	354	na
Nb	na	na	na	26.2	na	na	26.2	na
Cs	na	na	na	12.7	na	na	13.7	na
Ba	na	na	na	717	na	na	676	na
La	na	na	na	54.3	na	na	76.8	na
Ce	na	na	na	113	na	na	111	na
Pr	na	na	na	13.5	na	na	18.7	na
Nd	na	na	na	51.6	na	na	70.6	na
Sm	na	na	na	10.9	na	na	14.0	na
Eu	na	na	na	1.89	na	na	2.38	na
Gd	na	na	na	10.1	na	na	12.0	na
Tb	na	na	na	1.68	na	na	1.94	na
Dy	na	na	na	9.71	na	na	10.9	na
Ho	na	na	na	2.07	na	na	2.27	na
Er	na	na	na	5.61	na	na	6.03	na
Tm	na	na	na	0.85	na	na	0.91	na
Yb	na	na	na	5.39	na	na	5.71	na
Lu	na	na	na	0.81	na	na	0.84	na
Hf	na	na	na	9.11	na	na	9.02	na
Ta	na	na	na	1.82	na	na	1.82	na
Pb	na	na	na	31.7	na	na	30.7	na
Th	na	na	na	19.2	na	na	19.0	na
U	na	na	na	5.96	na	na	5.15	na
A/CNK	0.95	0.99	0.92	0.96	1.03	0.98	0.97	1.09
mg# ^(*)	21.1	24.3	17.2	22.1	18.1	20.5	13.3	20.0
Ti	4077	4137	4077	4137	4137	4137	4017	4256
Ti/Zr ^(**)	13.4	13.9	13.3	14.07	13.6	13.5	13.5	14.1
Ti/Y ^(**)	73.5	76.6	71.1	78.0	65.5	58.5	68.4	76.4

DCS: Dacito Caxias do Sul

ABBC: Andesito basaltico Barros Cassal

ABC: Andesito Barros Cassal

DBC: Dacito Barros Cassal

RSM: Riolito Santa Maria

na = não analisado nd = não detectado ou abaixo do índice de detecção

(*) mg# = $100 * [Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})]$

(**) = razão de elementos quantificados por FRX

Amostra	NOD65	ND-2H	ND-3M	ND-2M
Sequência	Enclave	Enclave	Enclave	Enclave
UTM (Lat)	338500	339770	339770	339770
UTM (Lon)	6761700	6760652	6760652	6760652
Alt (m)	520	481	481	481

Elementos Maiores FRX (%)

SiO ₂	61.91	65.84	67.68	70.43
TiO ₂	0.71	0.75	0.743	0.69
Al ₂ O ₃	12.69	13.58	13.3	12.05
Fe ₂ O ₃	5.47	6.64	6.22	5.92
MnO	0.25	0.104	0.095	0.061
MgO	0.56	0.57	0.56	0.77
CaO	6.25	2.5	2.11	1.54
Na ₂ O	3.17	3.1	3.08	2.38
K ₂ O	4.69	5.4	5.29	4.26
P ₂ O ₅	0.21	0.211	0.207	0.199
LOI	3.80	1.02	0.7	1.79
Total	99.71	99.715	99.985	100.09

Elementos Menores e Traços FRX (ppm)

Ba	723	714	714	639.4
Ce	111	105	108	88.7
Co	6.0	7.90	8.30	nd
Cr	nd	nd	nd	nd
Cu	11.2	8.30	5.40	8.90
F	713	416	382	761
Ga	14.8	18.3	16.3	15.9
La	47.1	48.2	57	42.8
Nb	24.2	26.3	25.1	22.5
Nd	56.1	45.2	47.5	35.6
Ni	nd	nd	nd	nd
Pb	17.3	29.3	34	17.1
Rb	202	244	232	169.9
Sc	17.3	16.9	16.9	14.0
Sr	102	102.1	101	94.5
Th	14.5	20.0	18.6	16.9
U	4.20	13.0	10.5	11.0
V	12.5	26.7	19.4	15.7
Y	63.4	56.4	51.5	92.1
Zn	80.8	77.7	79.4	83.8
Zr	310	341	336	298

Amostra	NOD65	ND-2H	ND-3M	ND-2M
Sequência	Enclave	Enclave	Enclave	Enclave
Elementos Traços e Terras Raras ICP-MS (ppm)				
Rb	213	na	na	na
Sr	108	na	na	na
Y	63.5	na	na	na
Zr	362	na	na	na
Nb	30.0	na	na	na
Cs	10.5	na	na	na
Ba	740	na	na	na
La	52.2	na	na	na
Ce	137	na	na	na
Pr	13.6	na	na	na
Nd	53.4	na	na	na
Sm	11.8	na	na	na
Eu	1.85	na	na	na
Gd	12.1	na	na	na
Tb	1.95	na	na	na
Dy	10.9	na	na	na
Ho	2.29	na	na	na
Er	6.22	na	na	na
Tm	0.92	na	na	na
Yb	5.54	na	na	na
Lu	0.84	na	na	na
Hf	9.21	na	na	na
Ta	2.40	na	na	na
Pb	31.2	na	na	na
Th	19.9	na	na	na
U	6.78	na	na	na
A/CNK	0.59			
mg# ^(*)	16.8			
Ti	4436			
Ti/Zr ^(**)	14.3			
Ti/Y ^(**)	70.0			

DCS: Dacito Caxias do Sul

ABBC: Andesito basaltico Barros Cassal

ABC: Andesito Barros Cassal

DBC: Dacito Barros Cassal

RSM: Riolito Santa Maria

na = não analisado nd = não detectado ou abaixo do índice de d

(*) mg# = $100 * [Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})]$

(**) = razão de elementos quantificados por FRX