

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA-ESTRUTURAL E  
GEOQUÍMICA DOS RIOLITOS DA PROVÍNCIA MAGMÁTICA  
PARANÁ NA REGIÃO DE SOLEDADE (RS)**

**Letícia Freitas Guimarães**

Orientador: Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

Co-orientadora: Liza Angélica Polo

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA**

**(TF-11/32)**

SÃO PAULO  
2011

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA-ESTRUTURAL E  
GEOQUÍMICA DOS RIOLITOS DA PROVÍNCIA MAGMÁTICA  
PARANÁ NA REGIÃO DE SOLEDADE (RS)

Letícia Freitas Guimarães



Orientador: Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

Co-orientadora: Liza Angélica Polo

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

(TF-11/32)

DEDALUS - Acervo - IGC



30900030262

SÃO PAULO  
2011

+F  
G963  
LF.C



**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA-ESTRUTURAL E GEOQUÍMICA  
DOS RIOLITOS DA PROVÍNCIA MAGMÁTICA PARANÁ NA REGIÃO  
DE SOLEDADE (RS)**

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

(TF-11/32)

Letícia Freitas Guimarães

Letícia Freitas Guimarães

De acordo,

Valdecir de Assis Janasi

Orientador: Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi



## Agradecimentos

É realmente muito difícil escrever praqueles a quem dispensamos tanto respeito e admiração. Pai e mãe, ouro de mina. Todo o meu amor e sinceros agradecimentos pra eles, Gilberto e Maria Helena, que me dedicaram seu tempo, seus ensinamentos e valores, que estiveram do meu lado e me incentivaram a seguir o meu caminho. Afinal de contas, com "ferramenta e boa vontade" pode-se fazer qualquer coisa e quando é feita com carinho, com certeza será bem feita. Obrigada também aos meus queridos irmãos e melhores amigos e companheiros. Matheus, Marcelo e Simone, que me ensinaram a andar de bicicleta, a empinar pipa, gostar de música boa e tantas outras coisas... Não sei o que seria de mim sem vocês! E é claro, a Luciana e a Julia, que vieram para completar a família e nos encher de alegria!

Obrigada àqueles que me apresentaram à geologia e tiveram grande influência na minha escolha! Ao meu irmão e aos meninos do geosamba, que com todo seu bom humor me mostraram o lado divertido da geo. E às meninas que os acompanhavam, por mostrar que geologia também é coisa pra mulherada.

Aos meus tios Celso e Rita, e à minha prima M<sup>a</sup> Angélica, por toda acolhida e segunda família que foram pra mim nestes 5 anos. Sem esta imensurável ajuda tudo com certeza teria sido muito mais difícil! Obrigada!

Muito muito obrigada ao meu melhor amigo e companheiro, Lucas (vulgo Iskenta) com quem multipliquei alegrias e dividi tristezas. Muito obrigada por toda ajuda, carinho, compreensão e momentos de alegria que tivemos juntos. Você é muito especial pra mim! Uma pessoa maravilhosa com quem tive a sorte de conviver (e pretendo continuar tendo!)

Muitíssimo obrigada pela orientação, ajuda e ensinamentos... Valdecir e Liza, a quem recorri tantas vezes durante esse último ano conturbado! Obrigada por me mostrarem como é bom trabalhar com pessoas que amam aquilo que fazem. Como isso é contagiate! E obrigada também ao professor Evandro, da UFRGS, pelo conhecimento e bom humor oferecido durante nosso campo.

Obrigada aos amigos da geologia, pela companhia sempre maravilhosa e cheia de risadas... Em especial à Cloaca, Pigmeu, Bixa, Pacotão, Drogadito, Chava, Cotoco, Merenda, Istorada, Xumaço, Fofoca, Emilia, Sini, Bobo, Mihang... E todos aqueles que estiveram presentes nesse caminho.

Aos novos amigos da Waterloo, que me mostram que o ambiente de trabalho pode ser bem-humorado, e que os colegas de escritório podem ser amigos. Em especial à Aline, Eneas, Detoni, Lilian, Pedro, Diego, Bruninha, Marina, Fabi, Flavinho, aos "ausentes" Mineiro e Ju e aos companheiros de trabalho escravário, digo, estagiário, Bárbara, Bianca e Wood. Obrigada pela compreensão com todas as faltas que um estudante de geologia precisa ter!

Aos queridos amigos que me ajudaram de alguma forma durante a graduação e na realização deste trabalho, em especial à Bisteka (e que orgulho de tê-la como nossa paraninfo!), a Lua (Que querida! Obrigada por todas as conversas que não permitiram que eu desanimasse!), a Lucelene e à Bruna, pela ajuda na reta final tão estressante.

Aos mestres da geologia, por todos os ensinamentos e experiências.

Aos funcionários: Liz (do MEV, sempre tão solícita e empolgada), ao Marcos (microssonda), Angélica (ótica), Zé (principalmente pelos sambas no CEPEGE! rs), Samuca, Paulinho e companheiros (da Química), aos motoras (por todas as paradas estratégicas em Pouso Alegre!), as "moças" da biblioteca e os demais funcionários que colocam a geo pra funcionar!

E pra finalizar, queria agradecer aos amigos antigos, aqueles poucos que restam e com os quais mantemos raros contatos após deixar os tempos de colégio... Em especial à Sofia, Thais, Débora, Tannile e Batata, por aparecerem de vez em quando e deixarem recados que sempre me deixaram feliz!

## Sumário

<b>Capítulo I – Introdução.....</b>	3
I.1 Introdução .....	3
I.2 Objetivos.....	4
I.3 Materiais e Métodos .....	4
I.4 Desenvolvimento do Trabalho .....	6
<b>Capítulo II – Revisão Bibliográfica .....</b>	7
II.1 Revisão de Conceitos e Termos utilizados.....	7
II.1.1. <i>Fluxos Piroclásticos</i> .....	7
II.1.2. <i>Ignimbritos</i> .....	8
II.1.3. <i>Soldamento</i> .....	9
II.1.4. <i>Reoignimbritos</i> .....	9
II.1.5. <i>Derrames de lavas</i> .....	9
II.1.6. <i>Lava-domos</i> .....	10
II.2 Reoignimbritos <i>versus</i> Lava-Domos.....	11
II.3 Província Magmática Paraná-Etendeka.....	13
II.3.1. <i>Caracterização Química e Estrutural da Província Magmática Paraná (PMP)</i> .....	14
II.4 Gênese, Evolução e Estilo Eruptivo das Rochas Vulcânicas Ácidas da PMP.....	19
II.4.1 <i>Estudos Vulcanológicos</i> .....	19
<b>Capítulo III – Localização e Acessos .....</b>	20
<b>Capítulo IV – Geologia da Área de Estudos .....</b>	22
IV.1 Estratigrafia .....	22
IV.1.1 <i>Sequências Vulcânicas Pré Santa Maria</i> .....	23
IV.1.2 <i>Sequência Vulcânica Santa Maria</i> .....	24
IV.2 Caracterização Estrutural.....	24
IV.2.1. <i>Bandamento de Fluxo e Estruturas Associadas versus Estrutura Maciça</i> .....	25
IV.2.2. <i>Intercalação entre as fácies cristalinas e a fácies obsidiana</i> .....	26
IV.2.4. <i>Disjunções</i> .....	29
IV.2.5. <i>Vesículas</i> .....	30
IV.2.6. <i>Estruturas de Interação com Sedimentos</i> .....	31
IV.2.7. <i>Descrição de Perfil Realizado em Campo</i> .....	32

IV.3 Caracterização Petrográfica & Química Mineral .....	33
IV.3.1. Vidro.....	35
IV.3.2. Plagioclásio.....	37
IV.3.3. Piroxênio .....	42
IV.3.4. Minerais Opacos .....	45
IV.4 Caracterização Geoquímica .....	46
<b>Capítulo V – Estimativas das Condições de Formação .....</b>	<b>52</b>
V.1 Temperatura.....	52
V.2 Teor de H <sub>2</sub> O .....	54
V.3 Solubilidade de H <sub>2</sub> O.....	56
V.4 Viscosidade .....	57
<b>Capítulo VI – Interpretações e Considerações Finais .....</b>	<b>59</b>
<b>Referências Bibliográficas.....</b>	<b>62</b>
<b>ANEXOS .....</b>	<b>66</b>

## Resumo

A Sequência Vulcânica Santa Maria aflorante na região de Soledade, RS, correlaciona-se às rochas vulcânicas ácidas do sub-tipo Santa Maria, pertencente ao tipo Palmas, que perfaz aprox. 2,5% do volume total da Província Magmática Paraná. Compõe-se de rochas hipohialinas a holohialina constituídas por microfenocristais e microcristais de labradorita, pigeonita e Ti-magnetita em uma matriz vítreia. As rochas comumente estão afetadas por desvitrificação, nestes casos apresentando textura granofírica. Do ponto de vista químico, as rochas da SVSM apresentam composições muito homogêneas. Classificam-se como riolitos, com teores de SiO<sub>2</sub> entre 71% e 73 % e razão A/CNK>1 – caracterizando composições metaluminosas com tendência peraluminosa.

O magma gerador destes depósitos apresentava temperaturas aprox. de 970°C (obtidas por termometria baseada na saturação em apatita) e teores de água variando entre 3,3% e 3,6% na fase inicial, alcançando teor médio de 2,5% quando da cristalização dos microcristais, que se infere ter ocorrido a ~0,5 kbar. O desequilíbrio na fase inicial de cristalização do magma, evidenciado por zoneamentos inversos nos plagioclásios e feições de reabsorção nos contatos entre as zonas compostionais pode ser resultante do aumento do teor de H<sub>2</sub>O (que teria sido incorporada a partir das rochas encaixantes) ou do aumento da temperatura associada à liberação de calor latente de cristalização durante a ascensão final de um magma saturado em H<sub>2</sub>O.

A viscosidade inicial do magma foi estimada em torno de 10<sup>4</sup> Pa.s, valor relativamente baixo para magmas riolíticos, em função de sua elevada temperatura e dos teores iniciais de H<sub>2</sub>O. A microvesiculação, ou até mesmo sua ausência, indicam que a viscosidade do magma e sua velocidade de ascensão relativamente rápida não permitiram completa exsolução da água e seu acúmulo, levando deste modo a uma erupção efusiva. Porém, devido à baixa velocidade de efusão desta lava (quando comparada à lavas basálticas) formaram-se os corpos vulcânicos com estruturas dômicas e/ou lobadas, marcados por estruturas indicativas de fluxo magmático observados na área.

## Abstract

The Santa Maria Volcanic Sequence in the Soledade region, Rio Grande do Sul, is correlative to the Santa Maria subtype of the Palmas acid volcanics which makes about 2,5% of the total volume of the Paraná Magmatic Province. It consists of hipohyaline and holohyaline rocks formed by labradorite, pigeonita and Ti-magnetite microphenocrysts and microcrysts set in a glassy groundmass. When devitrified, the rock groundmass shows granophytic textures. The chemical composition is very homogeneous, corresponding to rhyolites, with 71-73 wt%, SiO<sub>2</sub> and A/CNK>1, defining a metaluminous to slightly peraluminous affinity.

The magma that originated these deposits had temperatures approx. 970°C (based on apatite saturation thermometry) and water contents ranging from 3,3% to 3,6% in the initial stage, reaching average contents of 2,5% at the stage when the plagioclase microcrysts crystallized, inferred to have occurred at ~0.5 kbar. Disequilibrium at the initial stage of crystallization of the magma, evidenced by reverse zoning and resorption features at the contacts between compositional zones of plagioclase microphenocrysts may result from increase in H<sub>2</sub>O content (that would have been incorporated from the country rocks) or from increase in temperature associated to release of latent heat of crystallization during the final ascent of a water-saturated magma.

The initial viscosity of the magma was estimated as ~ 10<sup>4</sup> Pa.s, a relatively low value for rhyolitic magmas, resulting from its high temperature and initial water contents. The microvesiculation, or even its absence, indicate that the viscosity of magma and its relatively fast ascent rate did not allow the complete exsolution of water and its accumulation, thereby leading to an effusive eruption. However the low speed of effusion (compared to the basaltic lavas) resulted in the formation of the domic and lobate volcanic bodies with structures indicative of magmatic flow observed in the area.

## I.1 Introdução

A Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE) é uma das províncias magmáticas mais expressivas do planeta, e abrange aproximadamente 900.000 km<sup>3</sup> de rochas vulcânicas e sub-vulcânicas, dos quais 600.000 km<sup>3</sup> pertencem à Província Magmática do Paraná (PMP) (Frank *et al.* 2009). Alvo de estudos do presente trabalho de formatura, as rochas vulcânicas ácidas correspondem a apenas 3% do volume total da PMP (Bellieni *et al.* 1984, 1986).

A classificação das rochas vulcânicas ácidas da PMP é feita com base em critérios geoquímicos, onde teores de SiO<sub>2</sub> entre 64% e 72% e concentrações de TiO<sub>2</sub> entre 0,57% e 1,23% definem as rochas do **tipo Palmas**; e teores de SiO<sub>2</sub> de 64% a 68% e de TiO<sub>2</sub> de 0,95% a 1,59% caracterizam as rochas do **tipo Chapecó**.

Em contraposição aos abundantes estudos geoquímicos, são raros os estudos estruturais de detalhe, fazendo com que o modo de ocorrência destes extensos corpos vulcânicos de composição ácida (com baixas razões espessura vs extensão para depósitos típicos de tal composição) ainda represente um tema controverso na literatura. Muitos autores consideram a hipótese de depósitos de reoignimbritos (Milner & Ewart, 1989; Milner *et al.* 1992; Bryan *et al.*, 2010), mesmo com a ausência de evidências de texturas piroclásticas, enquanto estudos recentes (e.g. Janasi *et al.*, 2007) evidenciam características físico-químicas atípicas para este tipo de rocha (e.g. temperaturas da ordem de 1000°C), as quais viabilizariam uma ocorrência efusiva para estes magmas.

O presente trabalho de formatura envolveu análises estruturais, petrográficas e químicas, objetivando uma melhor caracterização da petrogênese, das características físico-químicas do magma e o modo de colocação das rochas da unidade riolítica aflorante nas proximidades do município de Barros Cassal, porção central do estado do Rio Grande do Sul.

## I.2 Objetivos

As rochas vulcânicas ácidas da Província Magmática Paraná são alvo de diversos estudos químicos, isotópicos e geocronológicos que procuram definir suas características e distinguir diferentes unidades estratigráficas. Porém, a carência de estudos morfológicos e vulcanológicos, enfatizando o estudo de macro e microestruturas vulcânicas que permitam a compreensão de como teria sido o estilo eruptivo destes magmas, resulta em controvérsias na literatura.

Os estudos estruturais, petrológicos e geoquímicos realizados neste trabalho de formatura tiveram como principal objetivo definir, de maneira mais precisa, a petrogênese, as características físico-químicas do magma riolítico em momentos pré e sin-erutivos e o modo de ocorrência destas rochas, i.e. se a erupção deu-se de maneira efusiva (sob a forma de lavas) ou explosiva.

## I.3 Materiais e Métodos

As atividades realizadas no presente trabalho de formatura iniciaram-se com pesquisa bibliográfica, objetivando um reconhecimento da geologia local, à luz dos estudos previamente realizados na área a cerca de sua gênese, evolução e forma de ocorrência. Foi realizado também levantamento bibliográfico referente às formas de ocorrência das rochas vulcânicas ácidas para um melhor reconhecimento e caracterização da forma de ocorrência das rochas estudadas.

Na primeira etapa do trabalho, devido à impossibilidade da realização da etapa de campo, os resultados obtidos foram viabilizados pelos levantamentos de campo realizados pela pós-graduanda Liza Polo e as amostras coletadas nestes trabalhos. Já na segunda etapa do trabalho, foi realizada etapa de campo no período de 22 a 27 de agosto, onde realizou-se o estudo de afloramentos chave para a caracterização das unidades estudadas, tendo como foco a unidade riolítica denominada neste trabalho como Sequência Vulcânica Santa Maria (SVSM). As atividades de campo também compreenderam o levantamento de um perfil principal, onde se observou a estruturação da unidade alvo de estudos e sua relação com as demais.

As análises petrográficas envolveram tanto amostras coletadas nos trabalhos de campo previamente realizados nos trabalhos da pós-graduanda Liza Polo, como amostras coletadas na etapa de campo realizada pela aluna, totalizando aproximadamente 20 amostras. Tais análises foram realizadas nos laboratórios de microscopia ótica do Instituto de Geociências (IGC – USP), com a utilização de aparelhos Olympus BX-50.

As análises em microssonda eletrônica (MEV) compreenderam 03 amostras, das quais duas apresentam matriz vítreia e uma apresenta matriz intensamente afetada por desvitrificação. As análises foram realizadas no Laboratório de Caracterização Tecnológica (LCT) do Instituto de Engenharia de Minas e Petróleo, da Escola Politécnica da USP e visaram o reconhecimento de mineralogia acessória não distinguível em microscópio óptico, além do detalhamento de relações texturais entre as paragêneses minerais e, principalmente, o direcionamento das análises químicas minerais.

As análises de química mineral envolveram as amostras analisadas através de MEV e foram realizadas no Laboratório de Microssonda Eletrônica do IGc - USP através de microssonda eletrônica JEOL JXA-8600S, provida de cinco espectrômetros de dispersão de comprimento de onda, com automação de fabricação NORAN e sistema Voyer 3.6.1. O tamanho do feixe utilizado variou de acordo com o mineral analisado, sendo que tais análises foram feitas para vidro (primeira fase a ser analisada afim de se evitar a perda de componentes voláteis), piroxênio, óxidos de Fe e Ti e plagioclásio. No caso dos plagioclásios as análises envolveram a caracterização de zoneamentos compostionais e obtenção das variações nos teores de anortita. Os resultados obtidos foram posteriormente trabalhados através do software Minpet 2.02.

Para as análises químicas de rochas foram selecionadas seis amostras coletadas pela aluna para comparação geoquímica entre as diferentes fácies da unidade alvo de estudos. A preparação das amostras envolveu limpeza e fragmentação das amostras através de britador de mandíbulas de aço até a fração grânulo, seguida de pulverização em moinho de ágata tipo planetário até granulação inferior a 200 mesh. Tais amostras foram analisadas no Laboratório de Fluorescência de Raios X do IGc – USP sob a forma de pastilhas prensadas (aprox. 7,5 g de amostra para 20% de parafina) para análises de elementos menores, e pastilhas fundidas (aprox. 1 g de amostra para 9 partes de fundente) para análises de elementos maiores. Foram utilizadas também análises químicas de rochas previamente realizadas nos trabalhos de doutoramento da pós-graduanda Liza Polo, sendo os resultados trabalhadas nos softwares GCDKit e Kware Magma.

A partir destes resultados, foram estimadas as características físico-químicas controladoras das condições de cristalização e forma de ocorrência do magma, i.e. temperatura, teor de água e viscosidade. Para os cálculos de temperaturas foram usados os métodos de termometria baseada em saturação de apatita (Harrison & Watson, 1984) e de termometria baseada na composição de piroxênios (Lindsley, 1983). Para as estimativas dos teores de água foi utilizado o modelo de geohigrômetro com base no teor de anortita dos plagioclásios, proposto por Lange *et al.* (2009) e, para a estimativa da viscosidade foram utilizados os modelos propostos por Giordano *et. al.* (2008).

## I.4 Desenvolvimento do Trabalho

O presente trabalho de formatura desenvolveu-se com base em análises estruturais realizadas em atividade de campo e estudos petrográficos e químicos com o objetivo de caracterizar as rochas vulcânicas ácidas pertencentes à PMP na região de Soledade (RS), sua gênese e modo de ocorrência.

As atividades desenvolvidas são listadas no cronograma da Tabela 01:

	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov
Revisão Bibliográfica									
Atividades de Campo									
Petrografia									
An. Química Mineral									
An. Química Rocha Total									
Integração dos Dados									
Relatório de Progresso									
Relatório Final									

**Tabela 1:** Cronograma das atividades realizadas no presente trabalho de formatura. Ressalta-se que as atividades petrográficos realizadas no primeiro semestre foram viabilizadas através do acervo de amostras disponíveis pelos trabalhos já realizados nos estudos de doutoramento da pós-graduanda Liza Polo, co-orientadora deste trabalho.

O desenvolvimento dos trabalhos depende do pleno funcionamento dos laboratórios disponíveis na Universidade, sendo que em alguns casos problemas técnicos acarretaram no atraso de algumas atividades, como foi o caso das análises de química mineral realizadas no Laboratório de Microssonda do IGc-USP. Porém as atividades conseguiram ser remarcadas com antecedência, não afetando o desenvolvimento do trabalho.

Além disto, a impossibilidade de realização dos trabalhos de campo no primeiro semestre devido a incompatibilidades nos cronogramas da aluna e dos orientadores envolvidos causou um adiamento de tais atividades. Porém, graças ao acervo já disponível pelos estudos realizados pela pós-graduanda Liza Polo e pelo orientador Prof. Valdecir Janasi as atividades puderam ser realizadas sem comprometer os estudos.

## Capítulo II – Revisão Bibliográfica

### II.1 Revisão de Conceitos e Termos utilizados

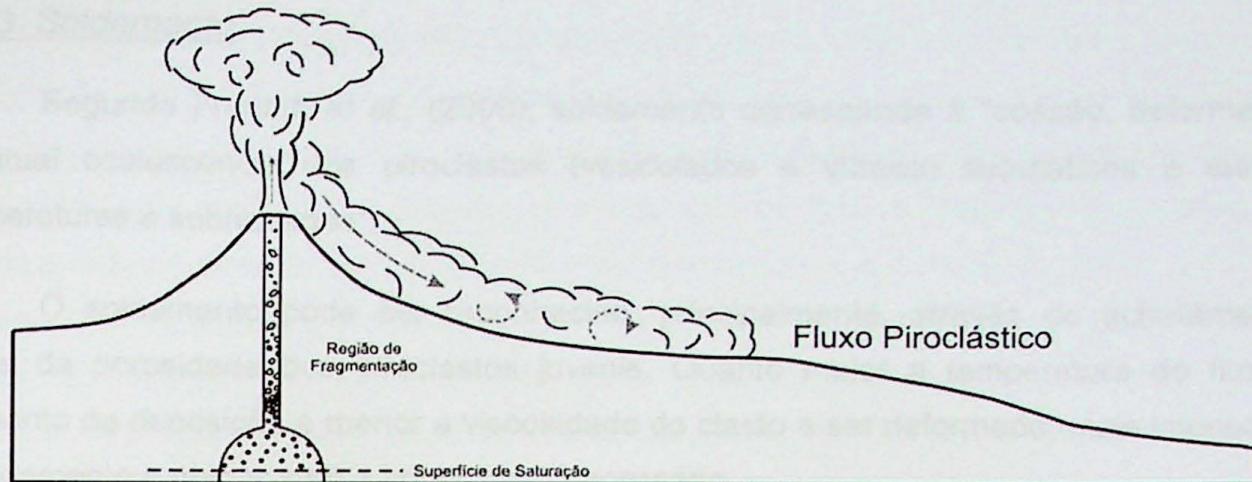
Neste capítulo serão apresentados alguns conceitos utilizados no presente trabalho acerca da geração e caracterização das possíveis manifestações do vulcanismo ácido.

O magmatismo pode se manifestar através de explosões ou efusão de lavas, sendo que o estilo eruptivo (ou seja, o modo de extrusão do magma) depende basicamente de dois fatores: da concentração de voláteis dissolvidos e da reologia deste magma. A reologia, por sua vez, é função da composição química, temperatura e cristalinidade do magma.

#### II.1.1. Fluxos Piroclásticos

Fluxos piroclásticos são correntes densas e quentes, originadas através do colapso de plumas vulcânicas resultantes de erupções explosivas (Best, 2002; Figura 01). Compõem-se de elevadas concentrações de material piroclástico, onde o transporte se dá predominantemente por tração, sendo a gravidade e a topografia fatores controladores (Carey & Bursik, 2000). Os fluxos são constituídos predominantemente por material piroclástico juvenil, i.e. fragmentos vesiculados de magma (púmices e escórias), cristais e fragmentos vítreos (*glass-shards*), podendo também conter fragmentos líticos (rocha densa) derivados do substrato deposicional, das paredes do conduto vulcânico ou porções cristalizadas do próprio magma.

Segundo Carey & Bursik (2000), os fluxos piroclásticos podem atingir velocidades da ordem de 200-300 m/s, sendo que o material transportado concentra-se na porção basal do fluxo. Os depósitos originados caracterizam-se como muito pobremente selecionados e ocorrem confinados em vales, evidenciando o controle gravitacional.

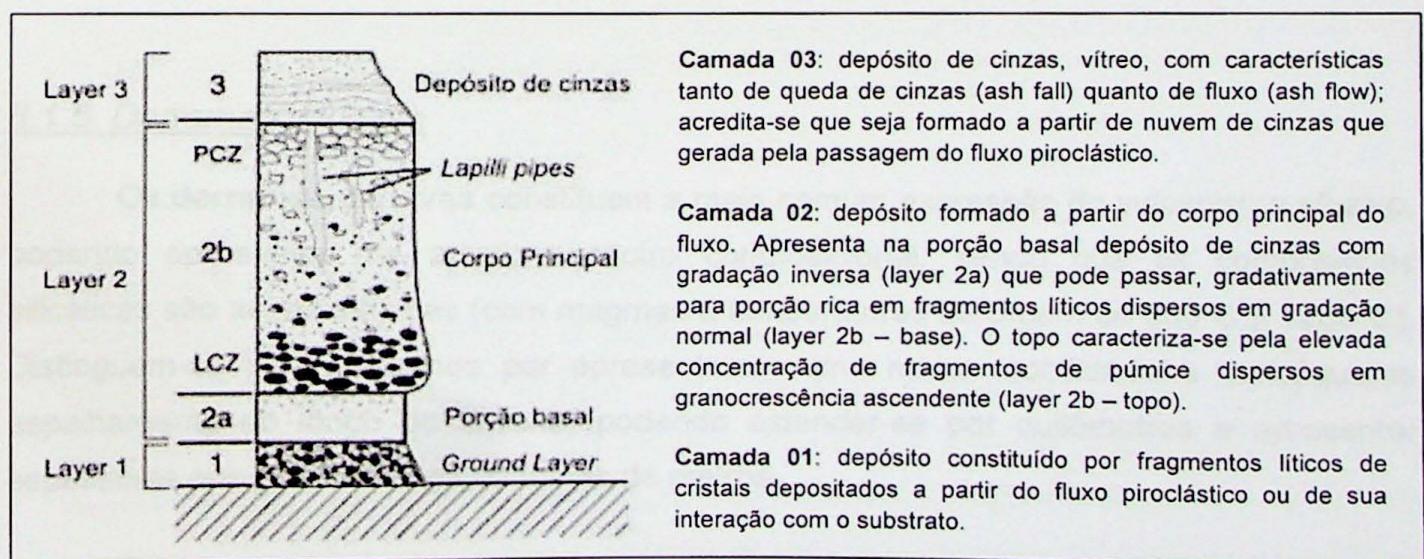


**Figura 01:** Esquema de fluxo piroclástico formado a partir do colapso de coluna piroclástica gerada em erupção explosiva. Adaptado de Carey & Bursik (2000).

### III.1.2. Ignimbritos

Segundo Freundt *et al.* (2000), ignimbritos são depósitos (soldados ou não) formados a partir de fluxos piroclásticos ricos em púmice. Caracterizam-se como depósitos muito mal selecionados, com acamamento horizontal, espessos (quando ocorrem preenchendo vales) ou muito finos (quando cobrem áreas muito extensas), capazes de recobrir áreas que variam de algumas centenas de m<sup>2</sup> a milhares de km<sup>2</sup>, com um volume que pode variar desde centenas de m<sup>3</sup> a poucos milhares de km<sup>3</sup> (Freundt *et al.*, 2000).

A estruturação de um ignimbrito é apresentada na Figura 02, extraída de Freundt *et al.* (2000).



**Figura 02:** Representação idealizada de depósito de fluxo piroclástico (ignimbrito). A camada 2 pode apresentar uma variedade de estruturas de gradação, desde ausente até variações em zonas enriquecidas em fragmentos líticos e púmices. As partículas pretas representam os fragmentos líticos, as brancas representam púmices e os pontos representam fragmentos na fração cinza.

### II.1.3. Soldamento

Segundo Freundt *et al.*, (2000), soldamento corresponde à “coesão, deformação e eventual coalescência dos piroclastos (vesiculados e vítreos) submetidos a elevadas temperaturas e sobrecargas”.

O soldamento pode ser reconhecido, principalmente, através do achatamento e perda da porosidade dos piroclastos juvenis. Quanto maior a temperatura do fluxo no momento da deposição e menor a viscosidade do clasto a ser deformado, mais intenso será o soldamento e menor será a sobrecarga necessária.

O grau de soldamento é definido com base na densidade, isto é, na relação entre os eixos horizontal e vertical de fragmento juvenil ou da própria vesícula contida, podendo variar de 1:1 até 100:1, em casos de ignimbritos intensamente soldados (Freundt *et al.*, 2000).

### II.1.4. Reoignimbros

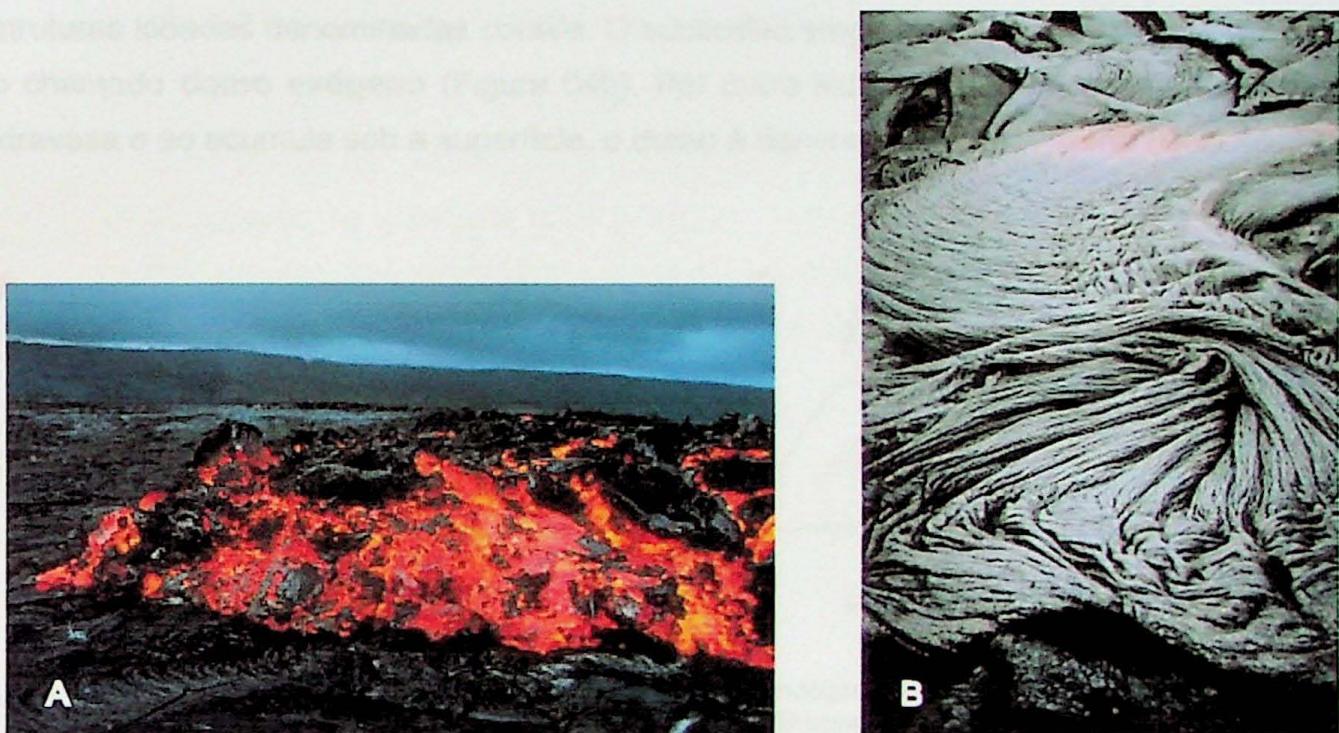
Em alguns casos, os fluxos piroclásticos podem apresentar temperaturas suficientemente elevadas, a ponto de viabilizar a manutenção dos ignimbritos em estado plástico. Desta maneira, durante os processos de soldamento, os depósitos apresentarão uma fluidez secundária, denominada reomorfismo, que permite a formação de depósitos cuja reologia se assemelha à de lavas. Tais depósitos são denominados reoignimbros ou depósitos *lava-like* (Best, 2002).

### II.1.5. Derrames de lavas

Os **derrames de lavas** constituem a mais comum expressão do vulcanismo efusivo, podendo apresentar um amplo espectro composicional, sendo que as composições silicáticas são as mais típicas (com magmas a temperaturas da ordem de 800°C a 1200°C). Distinguem-se de lava-domos por apresentarem uma maior mobilidade e consequente espalhamento ao longo do terreno, podendo estender-se por quilômetros e apresentar espessuras que podem atingir centenas de metros.

Como consequência do desequilíbrio físico-químico causado pela ascensão do magma, a cristalização é um processo contemporâneo à efusão, resultando no aumento da viscosidade do fluxo conforme o avanço da lava.

Durante seu deslocamento em superfície, os fluxos de lava tendem a gerar, devido à formação de uma crosta de resfriamento, um tubo ou canal por onde o fluxo será canalizado. Os fluxos de lava são constantemente alimentados por novos derrames e, no caso de lavas com alta mobilidade, a crosta de resfriamento pode se fragmentar e gerar fluxos individualizados com estruturas brechadas (na base e no topo), como é o caso das **lavas tipo aa** ou lavas blocadas (Figura 03a). Por outro lado, lavas de menor mobilidade, que apresentam um espalhamento lento, são capazes de manter sua crosta de resfriamento, gerando estruturas cordadas, como é o caso das **lavas tipo pahoehoe** (Figura 03b).



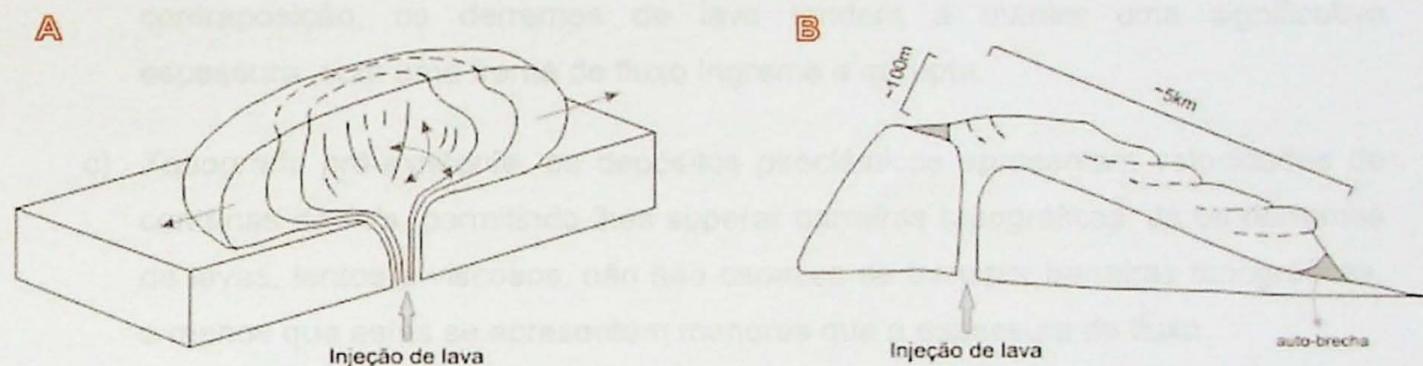
**Figura 03:** A) Derrame de lava tipo aa. B) Derrame de lava tipo pahoehoe. Imagens extraídas de: Photo Glossary of Volcano Terms – USGS; disponível em: <http://volcanoes.usgs.gov/images/pglossary/index.php>

### II.1.6. Lava-domos

Segundo (Fink & Anderson, 2000), as estruturas tipo **lava-domo** constituem feições topográficas positivas geradas a partir do acúmulo de magma viscoso que se resfria imediatamente após sua extrusão. Tais magmas apresentam, mais frequentemente, composições ricas em sílica, e sua elevada viscosidade garante uma baixa velocidade de dispersão. Com a baixa mobilidade associada às altas taxas de efusão (que, em casos extremos, atingem até  $100 \text{ m}^3/\text{s}$ ), os domos podem apresentar diâmetros que variam de alguns metros até quilômetros, chegando a alcançar até 1 km de altura, com morfologia variada (circular, elipsoidal ou até mesmo tabular).

Os lava-domos podem ser classificados de acordo com seu modo de ocorrência e evolução. Quando um magma de alta viscosidade escoa de maneira lenta, formando uma carapaça vítreia devido ao resfriamento das porções externas e impedindo o extravasamento de novos fluxos de lava, o domo é então caracterizado como **domo endógeno** (Figura 04a). Nestes casos, devido à pressão exercida pelo acúmulo de lava, a carapaça se expande e se fragmenta, formando auto-brechas. A ocorrência de estrutura vesiculada também é comum nestes casos, devido à impossibilidade de escape dos voláteis através das porções externas já resfriadas (Best, 2002).

Magmas menos viscosos capazes de extrudir e fluir desprendendo-se formam estruturas lobadas denominadas *coulées*. O sucessivo empilhamento destas lavas dá origem ao chamado **domo exógeno** (Figura 04b). Por outro lado, quando o material fundido não extravasa e se acumula sob a superfície, o domo é denominado **criptodomô** (Best, 2002).



**Figura 04:** A) Modelo tridimensional de crescimento de domo endógeno (Richardson, 1978; adaptado por Polo, 2010). B) Modelo de lavas *coulées* formando domo exógeno (Branney et al. 2008; adaptado por Polo, 2010).

## II.2 Reoignimbritos versus Lava-Domos

A ocorrência de extensos corpos vulcânicos de composição ácida causa discussões controversas a respeito de sua origem, sendo de difícil consenso entre os pesquisadores.

Segundo Manley (1995), é consenso para alguns autores, ao longo da história da vulcanologia, que magmas de composições ácidas, viscosos e enriquecidos em voláteis, devem constituir erupções explosivas, e a ausência de texturas vulcanoclásticas nos depósitos resultantes pode ser devida a soldamento a altas temperaturas de modo que estes depósitos representariam reoignimbritos. Entretanto, muitos autores (e.g. Manley, 1995; Henry & Wolff, 1992) reconhecem que tanto lavas como reoignimbritos podem apresentar diversas texturas e estruturas semelhantes, o que dificulta a classificação do depósito quanto à sua gênese. Deste modo, Henry & Wolff (1992) propuseram critérios para

distinção entre depósitos de reoignimbritos e extensos derrames de lavas (em condições ideais), apresentados a seguir:

- a) *Base*: como já exposto anteriormente, os derrames de lava apresentam resfriamento de sua superfície e, como consequência do fluxo constante, esta superfície tende a se fragmentar. Desta forma, os depósitos se caracterizarão por apresentar, no topo e na base, brechas constituídas por fragmentos de texturas variadas e mal selecionados. Por outro lado, nos depósitos piroclásticos, a deformação dos clastos juvenis tende a ocorrer após a deposição (Henry & Wolff, 1992), de modo que o resfriamento da porção basal do depósito permite que ocorra a preservação das características piroclásticas.
- b) *Margens*: depósitos piroclásticos tendem a apresentar um afinamento nas porções distais dos depósitos, a menos que encontrem uma barreira topográfica onde poderão se acumular (Cas & Wright, 1987 *apud* Henry & Wolff, 1992). Em contraposição, os derrames de lava tendem a manter uma significativa espessura, com uma frente de fluxo íngreme e abrupta.
- c) *Topografia pré-existente*: os depósitos piroclásticos apresentam velocidades de centenas de m/s, permitindo-lhes superar barreiras topográficas. Já os derrames de lavas, lentos e viscosos, não são capazes de transpor barreiras topográficas, a menos que estas se apresentem menores que a espessura do fluxo.
- d) *Fonte*: este critério não pode ser tomado como inequívoco, uma vez que raramente é possível reconhecer a fonte precisa dos depósitos. Porém, de maneira geral, depósitos piroclásticos são associados a caldeiras e lavas são associadas a fissuras. Uma possível explicação para a escassa observação da fonte (ou edifício vulcânico) no caso dos derrames de lavas é que o próprio fluxo de lava poderá encobrir as fraturas alimentadoras.

Segundo Luchetti (2010), alguns autores (e.g. Henry & Wolff, 1992; Bonnichsen & Kauffman, 1987) consideram a presença de *shards*, púmices e fragmentos líticos (especialmente xenólitos provenientes do substrato deposicional) como característicos de depósitos piroclásticos. Porém, Henry & Wolff (1992) apontam que depósitos de lavas também podem apresentar tais fragmentos, principalmente nas porções brechadas do topo e da base do depósito, em contrapartida à distribuição preferencialmente basal no caso dos ignimbritos.

Bonnichsen & Kauffman (1987; *apud* Luchetti, 2010) apresentam outras características que seriam diagnósticas de fluxos de lavas, como: (a) ausência de cinzas provenientes de quedas (*ash-fall*) na base dos derrames; (b) contato irregular entre a zona basal vítreia e a zona central desvitrificada, sendo que a zona basal vítreia preserva evidências de fluxo, como por exemplo, dobras; (c) ausência de zoneamento composicional; (d) presença de grandes cavidades de gás (vesículas); (e) abundância de fenocristais euédricos, comumente orientados segundo o fluxo magmático.

Em contrapartida, Henry & Wolff (1992) destacam que a morfologia dos fenocristais (euédricos no caso de lavas, e fraturados e/ou quebrados no caso de ignimbritos) pode ser uma evidência pouco confiável, uma vez que reoignimbritos são gerados a partir de vulcanismo caracterizado por elevadas temperaturas e baixo teor de voláteis, o que impede a ocorrência de erupções explosivas violentas, responsáveis pelo fraturamento dos cristais. Os mesmos autores mostram ainda que feições de rápido resfriamento (como terminações tipo “rabo-de-andorinha”) só são possíveis a partir do resfriamento de lavas, constituindo assim boas evidências destes depósitos.

Como é possível notar a partir da revisão conceitual aqui apresentada, as características diagnósticas de cada depósito podem ser dúbias e erroneamente interpretadas, dificultando a classificação e distinção entre depósitos tipo *lava-like* (reoignimbritos) e lavas. Tal dificuldade pode ser observada nos depósitos da Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE), como exposto nos itens subsequentes.

### II.3 Província Magmática Paraná-Etendeka

A Província Magmática Paraná-Etendeka (PMPE) é uma das províncias magmáticas mais expressivas do planeta, e sua gênese relaciona-se ao intenso magmatismo que afetou o Supercontinente Gondwana durante o Mesozóico, responsável pelo extravasamento de grande volume de lavas de natureza predominantemente toleítica em um curto intervalo de tempo. A PMPE abrange aproximadamente 900.000 km<sup>3</sup> de rochas vulcânicas e sub-vulcânicas, dos quais 600.000 km<sup>3</sup> pertencem à Província Magmática do Paraná (PMP) (Frank *et al.*, 2009).

A PMP estende-se pelos estados do centro-oeste e sul do Brasil (correspondendo às rochas da Formação Serra Geral), sudeste do Paraguai, leste do Uruguai e norte da Argentina, abrangendo rochas vulcânicas extrusivas e intrusivas (sills e diques) que se caracterizam por um magmatismo bimodal. Cerca de 90% do volume total das rochas

corresponde a basaltos toleíticos, 7% correspondem a rochas vulcânicas de composição intermediária e apenas 3% a rochas de composição ácida. Segundo Nardy (1996), os derrames basálticos caracterizam-se por espessuras variáveis entre 10 e 90 m, formando sequências que podem atingir 1000 m, enquanto as ocorrências de rochas vulcânicas ácidas apresentam espessuras de 20 a 80 m, formando sequências de até 400m.

Estudos geocronológicos realizados pelo método K-Ar (e.g. Rocha Campos *et al.*, 1988) sugerem que a atividade magmática abrangeu o período de 138 Ma a 115 Ma, sendo que estudos mais recentes realizados através de datação U-Pb nos dacitos do tipo Chapecó (Janasi *et al.*, 2011) indicam que o magmatismo das rochas ácidas iniciou-se há  $134,3 \pm 0,8$  Ma.

### II.3.1. Caracterização Química e Estrutural da Província Magmática Paraná (PMP)

Os estudos pioneiros acerca do magmatismo na Província Magmática Paraná (PMP) propuseram uma classificação generalizada para as rochas vulcânicas onde, de acordo com o conteúdo de  $\text{SiO}_2$ , as rochas foram denominadas como basaltos ou como riolitos.

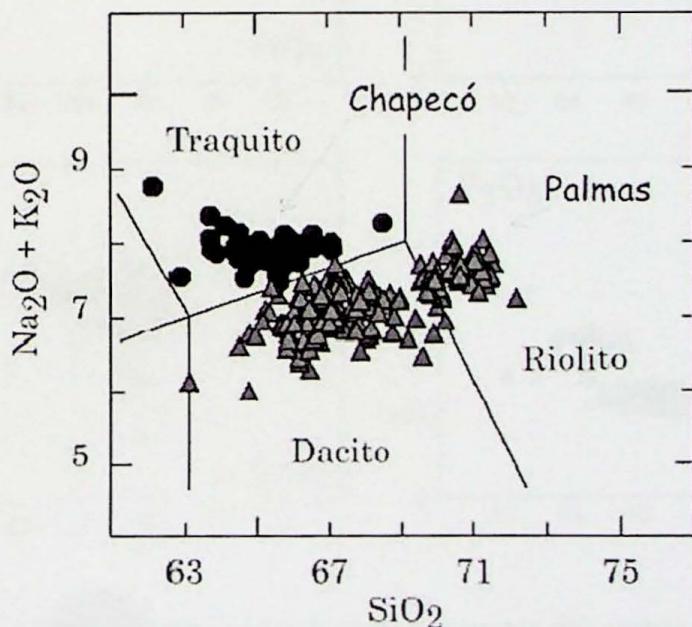
A classificação dos basaltos da PMP envolve critérios compostionais (inicialmente propostos por Bellieni *et al.* 1984a e Mantovani *et al.* 1985) e divide-os com base na concentração de  $\text{TiO}_2$  e elementos incompatíveis. Sob este ponto de vista, os **basaltos baixo Ti ( $\text{TiO}_2 < 2\%$ )** caracterizam-se por uma composição empobrecida em Ba, La, Ce, Zr e Sr e enriquecida em Rb, Th e U em relação aos **basaltos alto Ti ( $\text{TiO}_2 > 2\%$ )**.

Alguns autores (e.g. Bellieni *et al.* 1986 e Petrini *et al.* 1987) subdividiram a PMP em três setores geográficos limitados por lineamentos tectônicos regionais de direção aproximada E-W da seguinte maneira: setor norte - a norte do lineamento Rio Piqueri, com predomínio de rochas alto Ti; setor central - entre os lineamentos Rio Uruguai e Rio Piqueri, caracterizando uma zona de transição, onde ocorre predomínio de rochas alto Ti; e setor sul - a sul do lineamento Rio Uruguai, com predomínio de rochas baixo Ti.

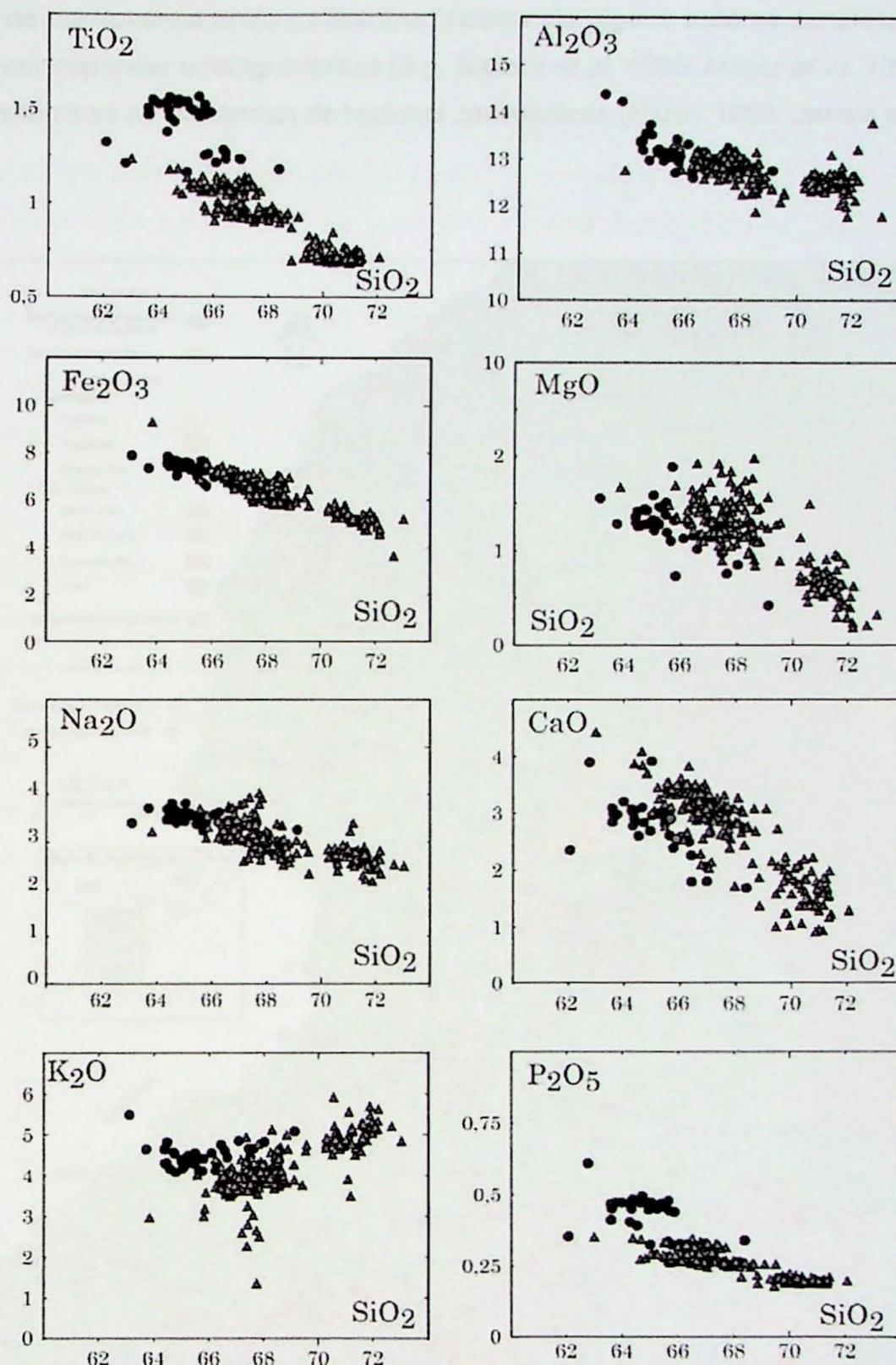
Petrograficamente, os basaltos podem ocorrer como lavas afíricas ou sub-afíricas, com coloração cinza a negra, e aspecto maciço ou vesiculado (Nardy 1996). Os basaltos afíricos apresentam textura hialofítica a hipocristalina (Nardy 1996), enquanto as rochas sub-afíricas apresentam matriz cristalina composta por plagioclásio, pigeonita, augita, Ti-magnetita e ilmenita (Bellieni *et al.* 1986). Segundo Bellini *et al.* (1986), os fenocristais podem chegar a representar 10% do volume da rocha, sendo constituídos por plagioclásio ( $\text{An}_{83-50}$ ), augita ( $\text{Wo}_{42-45}$ ), pigeonita ( $\text{Wo}_{12-7}$ ), Ti-magnetita e esporádicas olivinas.

As rochas vulcânicas intermediárias a ácidas ocorrem como corpos tabulares de grande extensão lateral, sendo verticalmente possível reconhecer texturas e estruturas que permitem a subdivisão destas rochas em: (a) domínio basal, marcado pela presença de diaclases horizontais e brechas epiclásticas; (b) domínio intermediário, caracterizado pela presença de vesículas e amigdalas, uma zona maciça com diaclases verticais e uma zona com bandamento ígneo; (c) domínio superior, onde se notam estruturas de fluxo, como bandamento ígneo, que pode apresentar dobras de fluxo, feições de resfriamento rápido e brechas autoclásticas (Nardy *et al.* 2008)

A classificação destas rochas é, assim como a dos basaltos, feita com critérios geoquímicos bem definidos. Foram reconhecidos dois grupos principais (Bellieni *et al.* 1984, 1986; Piccirillo *et al.* 1987), o **Tipo Palmas** (predominante a sul da PMP), com teores de  $\text{SiO}_2$  entre 64% e 72% e concentrações de  $\text{TiO}_2$  entre 0,57% e 1,23%, e o **Tipo Chapecó** (predominante a norte da PMP), com teores de  $\text{SiO}_2$  de 64% a 68% e 0,95% a 1,59% de  $\text{TiO}_2$ . Para um mesmo conteúdo de  $\text{SiO}_2$ , as rochas **tipo Chapecó** apresentam maiores teores de álcalis, além de serem enriquecidas em  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e empobrecidas em  $\text{CaO}$  e  $\text{MgO}$  em relação às rochas **tipo Palmas**. Os diagramas classificatórios para as rochas dos tipos Palmas e Chapecó são apresentados nas Figuras 05 e 06 (extraídas de Nardy *et al.* 2008).



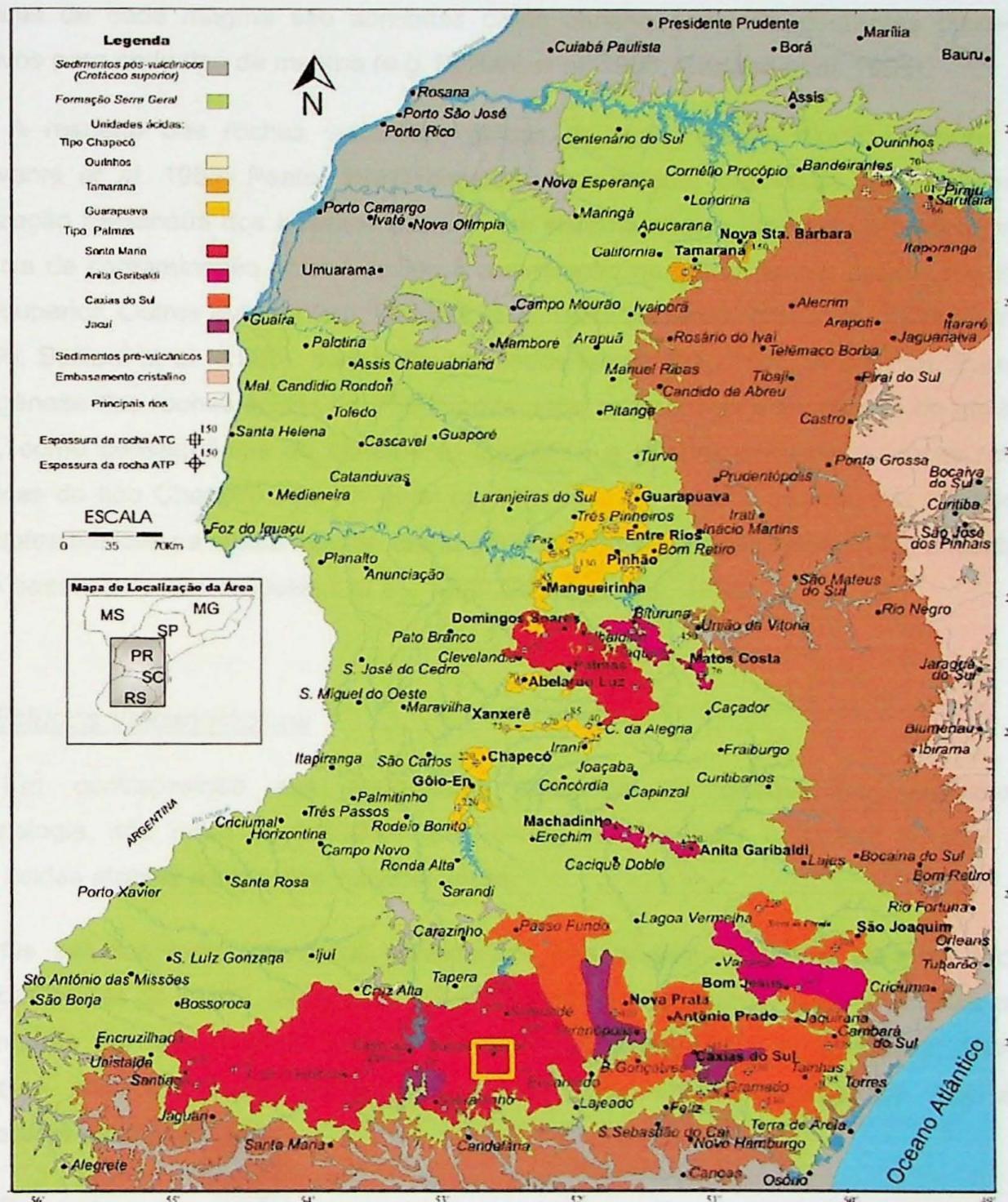
**Figura 05:** Classificação das rochas tipo Palmas (triângulos) e tipo Chapecó (círculos). Extraído de Nardy *et al.*, 2008.



**Figura 06:** Diagramas de Harker para elementos maiores e menores das rochas vulcânicas ácidas tipo Palmas (triângulos) e Chapecó (círculos). Extraído de Nardy et al. (2008).

As rochas do **tipo Palmas** correspondem a 80% do volume das rochas ácidas (perfazendo 2,5% do magmatismo da PMP) e ocorrem predominantemente nas porções meridionais da província, sob a forma de um extenso platô com direção E-W, estratigráficamente acima, ou intercaladas, aos basaltos baixo Ti. Apresentam ainda Letícia Freitas Guimarães

motivo de controvérsia entre os autores. Apesar de alguns autores considerarem que elas devam corresponder a reoignimbritos (e.g. Bellieni *et al.* 1986; Milner *et al.* 1992; Roisenberg 1990), são raras as evidências de texturas piroclásticas (Nardy 1996; Janasi *et al.* 2007b).



**Figura 07:** Mapa de distribuição das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná, com ênfase nos diferentes tipos de rochas vulcânicas ácidas (extraído de Luchetti *et al.* 2005), com a localização aproximada da área de estudos (quadrado amarelo).

## II.4 Gênese, Evolução e Estilo Eruptivo das Rochas Vulcânicas Ácidas da PMP

A origem e evolução dos magmas que constituem a PMP – seus magmas parentais, os processos geradores e de grandes volumes de magma e seus processos de colocação – ainda é tema muito controverso na literatura. As características petrográficas, químicas e isotópicas de cada magma são admitidas como consequência de diferentes processos evolutivos para cada tipo de magma (e.g. Bellieni *et al.* 1986; Garland *et al.* 1995).

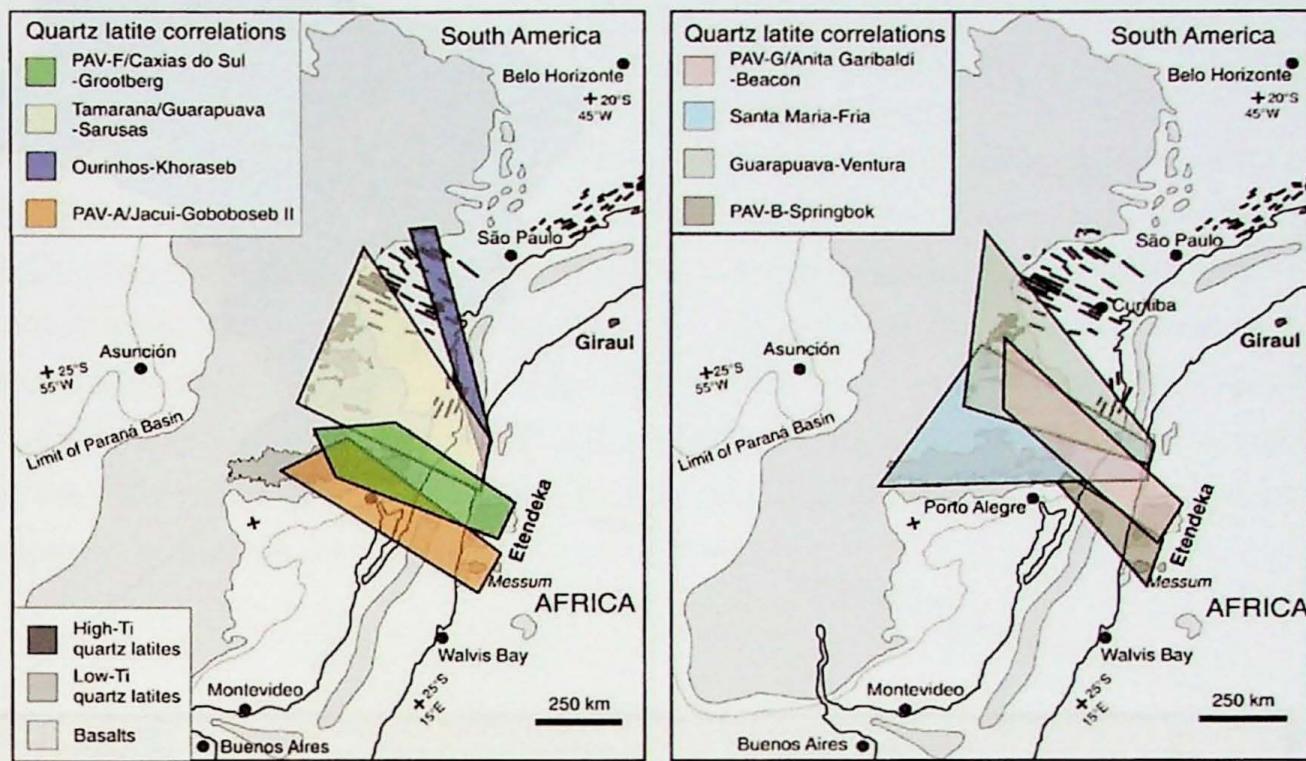
A respeito das rochas vulcânicas ácidas do tipo Palmas, alguns autores (e.g. Mantovanni *et al.* 1985; Peate, 1997) consideram a origem associada a processos de cristalização fracionada dos basaltos baixo-Ti em sistema aberto, apontando para provável influência de contaminação crustal devido a assimilação de fusão parcial gerada na crosta média/superior. Outros autores (e.g. Cordani *et al.* 1980; Hawkesworth *et al.* 1988; Harris *et al.* 1990; Bellieni *et al.*, 1986), com base em dados isotópicos ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ ), sugerem que a gênese das rochas ácidas da PMPE pode estar relacionada a processos de anatexia crustal, como consequência do afinamento litosférico e quebra continental. Já as rochas vulcânicas do tipo Chapecó são em geral consideradas de origem distinta, por refusão de *underplates* básicos na crosta inferior, tendo em vista sua correlação geoquímica e isotópica com os basaltos de alto Ti (Bellieni *et al.*, 1986; Garland *et al.*, 1995).

### II.4.1 Estudos Vulcanológicos

Em contraposição aos abundantes trabalhos de geoquímica, isotópica e geocronologia, são raros os trabalhos que tentam compreender o caráter eruptivo das rochas ácidas através de estudos vulcanológicos.

Os estudos mais difundidos consideram uma origem explosiva para as rochas vulcânicas ácidas da PMPE, sendo a ausência de feições piroclásticas – salvo aquelas raras apresentadas por Milner *et al.* (1992) em depósitos localizados em Etendeka, NW da Namíbia – justificada pelas elevadas taxas de soldamento, consequência das altas temperaturas estimadas.

Seguindo a mesma linha, os trabalhos de Milner e Ewart (1989; *apud* Milner *et al.* 1992) apresentam a hipótese de que a cratera Messum, localizada em Etendeka, seria o centro eruptivo responsável pela explosão originadora de tais depósitos, e Bryan *et al.* (2010) definem diferentes fluxos piroclásticos que seriam resultantes de eventos eruptivos de grande magnitude, delimitando áreas de distribuição de tais depósitos a partir de correlações feitas entre as rochas aflorantes em Etendeka e na Bacia do Paraná (Figura 08). Letícia Freitas Guimarães



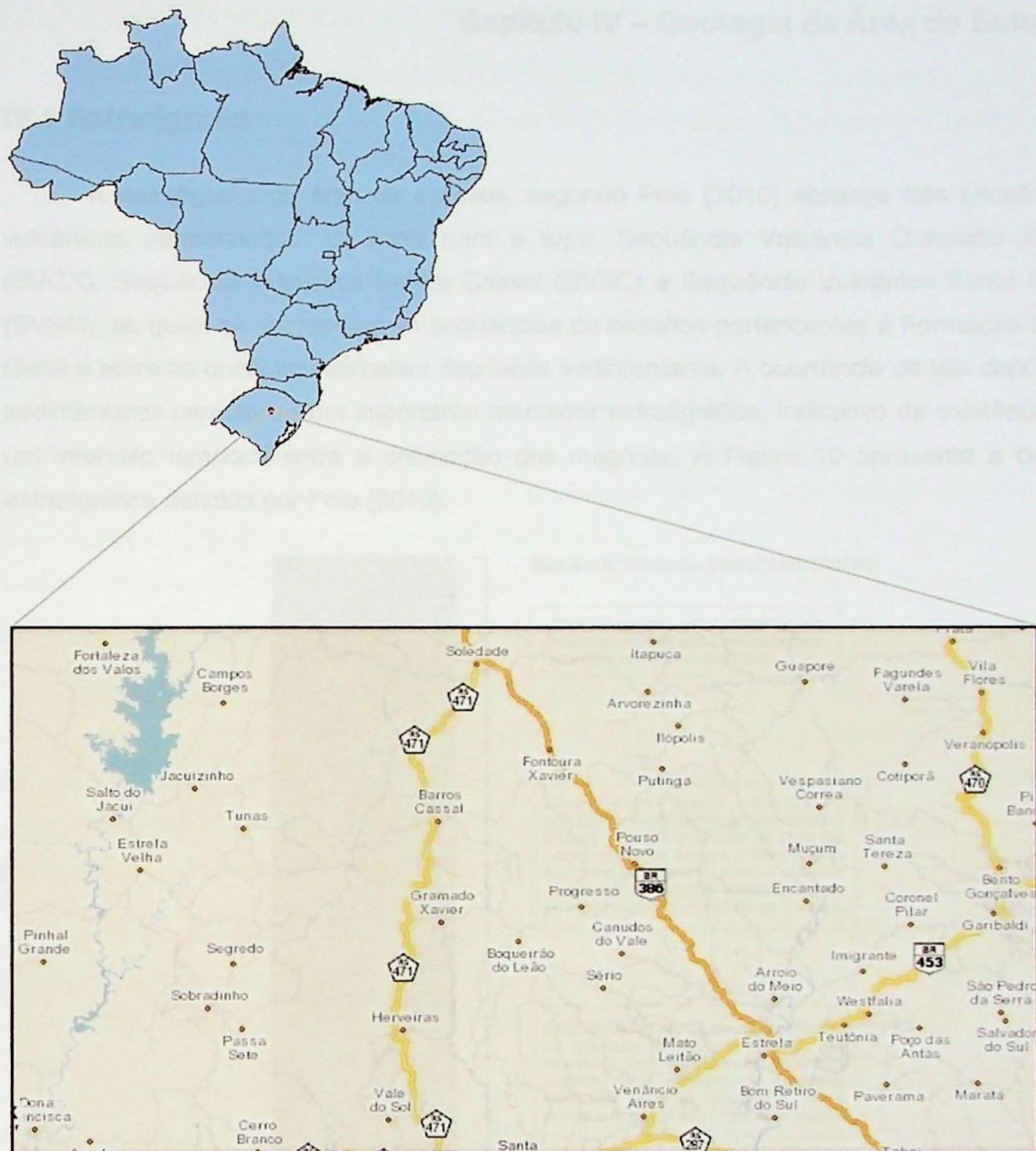
**Figura 08:** Polígonos representativos das áreas mínimas de distribuição dos distintos fluxos piroclásticos resultantes de eventos eruptivos de grande magnitude na região de Etendeka. Extraído de Bryan et al. (2010).

Em contrapartida, estudos recentes (e.g. Janasi et al., 2007; Luchetti, 2010) têm evidenciado que as rochas ácidas da PMP apresentam características atípicas para rochas semelhantes, como por exemplo temperaturas da ordem de 1000°C – valores elevados considerando-se magmas riolíticos, o que poderia justificar uma erupção não explosiva.

### Capítulo III – Localização e Acessos

A área de estudos localiza-se na região central do Estado do Rio Grande do Sul, abrangendo os municípios de Barros Cassal e Gramado Xavier, e está incluída nas folhas topográficas SH-22-V-A-VI-2 (Folha Barros Cassal) e SH-22-V-A-IV-4 (Folha Gramado Xavier).

O acesso à área faz-se pela rodovia BR-471, a qual se liga às rodovias BR-290 e BR-386, a partir à capital Porto Alegre.

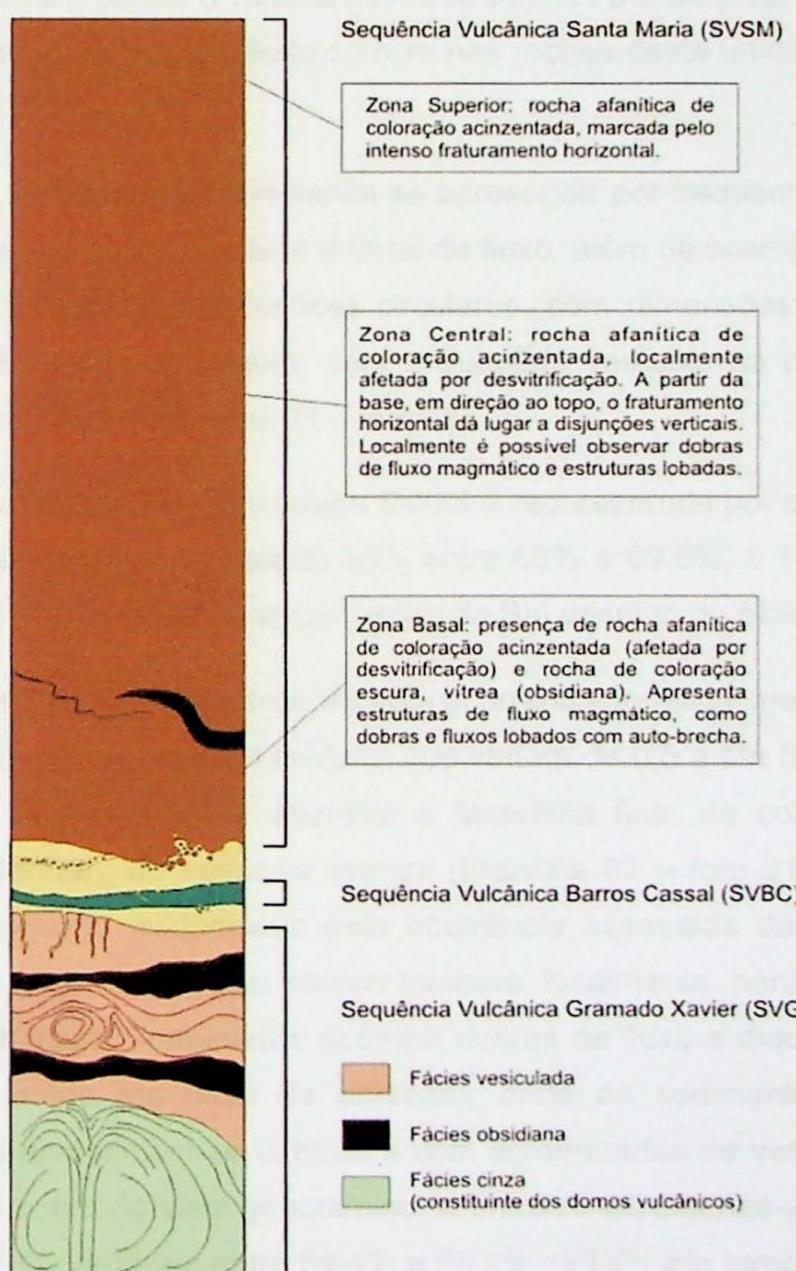


**Figura 09:** Localização da área de estudo, na porção central do estado do Rio Grande do Sul e principais vias de acesso.

## Capítulo IV – Geologia da Área de Estudos

### IV.1 Estratigrafia

A estratigrafia da área de estudos, segundo Polo (2010) abrange três sequências vulcânicas denominadas, da base para o topo, Sequência Vulcânica Gramado Xavier (SVGX), Sequência Vulcânica Barros Cassal (SVBC) e Sequência Vulcânica Santa Maria (SVSM), as quais se sobrepõem às sequências de basaltos pertencentes à Formação Serra Geral e entre as quais se intercalam depósitos sedimentares. A ocorrência de tais depósitos sedimentares caracteriza um importante marcador estratigráfico, indicativo da existência de um intervalo temporal entre a colocação dos magmas. A Figura 10 apresenta a coluna estratigráfica definida por Polo (2010).



**Figura 10:** Coluna estratigráfica das unidades vulcânicas aflorantes na região de estudos. Extraído de Polo, 2010.

#### IV.1.1 Sequências Vulcânicas Pré Santa Maria

A **SVGX** compõe-se de diversos fluxos magmáticos que constituem uma espessura aproximada de 80 metros no domínio sul da área de estudos, apresentando mergulhos preferenciais para NNW (Polo 2010).

Com base nas características físicas apresentadas, a unidade pode ser dividida em 3 fácies: a) Fácies Cinza: rocha de coloração acinzentada, afanítica a fanerítica muito fina, pouco vesiculada, maciça ou com bandamento ígneo e intensa disjunção de resfriamento (Prancha 01 – foto 01); b) Fácies Obsidiana: rocha holohialina (obsidiana), maciça, de coloração escura (Prancha 01 – foto 02); c) Fácies Vesiculada: rocha de coloração avermelhada, afanítica, intensamente vesiculada – vesículas milimétricas a centimétricas, arredondadas ou estiradas, associadas a estruturas de fluxo magmático, comumente preenchidas por calcedônia e calcita (Prancha 01 – foto 03). A Foto 04 (Prancha de fotos 01) mostra padrão de esfoliação esferoidal muito comum nas rochas desta unidade, em especial naquelas da fácie obsidiana.

Estruturalmente, esta unidade caracteriza-se apresentar por frequentes estruturas de fluxo magmático, como bandamento ígneo e dobras de fluxo, além da ocorrência de lobos e complexos de lava-domos (estruturas dômicas circulares, com dimensões da ordem de 8 metros de altura vs 30 metros de largura, com disjunções verticais na porção central e esféricas nas porções externas – Prancha 01 – foto 05).

Do ponto de vista geoquímico, a unidade SVGX é representada por dacitos que, com base em sua composição química (teores de  $\text{SiO}_2$  entre 68% e 69,6%, e  $\text{TiO}_2$  em torno de 0,90%) podem ser correlacionados ao subtipo Caxias do Sul descrito na bibliografia.

A **SVBC** abrange dois ou mais derrames cuja ocorrência torna-se mais expressiva na porção norte da área, com espessuras individuais que variam de 0,5 a 5m (Polo 2010). Esta unidade caracteriza-se por uma rocha afanítica a fanerítica fina, de coloração cinza a esverdeada (quando alterada), de estrutura maciça (Prancha 02 – foto 01) ou bandada – bandamento ígneo localmente evidenciado pela ocorrência associada de deslocamento horizontal (Prancha 02 – foto 02). Podem ocorrer também, localmente, porções vesiculadas e porções vítreas (obsidianas). Comumente ocorrem dobras de fluxo e diques clásticos (no topo da unidade) e injetitos (na base da unidade), onde os sedimentos (arenitos de coloração avermelhada) apresentam-se cozidos e com aglomerados de vesículas (Prancha 02 – fotos 01 a 05). Do ponto de vista geoquímico, a unidade caracteriza-se por um dacito mafico, com teores de  $\text{SiO}_2$  variáveis entre 64,4% e 65,2%, e  $\text{TiO}_2$  em torno de 1,2% e que, apesar de assemelhar-se ao subtipo Anita Garibaldi, ainda não tem precedentes na bibliografia.

#### IV.1.2 Sequência Vulcânica Santa Maria

A **SVSM**, alvo de estudos do presente trabalho de formatura, corresponde a um espesso pacote riolítico, da ordem de 200 metros de espessura, que se estende por uma vasta área recobrindo as demais unidades.

Assim como a unidade **SVGX**, a unidade Santa Maria apresenta variações faciológicas que podem ocorrer em um mesmo derrame ou compondo, individualmente, diferentes corpos ígneos:

- a) A **fácie bandada** caracteriza-se por uma rocha de coloração avermelhada, afanítica a fanerítica fina, comumente apresentando esferulitos de até 1mm e bandamento ígneo com faturamento horizontal associado. Localmente, a este faturamento horizontal dá lugar a um intenso faturamento vertical, gerado pelo resfriamento do corpo ígneo.
- b) A **fácie maciça** é representada por uma rocha de coloração acinzentada, maciça, afanítica a fanerítica fina, com esferulitos milimétricos de coloração esbranquiçada e disjunções de resfriamento – fraturamentos verticais. Tanto a fácie bandada, quanto a fácie maciça foram classificadas como cristalinas, devido à intensa desvitrificação que as afetou.
- c) A **fácie obsidiana** caracteriza-se por rocha vítreia, de coloração escura (preta), maciça ou localmente bandada, marcada nestes casos, por dobramentos em escala centimétricas. Nesta fácie ocorrem também fraturas de resfriamento.

Estruturas de interação vulcano-sedimentar, como peperitos, e brechas (auto-brechas e brechas de fluxo magmático) são comuns na porção basal desta sequencia. Ocorrem também feições dômicas e lobulares, além de dobras de fluxo magmático, porém as estruturas observadas serão melhor detalhadas nos itens subsequentes.

#### **IV.2 Caracterização Estrutural**

O termo estrutura refere-se ao arranjo dos componentes de uma rocha, independentemente de sua composição, em escala tanto macro, quanto microscópica. No caso das rochas ígneas, em especial no caso das rochas vulcânicas, as estruturas são um retrato das condições que caracterizam o modo de erupção e colocação das lavas, tornando-se um importante indicador da dinâmica desses magmas.

Neste capítulo estão descritas as principais estruturas observadas na SVSM, e ao final das descrições é apresentado o principal perfil realizado em campo, onde é possível observar a estruturação da unidade riolítica e sua relação com as demais unidades.

#### IV.2.1. Bandamento de Fluxo e Estruturas Associadas versus Estrutura Maciça

As rochas da SVSM podem apresentar tanto estrutura maciça, quanto estrutura bandada, sendo estas características condicionadas principalmente à localização no corpo vulcânico.

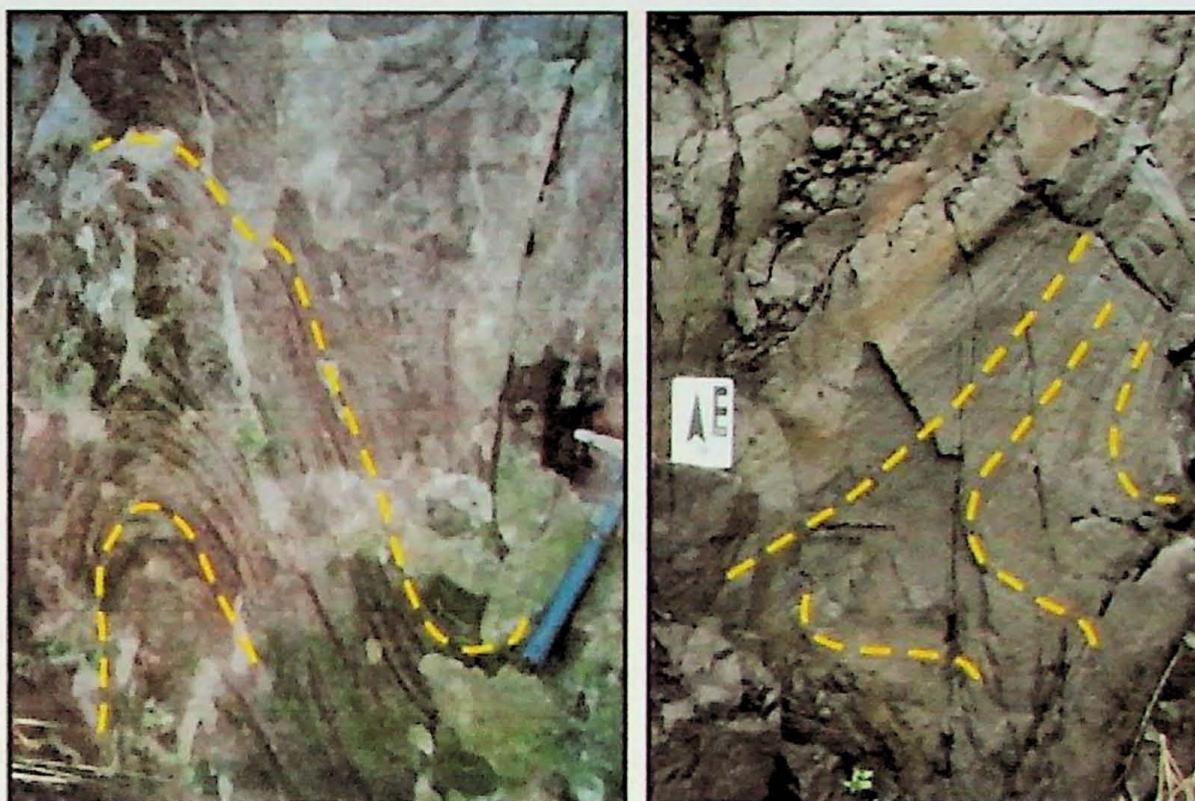
Estruturas bandadas são mais frequentes nas bordas dos corpos vulcânicos, principalmente na base destes, onde o calor do magma é preservado devido à espessura do derrame e o resfriamento se dá de maneira mais lenta em relação ao topo.

O bandamento caracteriza-se pela alternância de bandas milimétricas de coloração clara (acinzentada) e escura (preferencialmente avermelhada) – Figura 11, destacando-se pela orientação de microcristais quando a rocha se apresenta mais cristalina. O fraturamento pode estar associado ao bandamento, apresentando-se ora mais ora menos espaçado (o espaçamento tende a ficar mais espaçado em direção ao centro do corpo vulcânico). Foi observado que este tipo de fraturamento tende a acompanhar a morfologia do corpo vulcânico e do bandamento, podendo apresentar variações de altitude mesmo em escala de afloramento, indicando que a formação destas estruturas pode ser resultado de cisalhamento durante a movimentação de um magma relativamente viscoso.



**Figura 11:** Afloramento GX-123. Rocha de coloração avermelhada e estrutura caracterizada por bandamento ígneo onde observa-se alternância entre bandas de coloração esbranquiçada e bandas de coloração avermelhada. Nota-se que o bandamento magmático apresenta-se dobrado.

Outra estrutura associada ao bandamento são as dobras de fluxo magmático (Figura 12), que podem apresentar-se tanto abertas, com suaves ondulações; como fechadas, nestes casos com pequenas magnitudes (escala centimétricas). Esta “deformação” que afeta o bandamento evidencia a movimentação de um magma de viscosidade relativamente baixa (quando comparada à viscosidade típica de um magma riolítico).

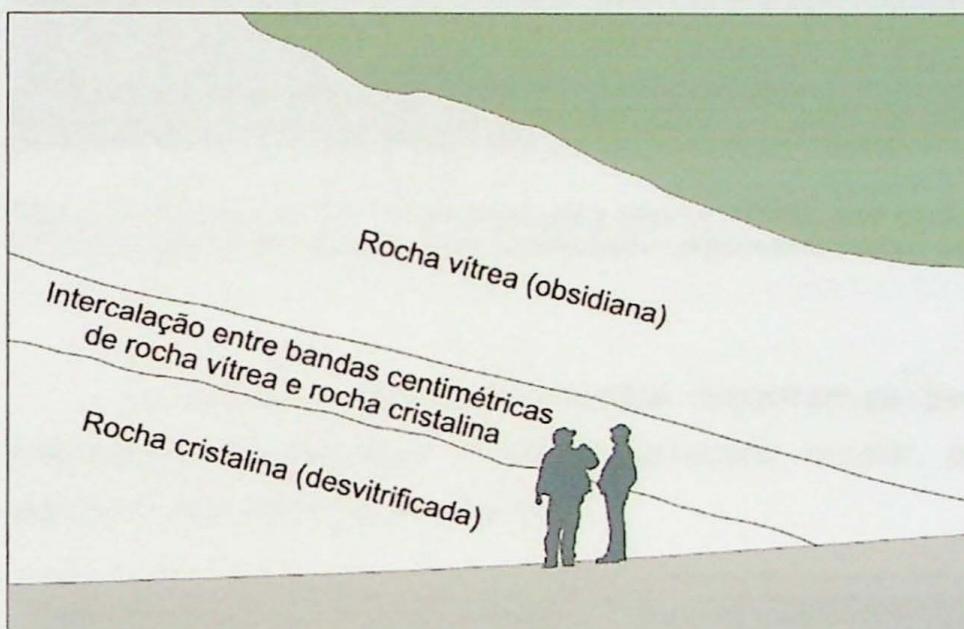
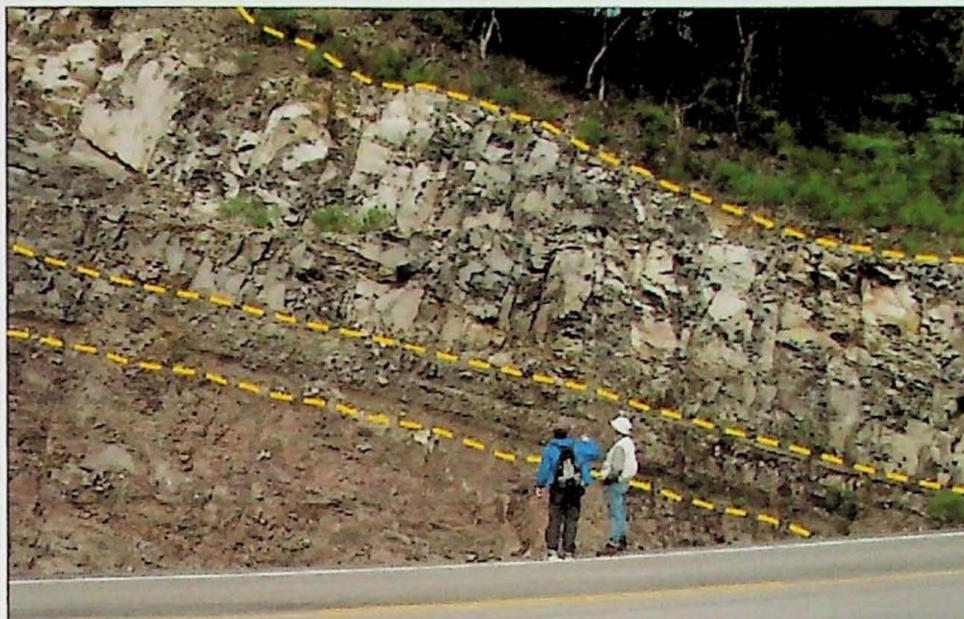


**Figura 12:** Rocha cristalina (à esquerda) e rocha vítreia (à direita) caracterizadas por bandamento afetado por dobramentos de fluxo magmático.

Por outro lado, estruturas maciças são mais comuns nos núcleos dos corpos vulcânicos, principalmente quando estes se apresentam espessos.

#### IV.2.2. Intercalação entre as fácies cristalinas e a fácie obsidiana

Localmente observou-se a intercalação das fácie cristalinas e da fácie obsidiana em escala de afloramento. A intercalação consiste em uma faixa com menos de 1 metro de espessura onde ocorre alternância entre bandas centimétricas a decimétricas de rocha cristalina (de coloração acinzentada) e de rocha vítreia (obsidiana de coloração preta), Figura 13.



**Figura 13:** Afloramento RS-74. A porção inferior do afloramento constitui-se rocha de rocha cristalina (desvitrificada) de coloração avermelhada, marcada por bandamento magnético com fraturamento associado. A porção superior constitui-se de rocha vítreia (obsidiana) com padrão de disjunção vertical sobreposto a fraturamento paralelo ao bandamento.

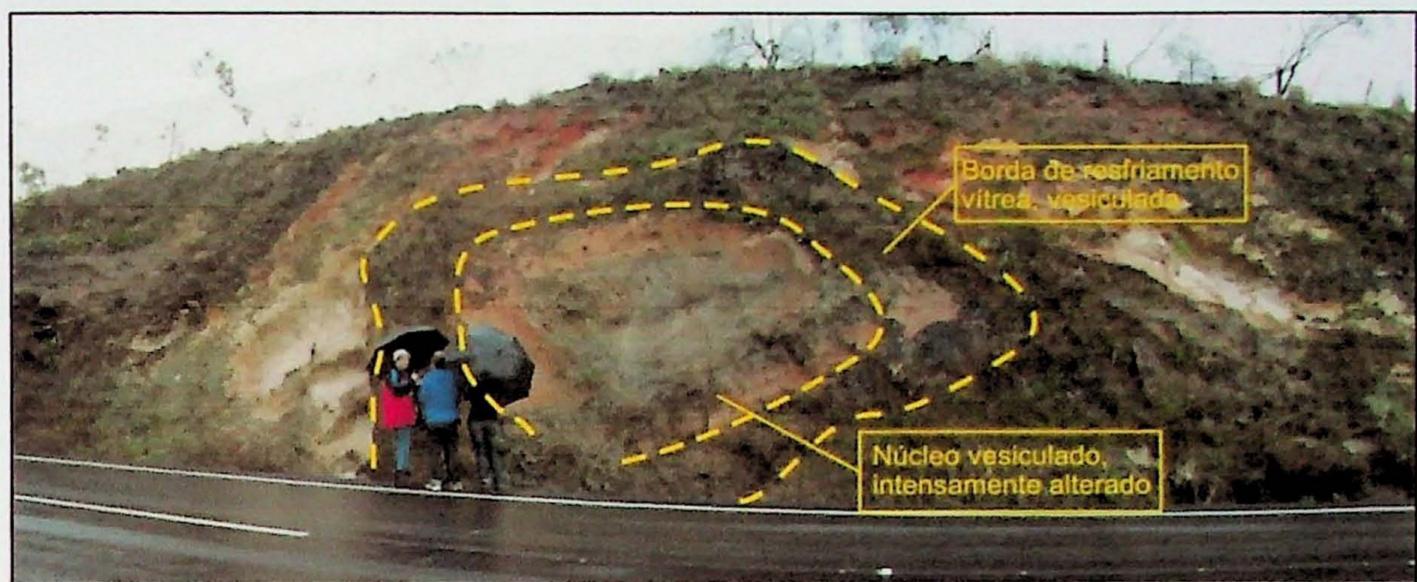
A porção intermediária caracteriza-se pela alternância entre bandas centimétricas a decimétricas entre as fácies descritas.

#### IV.2.3. Estruturas Lobadas

As estruturas lobadas correspondem a estruturas de geometria concêntrica, elipsoidal, em escala métrica, podendo atingir 5 m de altura, cuja morfologia é indicativa de fluxo de lava confinado devido ao resfriamento das porções externas.

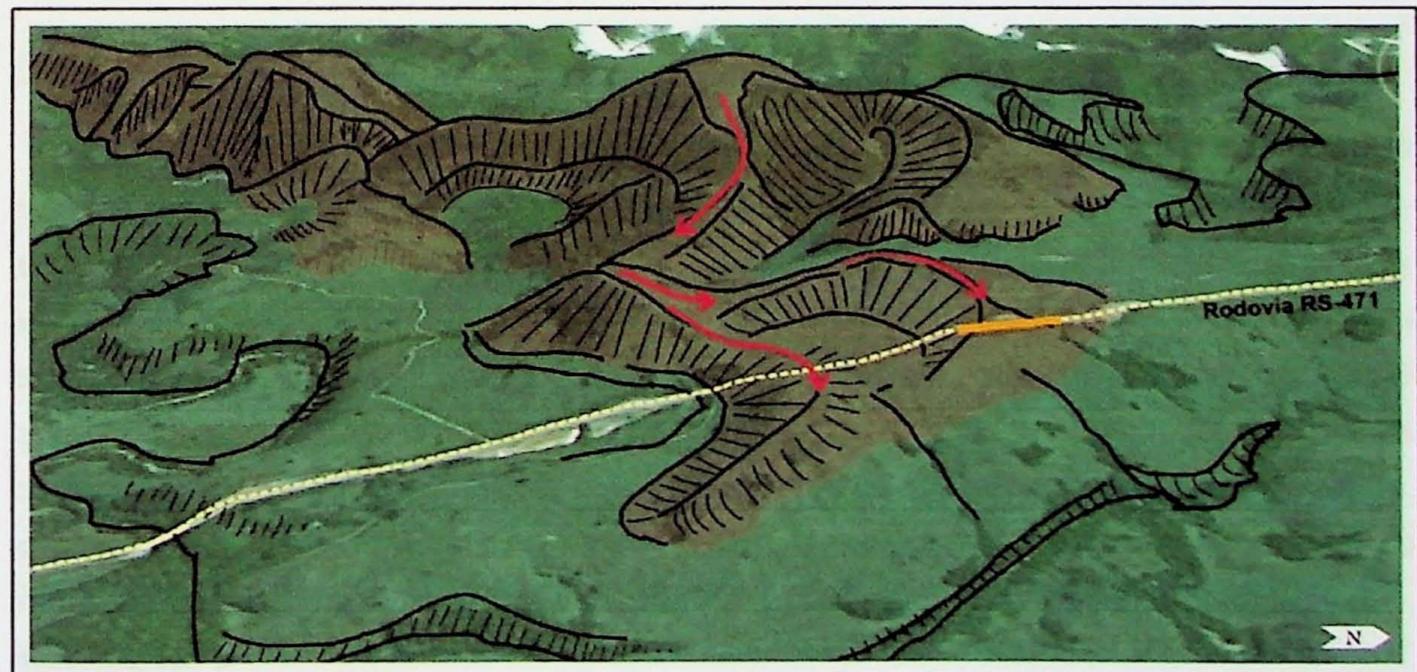
De maneira geral, estas estruturas apresentam borda de resfriamento vítreia (obsidiana), maciça e vesiculada, com uma porção interna intensamente alterada para um material argiloso de coloração variada (avermelhada, esverdeada), porém ainda preservando feições indicativas de fluxo magnético (cisalhamento associado ao fluxo, como descrito no item IV.2.1) – Figura 14. A preservação de tais estruturas e ausência de uma zona maciça deve-se, provavelmente às pequenas dimensões do corpo vulcânico.

A presença de vesículas estiradas, em forma de gota (fotomicrografia 04), tanto na porção externa quanto na porção interna da estrutura, são importantes feições indicativas da movimentação da lava em superfície.



**Figura 14:** Afloramento GX-140. Destaque para estrutura lobada, com borda de resfriamento vítreo, vesiculado, e núcleo intensamente alterado, também vesiculado e preservando feições de fluxo magmático.

As estruturas lobadas observadas encontram-se geograficamente adjacentes a lineamentos de pequenos morros de geometria circular, possivelmente reliquias de estruturas dônicas (Figuras 15 e 16).



**Figura 15:** Esquema representativo do relevo do entorno do alforamento GX-140 (cuja localização encontra-se destacada em amarelo), evidenciando alinhamento de morros sugestivos de estruturas dônicas reliquias. As setas vermelhas indicam possíveis direções de fluxo magmático. A coloração mais avermelhada indica a unidade riolítica Santa Maria. Imagem: Google Earth. (Polo, inédito).



**Figura 16:** Afloramento RS-80. Estrutura elipsoidal semelhante a um domo - Sequência Vulcânica Santa Maria.

Segundo Polo (2010), os fluxos lobados podem ocorrer na unidade também com a presença de auto-brechas. Tais estruturas são compostas por: a) bordas laterais e topo constituídos por auto-brechas (fragmentos angulosos de rocha afanítica de cor acinzentada); b) núcleo constituído por fragmentos angulosos de rocha afanítica vesiculada ou não e fragmentos de obsidiana, imersos em matriz vítreia; c) base constituída por obsidiada com bandamento de fluxo.

#### IV.2.4. Disjunções

As disjunções correspondem a fraturas de alto ângulo, cuja gênese associa-se à contração do corpo vulcânico devido o resfriamento do magma, e de maneira geral, apresentam-se tabulares, conferindo à rocha um aspecto de desplacamento (Figura 17). Mais raramente, foram observadas disjunções prismáticas (semelhantes às disjunções colunares típicas de basaltos; Figura 17 – detalhe). Assim como o fraturamento associado ao fluxo magmático, as disjunções podem apresentar espaçamento variado. Em alguns casos, as disjunções podem ocorrer em direções distintas e perpendiculares entre si e, quando associadas ao fraturamento de fluxo, geram um aspecto blocado no corpo vulcânico. Em outros casos, as disjunções podem superpor o fraturamento de fluxo, mascarando-o.



**Figura 17:** Afloramento RS-74. Padrão de disjunção associada a resfriamento (predominante na porção superior do afloramento, onde ocorre rocha vítreo - obsidiana) com espaçamento decimétrico. No detalhe, observa-se disjunção com geometria tabular (linhas amarelas) e disjunção de geometria prismática, similar às disjunções colunares típicas de basaltos (linhas vermelhas).

#### IV.2.5. Vesículas

As vesículas são estruturas que denunciam a presença de uma fase fluida (gasosa) coexistente com o magma, devido à exsolução de voláteis antes dissolvidos. A exsolução ocorre principalmente como resultado da descompressão associada à ascensão do magma. No caso de magmas menos viscosos que tendem a extrudir efusivamente (através de derrames de lavas), a deformação das vesículas evidencia a movimentação do fluxo.

As vesículas observadas na SVSM apresentam grande variação na sua forma de ocorrência e abundância, podendo apresentar-se em escalas variáveis, desde submilimétricas (observadas em microscópio petrográfico) a centimétricas, com formatos arredondados ou estirados, podendo ocorrer em forma de gota (Figuras 18 e 19).



**Figura 18:** Amostra GX-124. Rocha avermelhada, caracterizada por matriz intensamente desvitrificada, com vesículas milimétricas com geometria arredondada a ovalada. As vesículas podem ocorrer parcial ou completamente preenchidas por quartzo.



**Figura 19:** Amostra GX-40. Rocha apresentando matriz parcialmente desvitrificada, com vesículas milimétricas estiradas (destacadas em amarelo). As vesículas podem ocorrer parcial ou completamente preenchidas por quartzo.

#### IV.2.6. Estruturas de Interação com Sedimentos

As estruturas de interação com sedimentos estão associadas à intercalação das sequências vulcânicas com depósitos sedimentares e são descritas por Polo (2010). No caso da SVSM, tais estruturas correspondem a brechas (peperitos) na base na unidade vulcânica, onde a fragmentação do corpo vulcânico permite a percolação de arenitos através das fraturas, além de ocorrerem grandes fragmentos de rocha vulcânica imersos em uma matriz de arenito “cozido” e vesiculado (Figura 20).



**Figura 20:** Brechas peperíticas - porções esbranquiçadas correspondem a fragmentos angulosos de rocha vulcânica; porções avermelhadas correspondem a arenito cozido e vesiculado. Nota-se que os fragmentos de rocha vulcânica não sofreram retrabalhamento, sendo possível notar “encaixe” entre os fragmentos adjacentes. A presença de arenitos cozidos e vesiculados preenchendo as fraturas indicam que o sedimento ainda encontrava-se inconsolidado e úmido quando foi recoberto pela lava.

#### IV.2.7. Descrição de Perfil Realizado em Campo

Com a finalidade de se descrever a variação estrutural presente na SVSM e a relação desta com as demais unidades geológicas da área de estudos, será apresentada uma descrição do principal perfil realizado em campo, o qual localiza-se a norte do município de Barros Cassal e abrange todas as unidades descritas no item IV.1.

##### IV.2.7.1. Pefil A-B-C

Este perfil inicia-se no ponto GX-119 e segue para a base da coluna estratigráfica. O mapa geológico com a localização dos afloramentos e a coluna estratigráfica acompanhada de imagens dos afloramentos são apresentados no Anexo 02, no fim deste trabalho.

A SVSM é representada inicialmente por rocha de coloração acinzentada, por vezes com aspecto cristalino, e em outros casos mais vítreas, rica em esferulitos milimétricos (~1mm) de coloração esbranquiçada (afloramentos GX-119 a GX-123). No afloramento GX-123 a rocha já se apresenta mais vítreas, apresentando uma cor de alteração avermelhada e bandamento de fluxo, ao qual associam-se dobras e fraturas.

Posteriormente, descendo na topografia, a unidade passa a compreender rocha de coloração avermelhada, intensamente vesiculada, sendo que inicialmente as vesículas apresentam-se arredondadas a ovaladas, tornando-se cada vez mais achatadas conforme se segue para níveis mais baixos na coluna (afloramentos GX-124 a GX-127). Em meio à rocha de coloração avermelhada, pode-se observar rocha vítreas (obsidiana) de coloração escura (preta), pouco vesiculada (afloramento GX-125). No afloramento GX-127 a rocha é afetada por fraturamento associado ao bandamento.

As rochas da SVSM voltam a apresentar-se acinzentadas, com estrutura maciça (GX-128), seguindo-se novo pacote de rocha avermelhada, com bandamento ígneo evidenciado por alternância de bandas de coloração clara e bandas escuas.

Posteriormente observa-se pacote rochoso vítreo, de coloração cinza-esverdeada, estrutura variando de maciça a bandada (notável principalmente pelo intenso fraturamento associado às bandas), pertencente à SVBC (afloramentos GX-130 a GX-132). Localmente o pacote apresenta-se preservado, evidenciando rocha vítreas (obsidiana preta) afanítica a fanerítica muito fina (afloramento GX-131b). Abaixo da SVBC, aflora pacote sedimentar composto por arenito avermelhado, bem selecionado, de granulação média, com estratificação cruzada (afloramento GX-133).

Estratigraficamente abaixo dos sedimentos ocorre rocha afanítica a fanerítica muito fina, de coloração esverdeada e estrutura localmente bandada, de composição andesítica (afloramentos GX-134 a GX-137), associada à SVBC.

O perfil termina no afloramento GX-137, onde se observa o contato entre rocha maciça de coloração esverdeada com intenso fraturamento de fluxo e afetada por disjunções (SVBC) sobreposta à rocha de coloração avermelhada intensamente vesiculada, com vesículas centimétricas, preferencialmente estiradas e parcial ou totalmente preenchidas (SVGX).

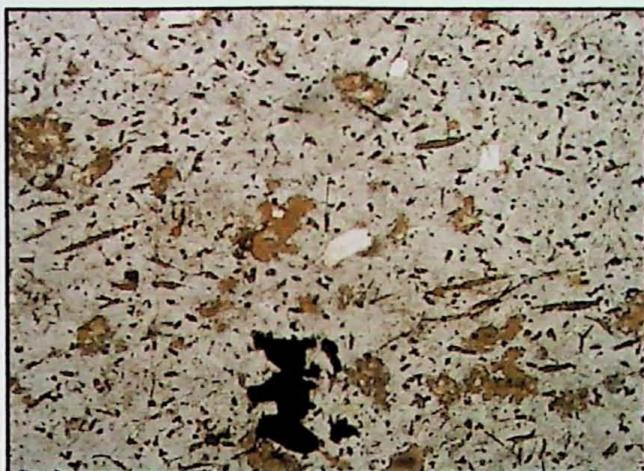
### IV.3 Caracterização Petrográfica & Química Mineral

A **Sequência Vulcânica Santa Maria** é constituída por rocha hipohialina afanítica, caracterizada, de maneira geral, por matriz vítreia, com grau de desvitrificação variável, onde ocorrem dispersos cristais de plagioclásio, pigeonita e Ti-magnetita.

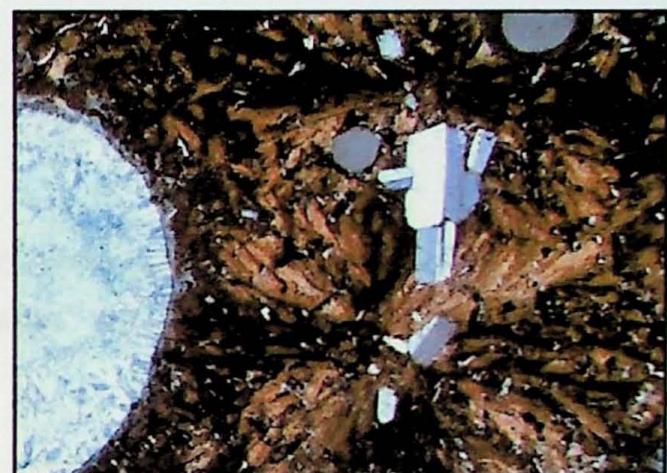
O processo de desvitrificação é responsável pelas texturas microgranofírica (Fotomicrografia 01) e esferulítica, i.e. intercrescimento de cristais fibrosos de quartzo e feldspato potássico com um padrão esférico (Fotomicrografia 02). Em alguns casos, este processo encontra-se em estado bastante avançado, sendo possível observar cristalização de quartzo (cristais anédricos, intersticiais) na matriz.

É comum a ocorrência de vesículas e amígdalas, comumente preenchidas por calcedônia, com geometria arredondada apresentando diâmetros de até 2 mm (Fotomicrografia 02) ou estirada, em formato de "gota", com diâmetro maior de até 4 milímetros (Fotomicrografia 03).

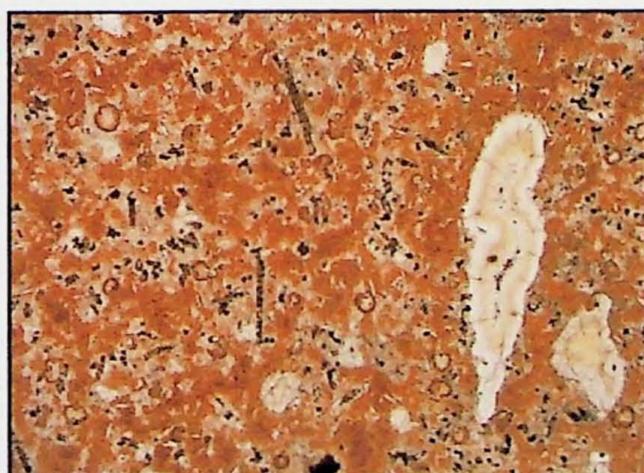
Feições de fluxo magmático são evidentes não apenas pelo estiramento das vesículas e amígdalas, mas também pela orientação dos micro-cristais e microfenocristais (Fotomicrografias 01 e 04).



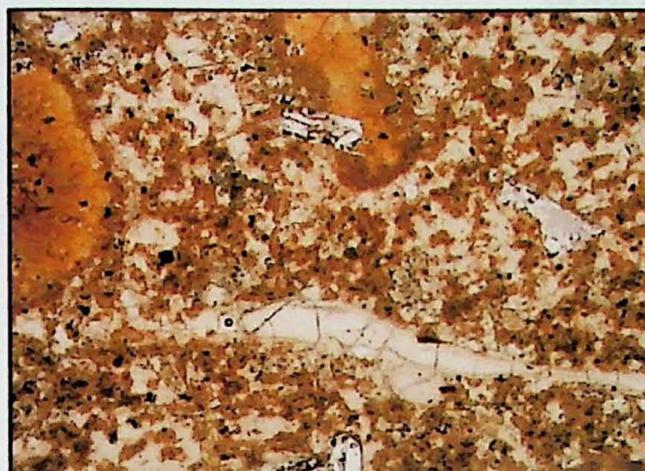
**Fotomicrografia 01:** Amostra GX-125. Riolito apresentando matriz vítreia, com pequenas porções afetadas por desvitrificação (coloração acastanhada). Notar orientação dos cristais de piroxênio e plagioclásio devido fluxo magmático. Escala: Lado maior apresenta 5,20 mm.



**Fotomicrografia 02:** Amostra GX-124 – Polarizadores paralelos à esquerda e cruzados à direita. Riolito apresentando matriz intensamente desvitrificada, onde é possível notar o padrão radial de intercrescimento entre quartzo e feldspato potássico (esferulitos). Observa-se aglomerado de microfenocristais de plagioclásio e vesícula arredondada preenchida por calcedônia. Escala: Lado maior apresenta 3,25 mm



**Fotomicrografia 03:** Amostra GX-127. Riolito apresentando matriz vítreia, com porções afetadas por desvitrificação (coloração acastanhada). Notar vesículas estiradas e preenchidas por calcedônia e cristais de piroxênio orientados segundo o estiramento das vesículas, evidenciando direção do fluxo magmático. Escala: Lado maior apresenta 3,25 mm.

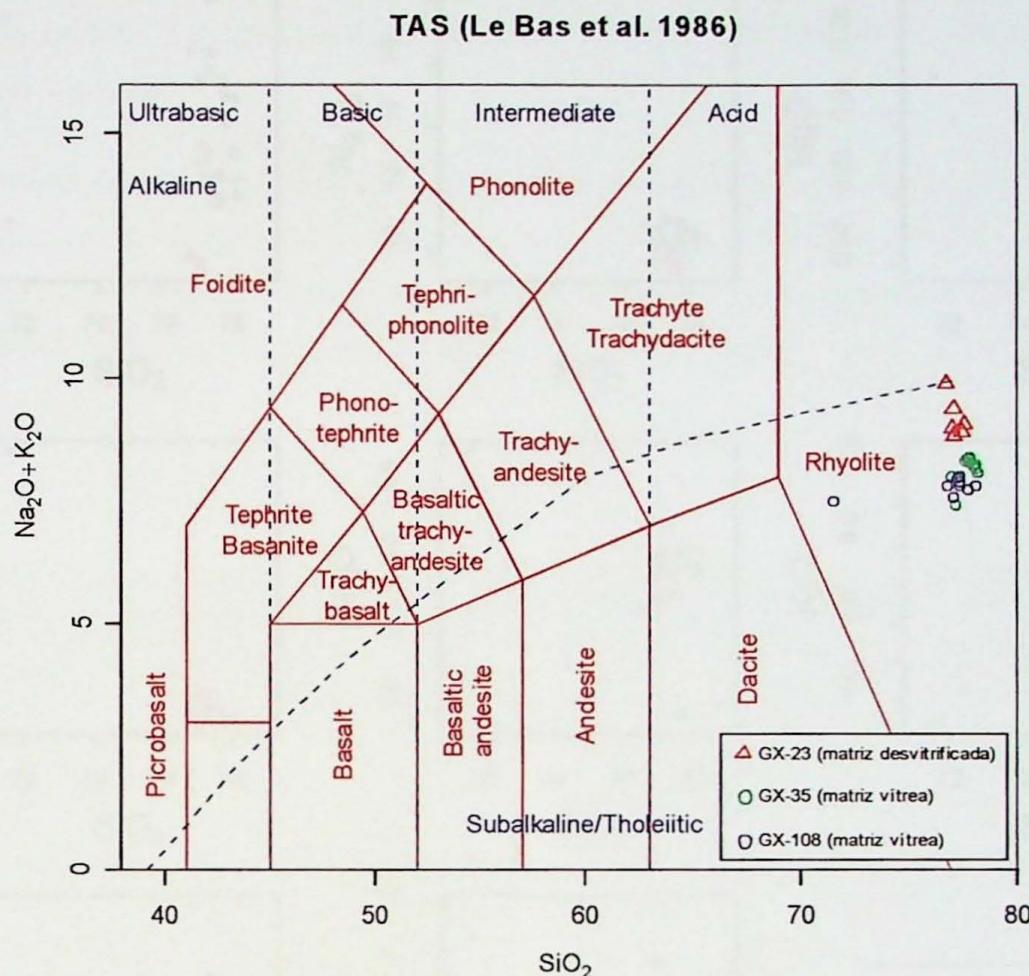


**Fotomicrografia 04:** Amostra GX-140. Riolito apresentando matriz vítreia, com pequenas porções desvitrificadas (esferulitos de coloração acastanhada). Notar vesículas estiradas e cristais de piroxênio e plagioclásio orientados segundo o estiramento das vesículas, evidenciando direção do fluxo magmático. Escala: Lado maior apresenta 3,25 mm.

#### IV.3.1. Vidro

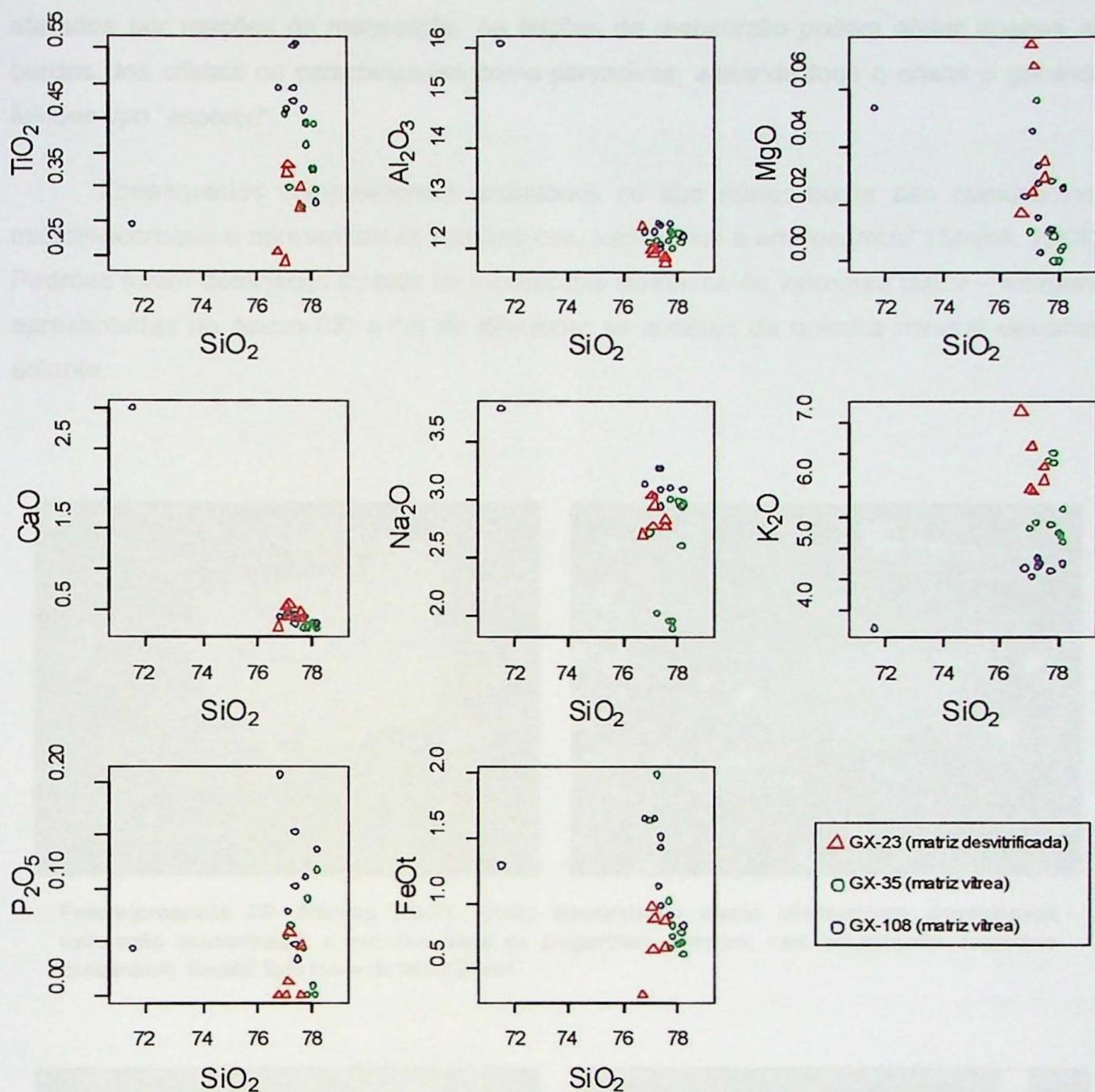
Como já descrito anteriormente, o vidro corresponde à matriz da rocha e ocorre, na maioria dos casos, afetado por processos de desvitrificação, gerando textura microgranofírica.

Do ponto de vista químico, o vidro foi analisado por microssonda eletrônica com o objetivo de conhecer sua composição e fazer uma comparação entre a fase vítreia e a fase desvitrificada, ambas caracterizadas com composições riolíticas, como é possível observar na Figura 21, onde é apresentado o diagrama classificatório para rochas vulcânicas de Le Bas *et. al.* (1986).



**Figura 21:** Diagrama classificatório para as análises de vidro obtidas por microssonda (Le Bas et al., 1986).

A comparação dos teores dos elementos maiores com base nos teores de sílica (Figura 22) permite observar que a amostra desvitrificada apresenta menores teores de  $\text{TiO}_2$  e  $\text{FeO}_t$  e maiores teores de  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{MgO}$  em relação às amostras vítreas. Além disto as amostras vítreas apresentam o fechamento das análises inferior ao das amostras desvitrificadas, refletindo a possível perda de voláteis presentes preferencialmente nas amostras ainda vítreas.



**Figura 22:** Diagramas tipo Harker (elementos maiores vs  $\text{SiO}_2$  para as análises de vidro (matriz). A simbologia utilizada é indicada junto aos diagramas.

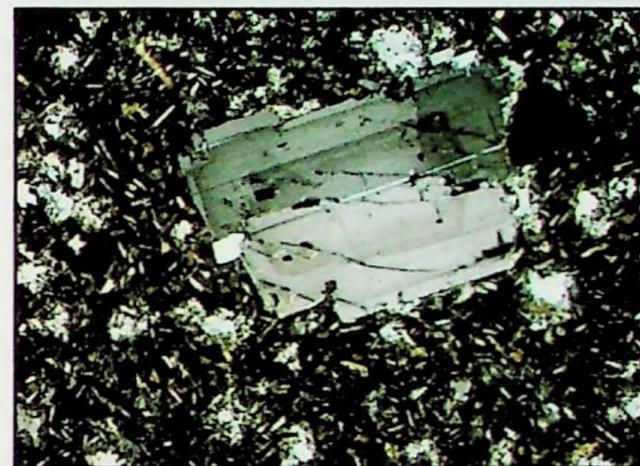
#### IV.3.2. Plagioclásio

O plagioclásio pode ocorrer em proporções de até 8% do volume da rocha, sob a forma de micrólitos (cristais esqueléticos), microcristais euédricos de até 0,2 mm, podendo apresentar feições de resfriamento rápido (terminação tipo “rabo de andorinha”), e microfenocristais de até 1,5 mm dispersos na matriz.

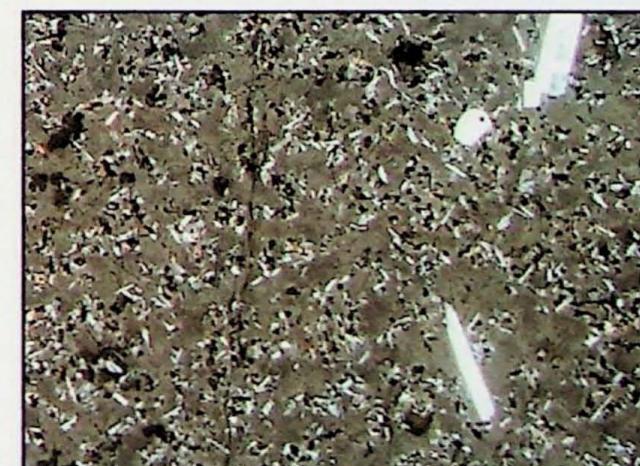
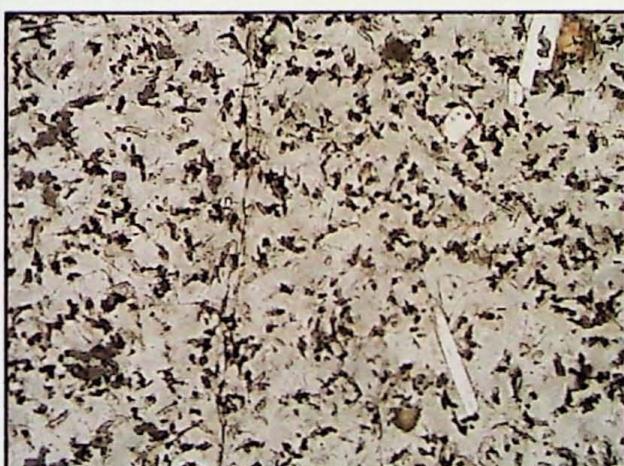
Os microfenocristais chegam a perfazer sozinhos até 4% da rocha e exibem, comumente, geminação polissintética. Podem apresentar-se euédricos, com geometria tabular, ou subédricos a anédricos, com geometria arredondada e superfície lisa, claramente

afetados por reações de reabsorção. As feições de reabsorção podem afetar apenas as bordas dos cristais ou caracterizar-se como pervasivas, afetando todo o cristal e gerando feições tipo “esponja”.

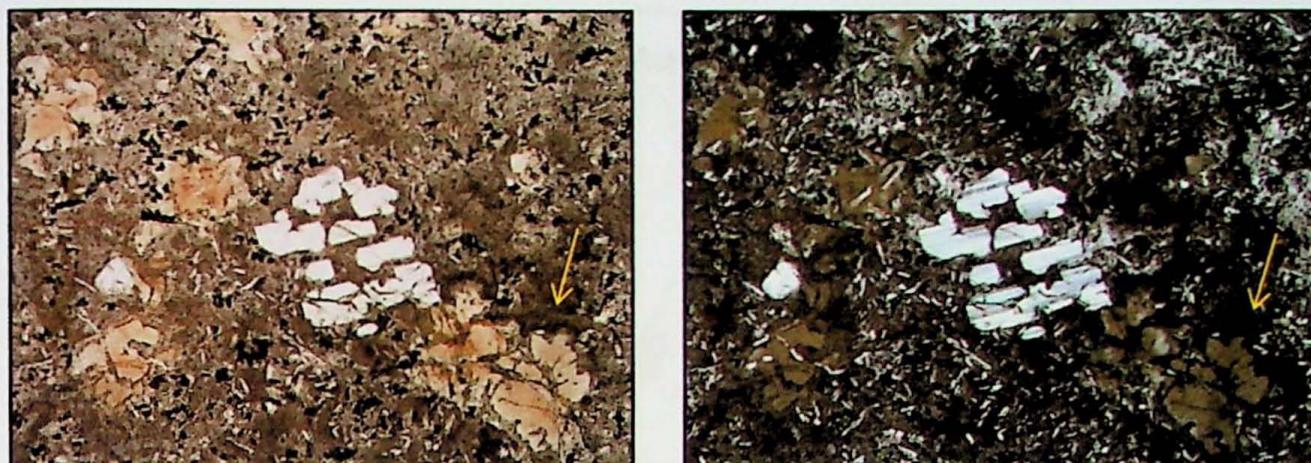
Zoneamentos compostionais oscilatórios ou tipo núcleo-borda são comuns nos microfenocristais e apresentam-se concênicos, oscilatórios e em “degraus” (Streck, 2008). Padrões foram detalhados através de microscopia eletrônica de varredura (MEV – imagens apresentadas no Anexo 03) a fim de direcionar as análises de química mineral descritas adiante.



**Fotomicrografia 05:** Amostra RS-73. Rioleiro apresentando matriz intensamente desvitrificada (coloração acastanhada) e microfenocristal de plagioclásio euédrico, com zoneamento oscilatório concêntrico. Escala: lado maior da foto 3,25mm.

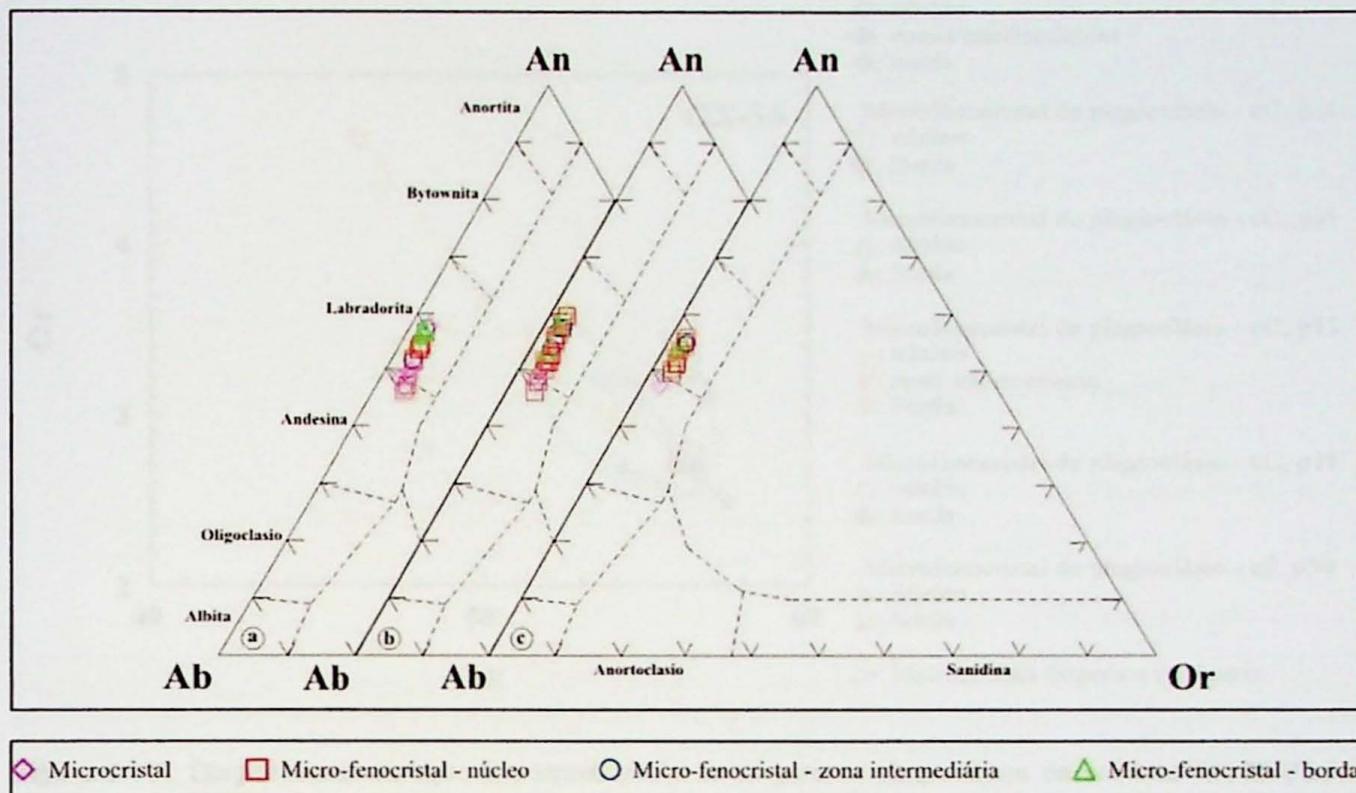


**Fotomicrografia 06:** Amostra TF-02E (RS-74A). Rioleiro apresentando matriz vitrea e cristais de plagioclásio euédricos, sob a forma de micrólitos dispersos na matriz e microfenocristais de geometria tabular (canto direito da foto). Escala: lado maior da foto 2,60 mm.



**Fotomicrografia 07:** Amostra TF-02F (RS-74B). Riolito apresentando matriz desvitrificada, localmente caracterizada por textura granofírica e em padrão radial (esferulitos – seta amarela) e microfenocristal de plagioclásio apresentando lei da albite, anédrico, afetado por reações de reabsorção (gerando feições tipo "esponja"). Escala: lado maior da foto 2,60 mm.

Do ponto de vista químico, os plagioclásios caracterizam-se por teores de An que variam de 46% a 60%, apresentando composições preferenciais no campo da labradorita, sendo que os microcristais tendem a apresentar os menores teores, chegando a caracterizar-se como andesinas (Figura 23). De maneira geral, os teores de potássio não mostram variações significativas, apresentando-se entre 0,42 e 0,79%. Já os teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e MgO, apresentaram concentrações com maiores variações, ficando entre 0,69 e 1,31% e 0,03 e 0,15%, respectivamente.

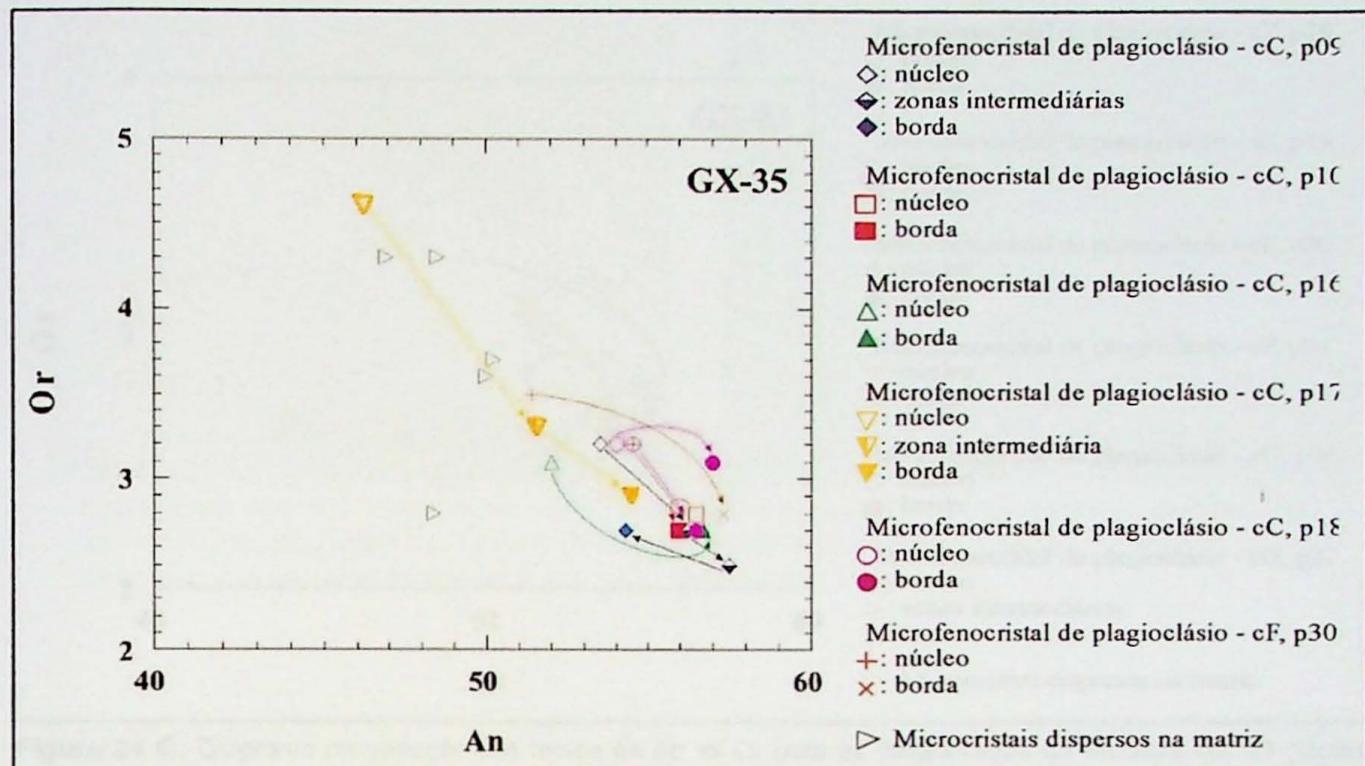


**Figura 23:** Diagramas ternários An-Ab-Or para classificação dos plagioclásios da SVSM. a) Amostra GX-35; b) Amostra GX-108; c) Amostra GX-23. A simbologia utilizada é indicada acima.

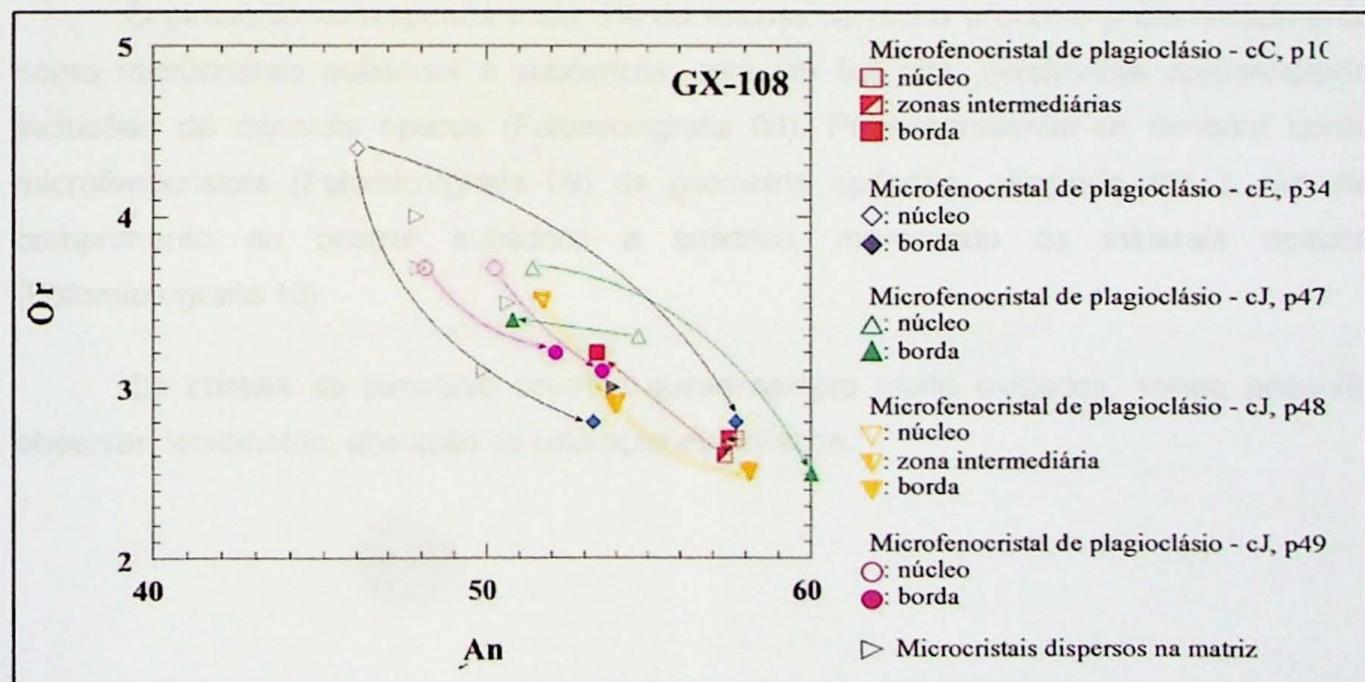
Com relação à variação dos teores de An, os zoneamentos compostionais apresentam caráter tanto normal, quanto inverso, sendo o último francamente predominante. No caso dos zoneamentos de padrão normal, os teores de An variam de 54,7% a 59,5% nos núcleos dos cristais e de 50,8% a 56,5% nas bordas. Já no caso dos zoneamentos de padrão inverso, os teores de An variam de 46% a 54,5% nos núcleos e de 52,1% a 60% nas bordas dos micro-fenocristais. É possível observar que, no caso dos padrões inversos, o contato entre as zonas apresenta um caráter irregular, evidenciando um sistema em desequilíbrio.

Pode ocorrer também, mais raramente, um zoneamento inicialmente inverso, que finaliza com padrão normal. Este aspecto pode parecer comum nos cristais quando se observa a presença de uma borda representativa da fase final de cristalização que, devido a sua pequena espessura, impossibilitou a realização pontos de análise química mineral.

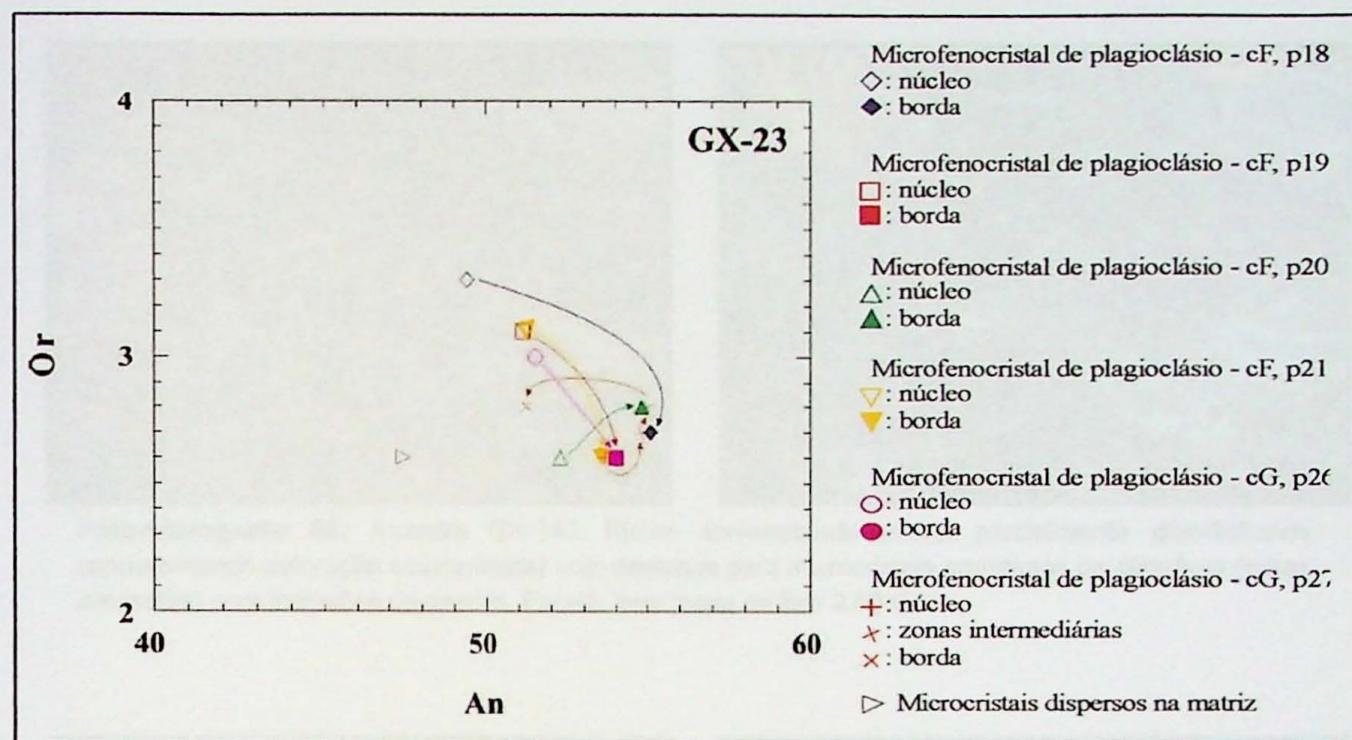
As Figuras 24 A a 24 C indicam a variação dos teores de anortita vs ortoclásio a fim de se observar as variações compostionais do núcleo à borda dos micro-fenocristais.



**Figura 24 A:** Diagramas de variação dos teores de An vs Or para os plagioclásios da amostra GX-35 (fácie obsidiana da SVSM). A nomenclatura e a descrição dos pontos analisados encontra-se ao lado do diagrama. Para identificar as variações núcleo-borda deve-se acompanhar as setas nas cores correspondentes.



**Figura 24 B:** Diagrama de variação dos teores de An vs Or para os plagioclásios da amostra GX-108 (fácie obsidiana da SVSM). A nomenclatura e a descrição dos pontos analisados encontra-se ao lado do diagrama. Para identificar as variações núcleo-borda deve-se acompanhar as setas nas cores correspondentes.

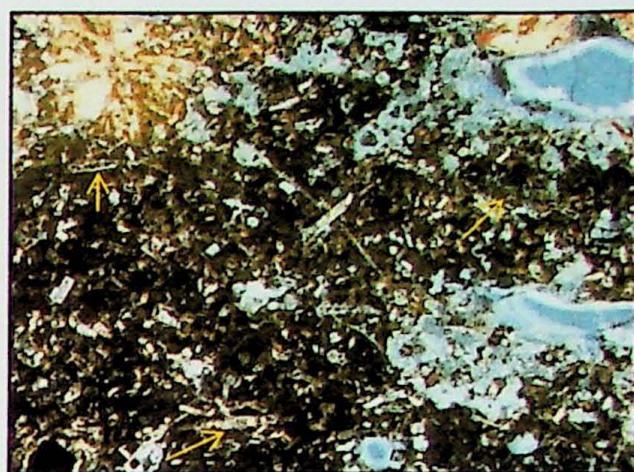
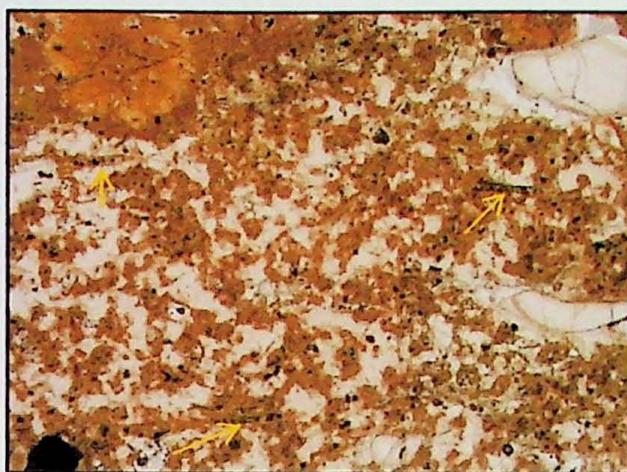


**Figura 24 C:** Diagrama de variação dos teores de An vs Or para os plagioclásios da amostra GX-23 (fácies bandada (cristalina) da SVSM). A nomenclatura e a descrição dos pontos analisados encontra-se ao lado do diagrama. Para identificar as variações núcleo-borda deve-se acompanhar as setas nas cores correspondentes.

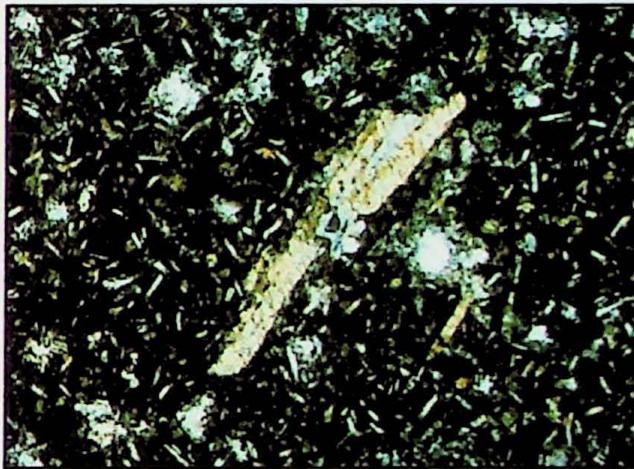
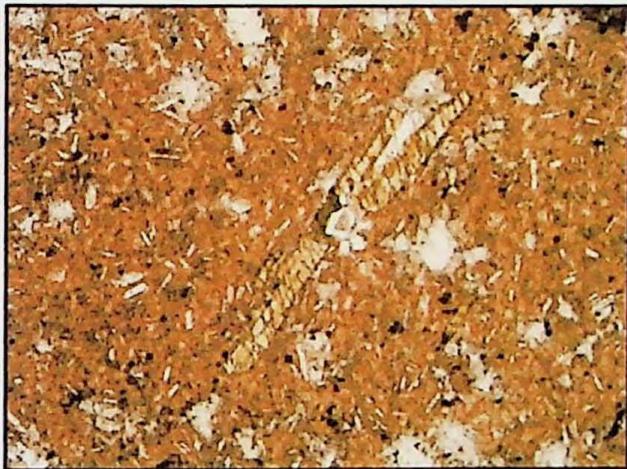
#### IV.3.3. Piroxênio

O piroxênio corresponde a até 5% do volume da rocha e ocorre preferencialmente como microcristais euédricos a subédricos, com até 0,3 mm, geralmente apresentando inclusões de minerais opacos (Fotomicrografia 08). Pode apresentar-se também como microfenocristais (Fotomicrografia 09) de geometria ripiforme, atingindo até 1 mm de comprimento ou ocorrer subédrico a anédrico, manteando os minerais opacos (Fotomicrografia 10).

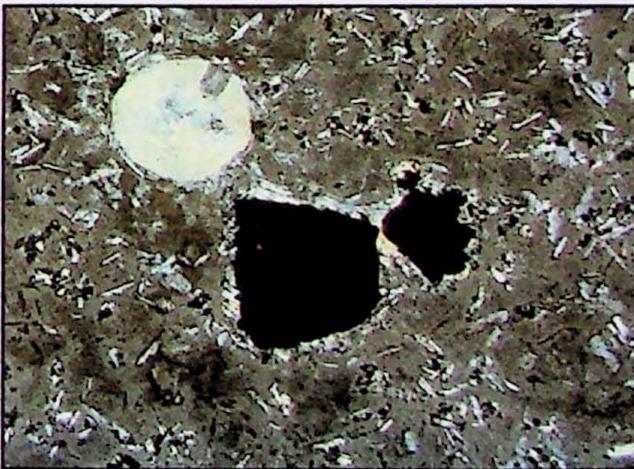
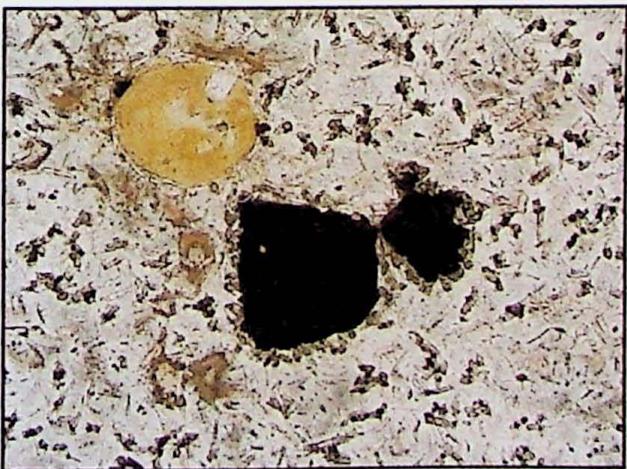
Os cristais de piroxênio ocorrem quase sempre muito oxidados, sendo possível observar, localmente, alteração de coloração esverdeada.



**Fotomicrografia 08:** Amostra GX-140. Rioolito apresentando matriz parcialmente desvitrificada (apresentando coloração acastanhada) com destaque para microcristais orientados de piroxênio (setas amarelas) com inclusões de opacos. Escala: lado maior da foto 2,60 mm.

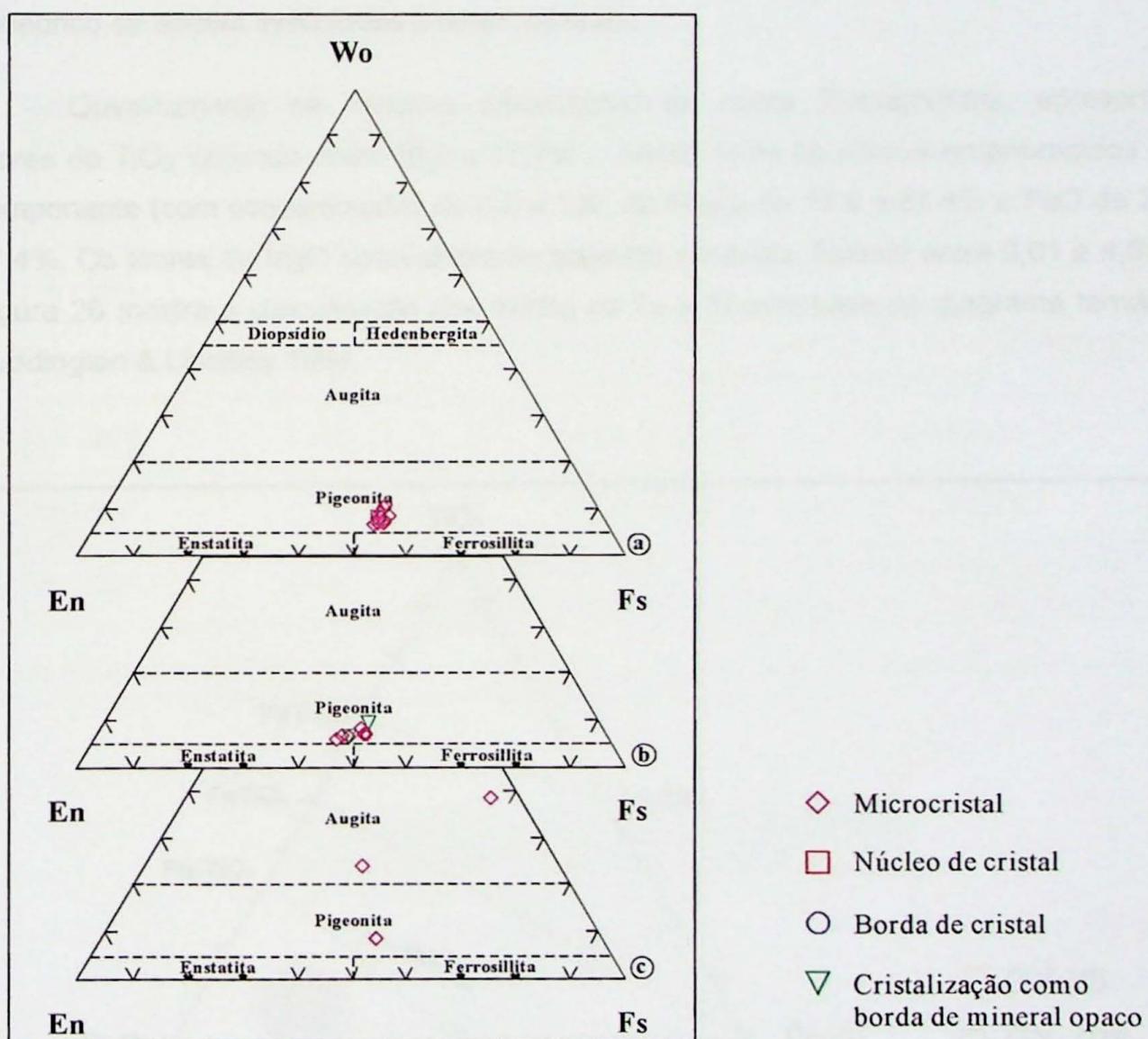


**Fotomicrografia 09:** Amostra RS-73C. Rioolito apresentando matriz desvitrificada (coloração acastanhada) com destaque para microfenocristal de piroxênio. Escala: lado maior da foto 2,60 mm.



**Fotomicrografia 10:** Amostra TF-02D. Rioolito apresentando matriz vítreo. Notar vesícula arredondada preenchida por calcedônia e cristal subédrico de mineral opaco com borda de piroxênio. Escala: lado maior da foto 1,30 mm.

Do ponto de vista químico, os piroxênios foram classificados de acordo com o sistema  $\text{CaSiO}_3$  (wollastonita) –  $\text{MgSiO}_3$  (enstatita) –  $\text{FeSiO}_3$  (ferrosilita) como mostrado na Figura 25 de Morimoto (1990). Os piroxênios caracterizam-se por baixos teores em Ca, apresentando-se no campo da pigeonita, com composições que variam no intervalo  $\text{Wo}_{(6-11)}\text{En}_{(38-50)}\text{Fs}_{(44-53)}$  e índices #mg variando de 39 a 53. Nota-se que as composições não apresentam diferenças significativas entre o modo de ocorrência dos minerais, seja como microcristal ou como cristalização em borda de mineral opaco, não sendo possível também observar zoneamento composicional.



**Figura 25:** Diagramas ternários Wo-En-Fs para classificação dos piroxênios da SVSM. a) Amostra GX-35; b) Amostra GX-108; c) Amostra GX-23. A legenda da simbologia utilizada apresenta-se acima, junto aos diagramas.

#### IV.3.4. Minerais Opacos

Os óxidos de Fe e Ti podem chegar a 4% do volume da rocha e apresentam uma bimodalidade quanto à granulometria e forma dos cristais. Podem ocorrer dispersos pela matriz, euédricos a subédricos, com tamanhos médios de até 0,1 mm, comumente sob a forma de inclusões nos piroxênios; ou em aglomerados, onde apresentam tamanhos médios de até 0,5 mm, geometria subédrica a anédrica, nestes casos arredondados, com superfície lisa, podendo estar afetados por feições de reabsorção e interação com o magma (observadas através de MEV – imagens apresentadas no Anexo 03).

Os minerais opacos ocorrem geralmente manteados por microcristais anédricos a subédrico de pigeonita, e as imagens de MEV permitiram o reconhecimento de cristais subédrico de apatita associados a estes minerais.

Quimicamente os minerais caracterizam-se como Ti-magnetitas, apresentando teores de  $\text{TiO}_2$  variando entre 10,2 e 17,7% - sendo raros os cristais empobrecidos neste componente (com concentrações de 0,2 a 1,8); de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  de 19,9 a 61,4% e  $\text{FeO}$  de 29,9 a 47,4%. Os teores de  $\text{MgO}$  apresentam-se bastante variáveis, ficando entre 0,01 e 4,65%. A Figura 26 mostra a classificação dos óxidos de Fe e Ti com base no diagrama ternário de Buddington & Lindsley 1964.

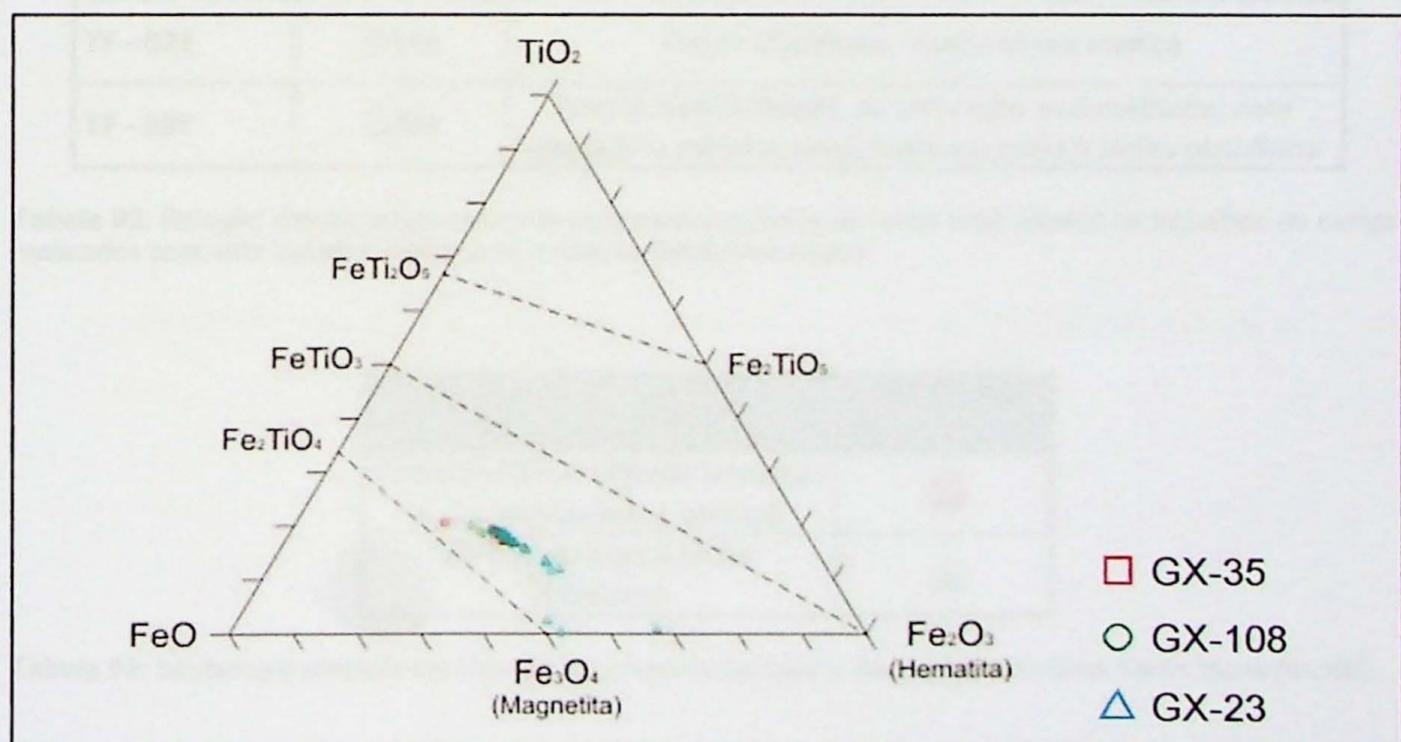


Figura 26: Diagrama ternário para classificação dos óxidos da SVSM (Buddington & Lindsley, 1964). A legenda da simbologia utilizada encontra-se junto ao diagrama.

#### IV.4 Caracterização Geoquímica

Para os estudos da geoquímica da SVSM foram selecionadas as amostras coletadas nas atividades de campo da doutoranda Liza A. Polo e seis amostras coletadas no afloramento RS-74 na atividade de campo desenvolvida neste trabalho, onde se observa intercalação das fácies bandada, maciça e obsidiana (descritas no item IV.1. A Tabela 2 mostra a relação das amostras referentes ao afloramento RS-74 e suas características faciológicas, enquanto a Tabela 3 apresenta a simbologia usada nos gráficos apresentados (para a SVSM).

As amostras foram analisadas para elementos maiores e traços através de fluorescência de raio X, e os dados das demais unidades (SVBC e SVGX) obtidos dos trabalhos de Polo (2010) foram usados para fins meramente comparativos.

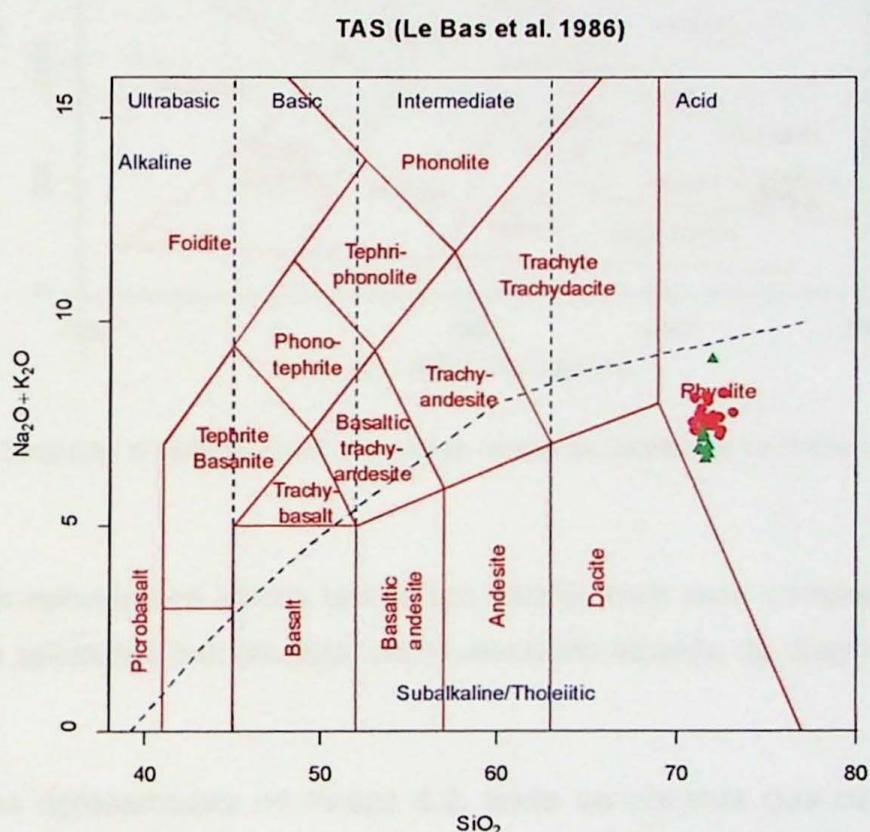
Amostra	Unidade	Características Faciológicas
TF - 02A	SVSM	Fácies Bandada - rocha avermelhada com bandamento ígneo e fraturamento associado
TF - 02B	SVSM	Fácies Maciça - rocha acinzentada, maciça, com esferulitos milimétricos de coloração esbranquiçada
TF - 02C	SVSM	Fácies Bandada - rocha avermelhada com bandamento ígneo e fraturamento associado
TF - 02D	SVSM	Fácies Obsidiana - rocha vítreia maciça
TF - 02E	SVSM	Fácies Obsidiana - rocha vítreia maciça
TF - 02F	SVSM	Porção desvitrificada, de coloração avermelhada, com geometria esférica, englobada em meio à fácies obsidiana

**Tabela 02:** Relação das amostras coletadas para análise química de rocha total durante os trabalhos de campo realizados para este trabalho. Destaca-se a caracterização faciológica.

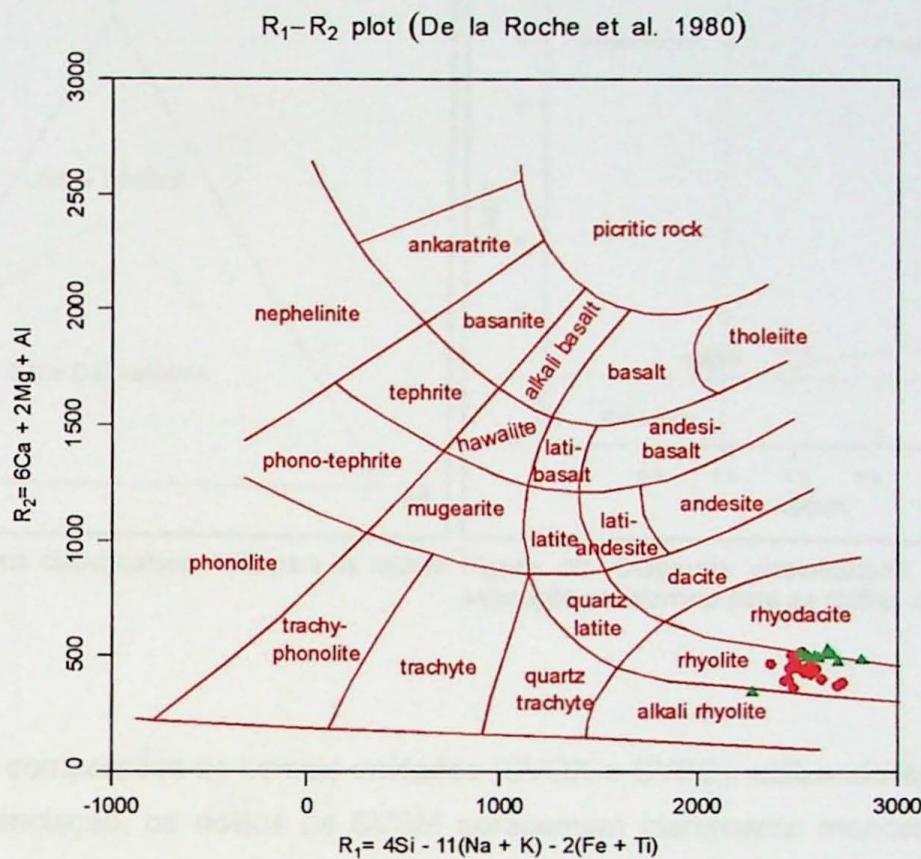
Classe	Simbologia
Cristalina/Desvitrificada (abrange as fácies bandada e maciça)	●
Vítrea (abrange a fácies obsidiana)	▲

**Tabela 03:** Símbologia utilizada nos diagramas apresentados para a Sequencia Vulcânica Santa Maria (SVSM).

Os dados químicos evidenciam que a SVSM é homogênea, com todas as fácies apresentando composições químicas muito semelhantes. O diagrama classificatório para rochas vulcânicas (TAS – Le Bas *et al.* 1986) apresentado na Figura 27 mostra que as rochas da SVSM caracterizam-se como riolitos, com os teores de  $\text{SiO}_2$  variando de 71% a 73%, sendo possível observar que a classe cristalina (desvitrificada) apresenta-se pouco mais enriquecida em  $\text{SiO}_2$ . Já a Figura 28, que apresenta o diagrama classificatório R1-R2 de La Roche *et al.* (1980), mostra que as composições das rochas pertencentes à fácie obsidiana seriam mais próximas de uma composição riodacítica.



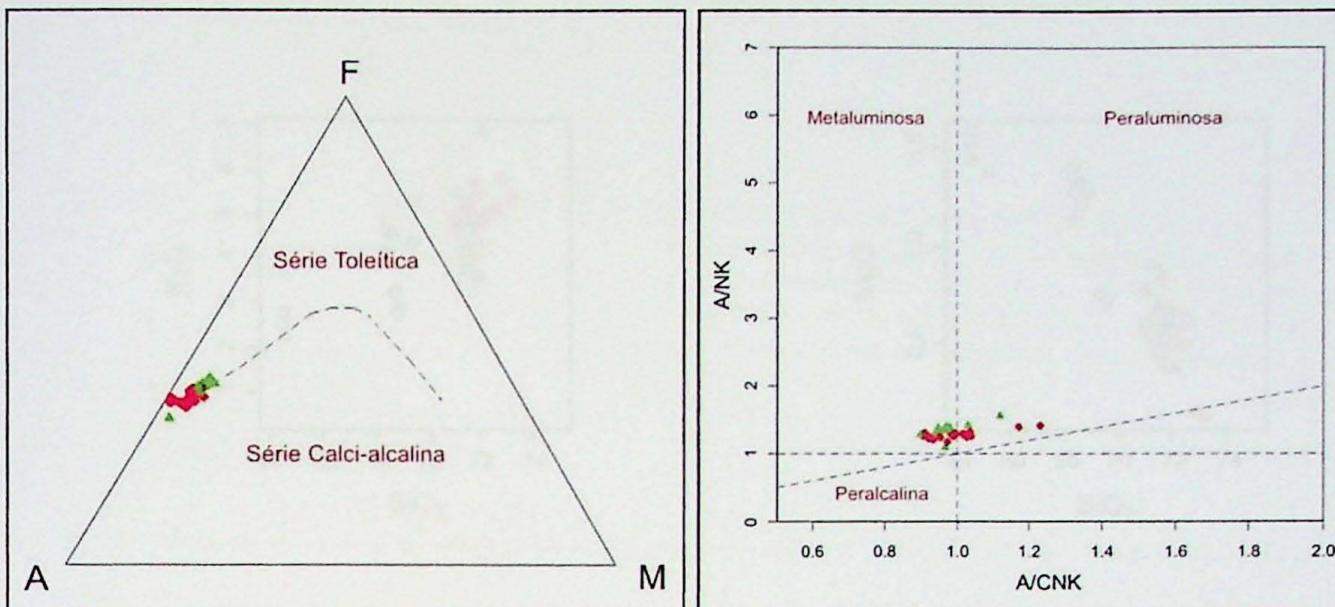
**Figura 27:** Diagrama TAS para classificação geoquímica das rochas da SVSM (Le Bas *et al.*, 1986)



**Figura 28:** Diagrama classificatório R1-R2 para as rochas da SVSM (De La Roche et al., 1980)

Os riolitos apresentam baixos teores em álcalis, com uma composição transicional entre os campos toleítico e calcialcalino, como mostrado através do diagrama AFM (Figura 29).

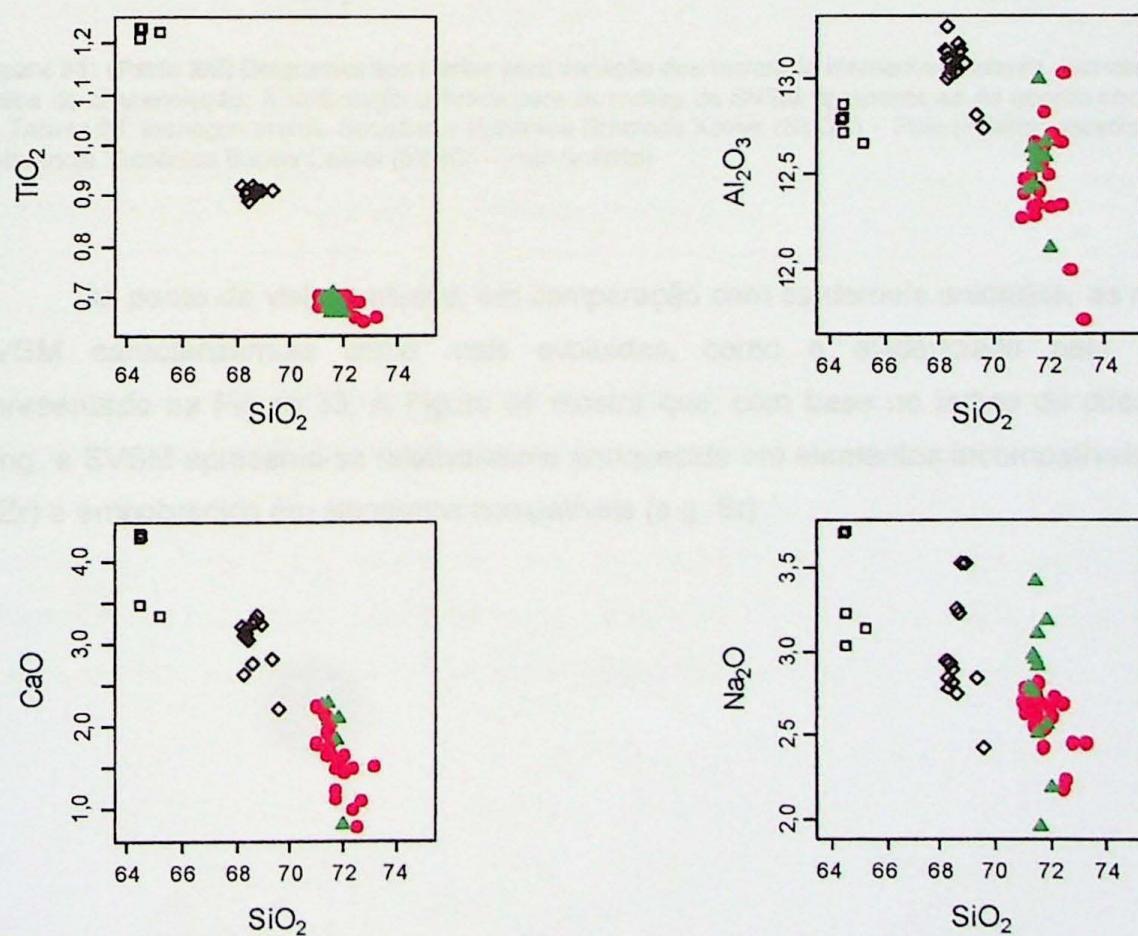
As tabelas apresentadas no Anexo 4.2, onde se observa que os teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  variam de 11,7% a 13% com relações  $\text{A/CNK} > 1$ , e o diagrama de saturação em alumina ( $\text{A/CNK}$  vs  $\text{A/NK}$ , definido por Maniar & Piccoli, 1989, com base nos parâmetros de Shand, 1943) apresentado na Figura 30, mostram que a SVSM apresenta rochas com composição metaluminosas com tendências peraluminosa. Vale ressaltar que, da mesma maneira como observado nas análises de vidro por microssonda eletrônica, as rochas vítreas (obsidianas) apresentam composições empobrecidas em K em relação às demais.



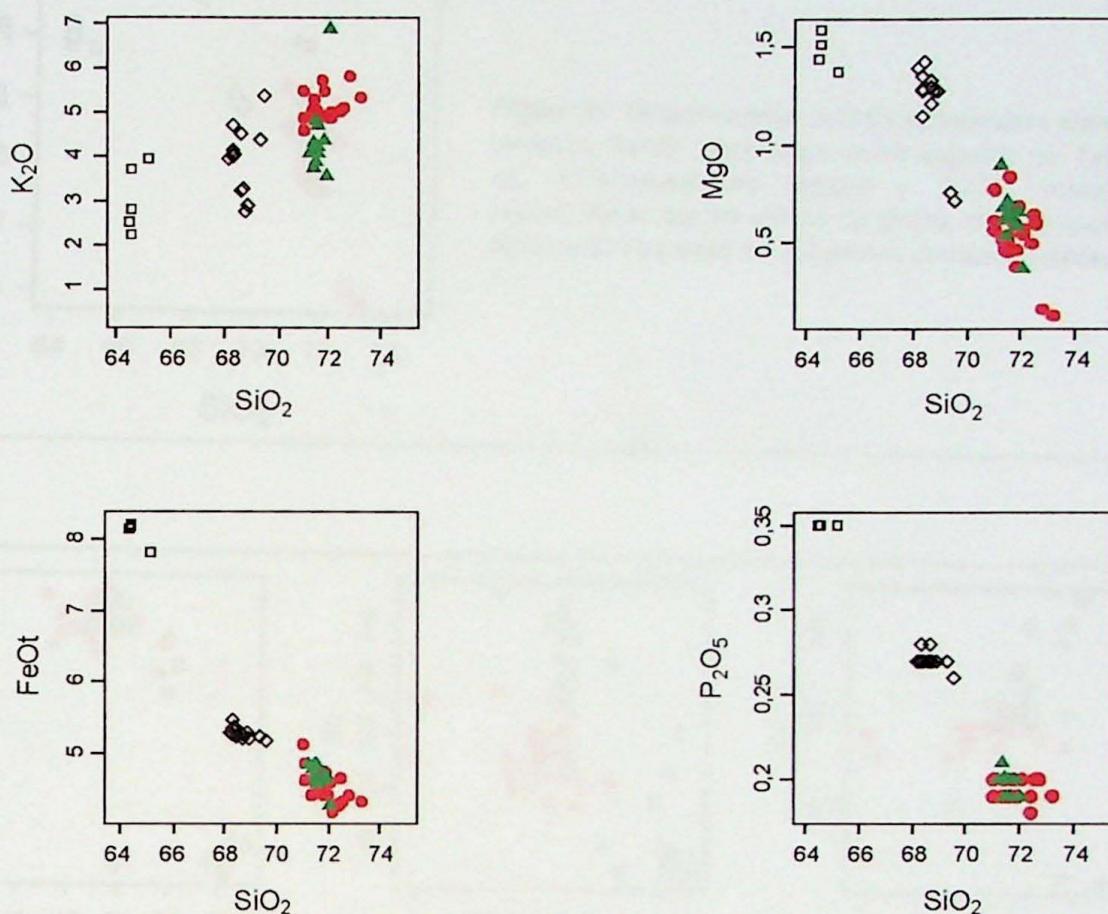
**Figura 29:** Diagrama classificatório AFM para as rochas da SVSM.

**Figura 30:** Diagrama classificatório com base na saturação em alumina para as rochas da SVSM.

Quando comparados às demais unidades (SVGX e SVBC), utilizando-se  $\text{SiO}_2$  como índice de diferenciação, os riolitos da SVSM apresentam claramente menores teores de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{MgO}$ , e teores mais elevados de  $\text{K}_2\text{O}$  (Figura 31).

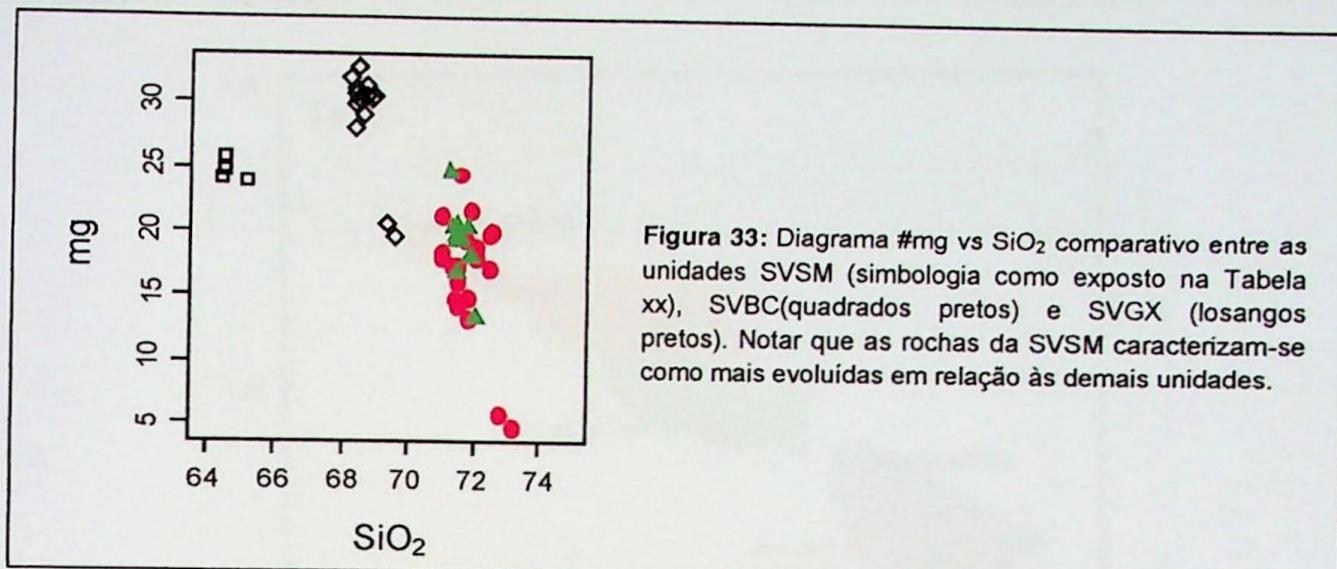


**Figura 31: (Parte 1/2)** Legenda na próxima página.

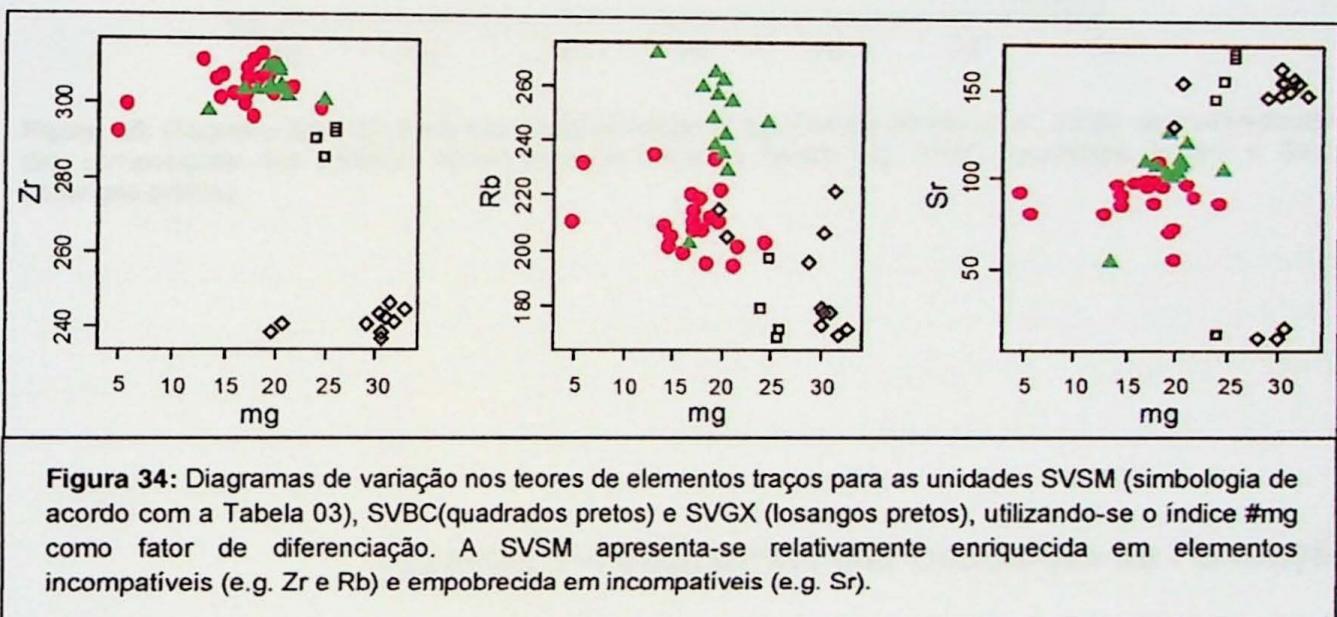


**Figura 31: (Parte 2/2)** Diagramas tipo Harker para variação dos teores de elementos maiores usando  $\text{SiO}_2$  como índice de diferenciação. A simbologia utilizada para as rochas da SVSM apresenta-se de acordo com o exposto na Tabela 03; losangos pretos: Sequência Vulcânica Gramado Xavier (SVGX) – Polo (inédito); quadrados pretos: Sequência Vulcânica Barros Cassal (SVBC) – Polo (inédito).

Do ponto de vista evolutivo, em comparação com as demais unidades, as rochas da SVSM caracterizam-se como mais evoluídas, como é evidenciado pelo diagrama apresentado na Figura 33. A Figura 34 mostra que, com base no índice de diferenciação  $\#mg$ , a SVSM apresenta-se relativamente enriquecida em elementos incompatíveis (e.g. Rb e Zr) e empobrecida em elementos compatíveis (e.g. Sr).

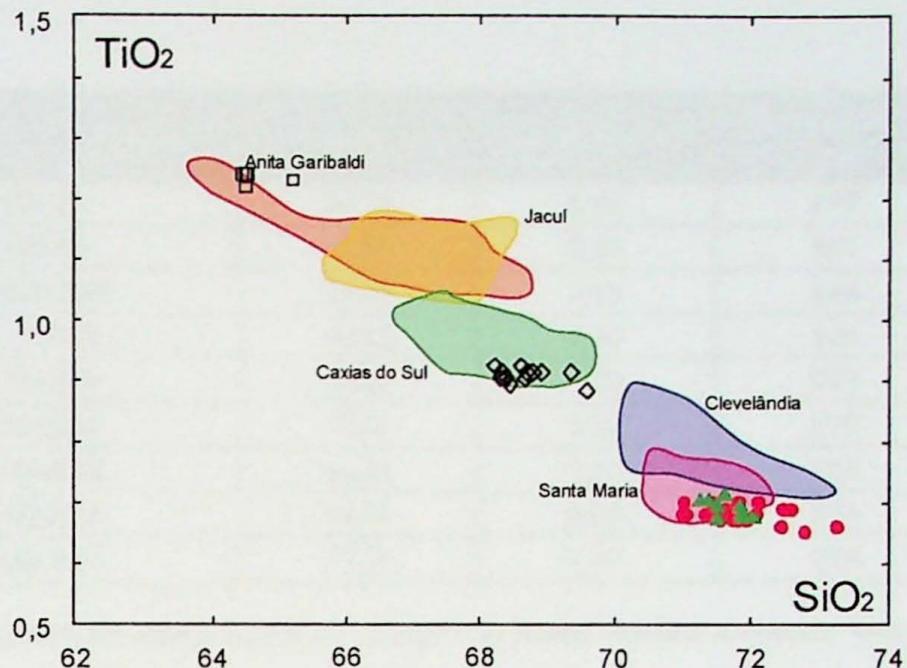


**Figura 33:** Diagrama #mg vs  $\text{SiO}_2$  comparativo entre as unidades SVSM (símbologia como exposto na Tabela xx), SVBC(quadrados pretos) e SVGX (losangos pretos). Notar que as rochas da SVSM caracterizam-se como mais evoluídas em relação às demais unidades.



**Figura 34:** Diagramas de variação nos teores de elementos traços para as unidades SVSM (símbologia de acordo com a Tabela 03), SVBC(quadrados pretos) e SVGX (losangos pretos), utilizando-se o índice #mg como fator de diferenciação. A SVSM apresenta-se relativamente enriquecida em elementos incompatíveis (e.g. Zr e Rb) e empobrecida em incompatíveis (e.g. Sr).

Finalmente, para se obter uma comparação geoquímica das rochas da SVSM e demais unidades descritas neste trabalho, com as unidades apresentadas na bibliografia, utilizou-se o diagrama  $\text{TiO}_2$  vs  $\text{SiO}_2$  apresentado por Nardy *et. al.* (2008). Tal diagrama, apresentado na Figura 35, evidencia que as rochas da SVSM são quimicamente equivalentes à unidade Santa Maria, as rochas da SVBC são equivalentes à unidade Anita Garibaldi e, por fim, as rochas da SVGX são equivalentes à unidade Caxias do Sul.



**Figura 35:** Diagrama discriminatório das unidades ácidas do tipo Palmas (Nardy et al., 2008), com sobreposição das composições das unidades SVSM (legenda como na Tabela 03), SVBC (quadrados pretos) e SVGX (losangos pretos).

## Capítulo V – Estimativas das Condições de Formação

### V.1 Temperatura

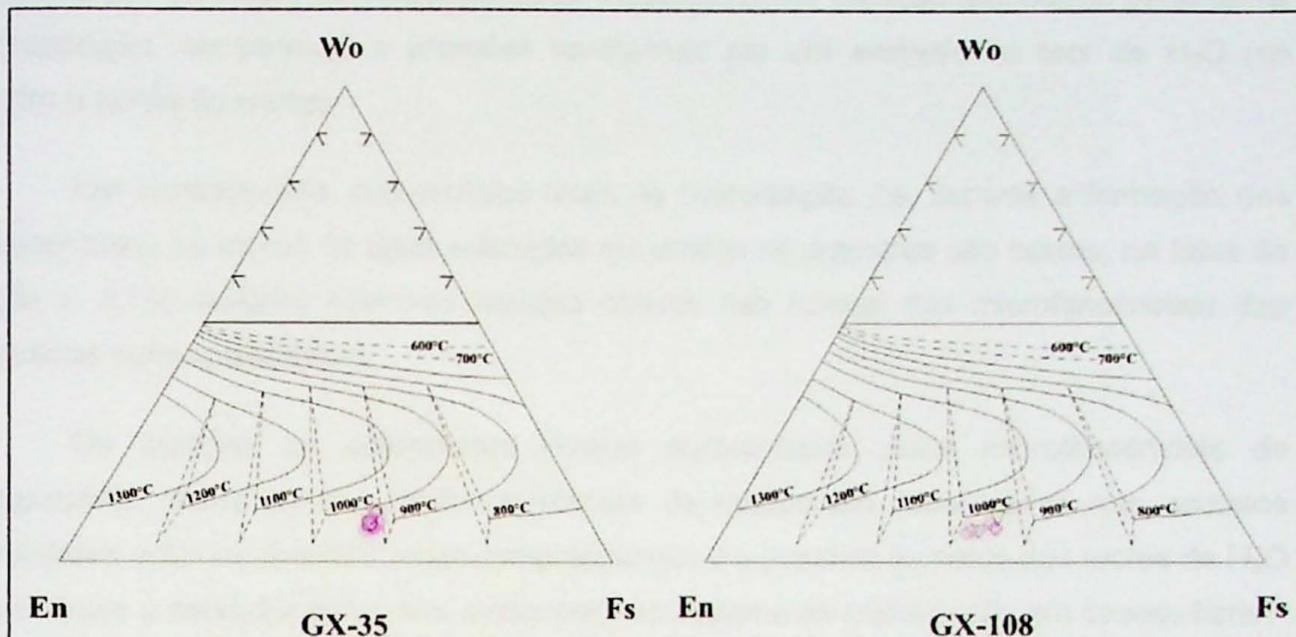
Para a estimativa das temperaturas do magma foram utilizados dois métodos distintos, a termometria a partir da saturação em apatita e a termometria a partir dos piroxênios.

A termometria a partir da saturação em apatita (Harrison & Watson, 1984) se baseia nos teores de  $P_2O_5$  da rocha obtidos mediante análises de química de rocha total por FRX. Como a apatita é um mineral de cristalização precoce, as temperaturas obtidas permitem inferir, com certa aproximação, um limite mínimo para a temperatura *liquidus* do magma. As análises químicas dos riolitos Santa Maria forneceram teores de  $P_2O_5$  de 0,19% a 0,20%, em peso, e as temperaturas obtidas variaram de 962°C a 994°C, como pode ser observado na Tabela 04.

Amostra	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Temperatura estimada (°C)
<b>GX-23</b>	70,34	0,19	977
<b>GX-35</b>	69,36	0,19	967
<b>GX-108</b>	69,06	0,19	964
<b>TF-02A</b>	70,15	0,20	980
<b>TF-02B</b>	70,05	0,20	979
<b>TF-02C</b>	70,00	0,20	979
<b>TF-02D</b>	68,31	0,20	962
<b>RS-74A</b>	68,55	0,20	964
<b>RS-74B</b>	72,19	0,19	994

**Tabela 04:** Temperaturas obtidas a partir da saturação em apatita (Harrison & Watson, 1984) para as rochas da SVSM.

A termometria a partir da composição dos piroxênios, proposta por Lindsley (1983), foi feita com base na química mineral de piroxênios (pigeonita) presentes nas amostras ainda vítreas, onde este mineral é mais abundante e encontra-se melhor preservado. Este método foi utilizado para estimar a temperatura média no momento da extrusão do magma, ou em momentos pré-eruptivos, quando o magma já se encontra próximo à superfície, uma vez que os microcristais de piroxênio, ao que tudo indica, cristalizaram-se em uma fase tardia. Na Figura 36, é possível observar que as temperaturas obtidas através deste método variam de 900°C a 1000°C. Deve-se levar em consideração que termômetros baseados em trocas químicas são sujeitos a reequilíbrios, de modo que maiores imprecisões são esperadas nestas estimativas.



**Figura 36:** Temperaturas aproximadas obtidas através da composição dos piroxênios (pigeonita), segundo Lindsley (1983).

## V.2 Teor de H<sub>2</sub>O

Com base nas temperaturas obtidas, na composição do magma, pressão e teores de anortita do plagioclásio, é possível estimar os teores de água presentes no magma (geohigrômetro proposto por Lange *et al.*, 2009). Os cálculos foram realizados considerando-se uma temperatura constante, tanto para a formação dos microfenocristais quanto para os microcristais, tendo em vista que as temperaturas obtidas por ambos os métodos de termometria resultaram em valores muito próximos. Para a pressão, no entanto, considerou-se valores distintos, uma vez que se infere que a cristalização dos microfenocristais deve ter ocorrido em profundidade e a dos microcristais próxima à superfície. Foi utilizado um valor de  $P = 5$  kbar (correspondente a uma profundidade de ~15 km) para o cálculo do teor de H<sub>2</sub>O dos microfenocristais, considerando que não são conhecidas câmaras magmáticas rasas associadas às extrusões riolíticas da PMPE no Brasil. Para a cristalização dos microcristais, foram então utilizadas pressões de 1 bar, admitindo uma cristalização em superfície.

Utilizando-se destes parâmetros, obteve-se para a cristalização dos microfenocristais, teores de água variando de 3,2% a 3,6% na amostra GX-23 e de 3,0% a 3,7% na amostra GX-35. Como é possível observar com os dados expostos nas Tabelas 05 e 06, os padrões de zoneamento inverso (predominantes nos microfenocristais de

plagioclásio) deveriam ser acompanhados, na ausência de variação dos outros parâmetros (composição, temperatura e pressões constantes) por um aumento no teor de H<sub>2</sub>O (de centro a borda do cristal).

Em contrapartida, nos estágios finais de cristalização, i.e. durante a formação dos microcristais, os teores de água estimados em ambas as amostras são baixos, na faixa de 2,5% a 2,7% (valores inferiores àqueles obtidos nas bordas dos microfenocristais das amostras correspondentes).

Os padrões de zoneamento inverso apresentados pelos microfenocristais de plagioclásio, somando-se a texturas internas de reabsorção (observadas nos contatos irregulares entre as distintas zonas compostionais) e o possível aumento dos teores de H<sub>2</sub>O associados a estes zoneamentos, evidenciam um sistema de cristalização em desequilíbrio.

Já os menores teores de An apresentados pelos microcristais e consequente estimativa de menores teores de H<sub>2</sub>O, podem ser resultantes da queda de temperatura e/ou da perda de H<sub>2</sub>O devido à saturação e diminuição da solubilidade durante a ascensão do magma. Em vista disto, o item seguinte discute estes resultados à luz de modelos de solubilidade de H<sub>2</sub>O em magmas riolíticos semelhantes ao aqui estudado.

Ponto de análise	A.n.	Padrão de Zonamento	teor H <sub>2</sub> O (wt%)
cF, p18a (centro)	49,4	Inverso	3,2
cF, p18b (borda)	55,1		3,6
cF, p19a (centro)	51,1	Inverso	3,3
cF, p19b (borda)	54,0		3,5
cF, p20a (centro)	52,3	Inverso	3,4
cF, p20b (borda)	54,8		3,5
cF, p21a (centro)	51,2	Inverso	3,3
cF, p21b (borda)	53,8		3,5
cG, p26a (centro)	51,5	Inverso	3,4
cG, p26b (borda)	54,0		3,5
cG, p27a (centro)	53,7	Inverso	3,5
cG, p27b (zona trans)	54,8		3,5
cG, p27c (zona trans)	55,0		3,6
cG, p27d (borda)	51,2	Normal	3,3
cA, p02 (micro)	47,4	—	2,5

**Tabela 05:** Amostra GX-23 – Listagem dos pontos analisados em química mineral, seus respectivos teores de anortita e suas variações centro-borda, indicando padrões de zoneamento inversos. Notar-se que o zoneamento inverso apresenta-se associado à um aumento nos teores calculados de H<sub>2</sub>O.

Ponto de análise	A.n.	Padrão de Zonamento	teor H <sub>2</sub> O (wt%)
cC, p09a (núcleo)	53,5	Inverso	3,5
cC, p09b (zona trans)	56,2		3,6
cC, p09c (zona trans)	57,5		3,7
cC, p09d (borda)	54,3	Normal	3,5
cC, p10a (núcleo)	56,5	Normal	3,6
cC, p10b (borda)	55,9		3,6
cD, p16a (núcleo)	52,0	Inverso	3,4
cD, p16b (borda)	56,7		3,7
cD, p17a (nucleo)	48,2	Inverso	3
cD, p17b (zona trans)	51,5		3,3
cD, p17c (borda)	54,4		3,5
cD, p18a (núcleo)	54,5	Inverso	3,5
cD, p18b (borda)	58,5		3,8
cD, p18c (núcleo)	54,0	Inverso	3,5
cD, p18d (borda)	57,0		3,7
cF, p30a (reabs)	54,5	Inverso	3,5
cF, p30b (reab)	58,5		3,8
cF, p30c (reab)	51,4	Inverso	3,3
cF, p30d (reab)	57,3		3,7
cD, p 20 (microcristal)	50,0	—	2,6
cD, p 19 (microcristal)	48,4	—	2,5
cA (microcristal)	48,5	—	2,5
cH_1 (microcristal)	50,2	—	2,7
cH (microcristal)	48,9	—	2,5

**Tabela 06:** Amostra GX-35 – Listagem dos pontos analisados em química mineral, seus respectivos teores de anortita e suas variações centro-borda, indicando padrões de zoneamento inversos. Notar-se que o zoneamento inverso apresenta-se associado à um aumento nos teores calculados de H<sub>2</sub>O.

### V.3 Solubilidade de H<sub>2</sub>O

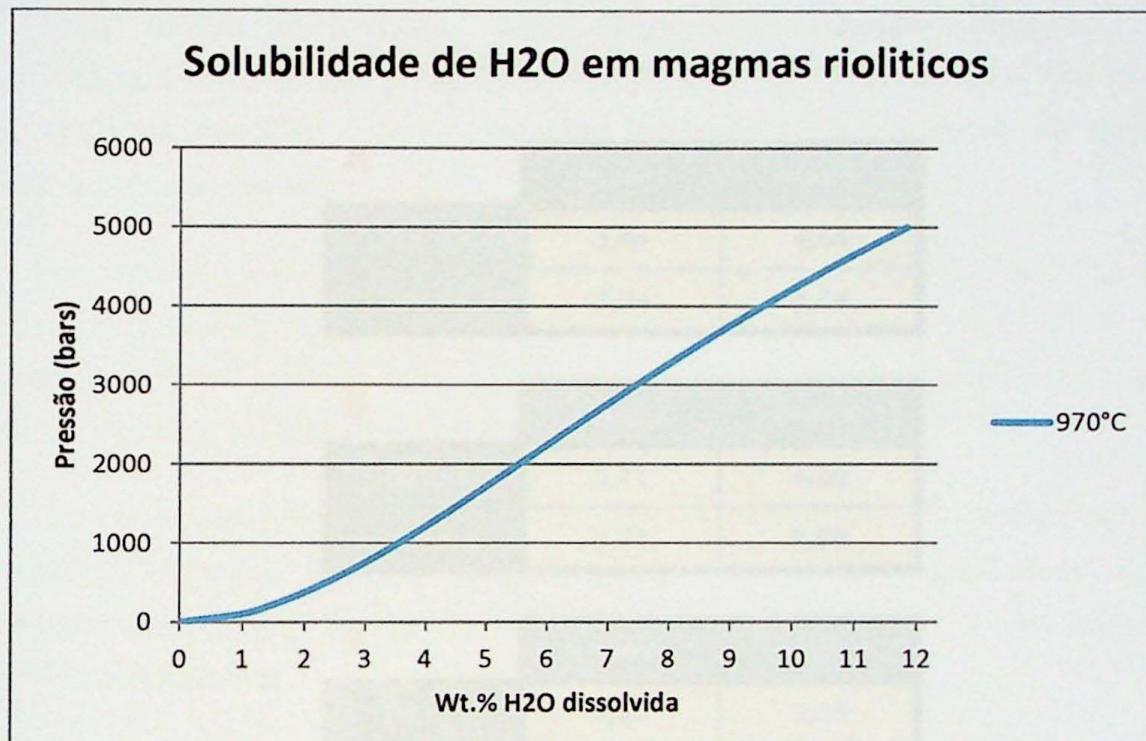
A solubilidade de H<sub>2</sub>O em magmas riolíticos diminui de modo dramático com a diminuição da pressão, de modo que mesmo magmas com baixo conteúdo de H<sub>2</sub>O tendem a atingir a saturação neste componente ao se aproximar da superfície. Deste modo, o conteúdo máximo de H<sub>2</sub>O que poderia estar dissolvido nos magmas estudados foi avaliado com base no modelo proposto por Newman & Lowenstern (2002). Foi obtida a curva que relaciona a solubilidade de água com a pressão (Figura 37) para a temperatura de 970°C, admitida como próxima à temperatura pré-erupção para os magmas estudados.

Com base neste modelo, pode-se inferir que os teores de H<sub>2</sub>O iniciais do magma, estimados para o núcleo dos microfenocristais (3,5%) só podem estar dissolvidos totalmente em pressões mínimas de 1 kbar. A pressões mais baixas, o conteúdo máximo de H<sub>2</sub>O dos

Letícia Freitas Guimarães

magmas deve diminuir, e a água em excesso deve ser exsolvida. De acordo com este modelo, os teores de H<sub>2</sub>O estimados para a cristalização dos microfenocristais (2,5%) implicariam em pressões da ordem de 0,5 kbar.

Recálculos para pressões menores resultam em variações nos teores de água de, no máximo, 0,5% - um valor aceitável, considerando-se os erros intrínsecos ao modelo.



**Figura 37:** Curva de solubilidade de água em função da pressão para magmas com composição riolítica a ~970°C. Nota-se que teores de água da ordem de 2,5% (como no caso dos microcristais de plagioclásio da SVSM) são possíveis a uma pressão mínima de aprox. 0,5kbar.

#### V.4 Viscosidade

A viscosidade do magma, fator que exerce grande influência sobre seu modo de colocação, foi estimada a partir do modelo proposto por Giordano *et. al.* (2008), o qual considera a composição do magma e define variações na viscosidade em temperaturas entre 1200°C e 700°C, assumindo um aumento na viscosidade conforme ascensão e consequente resfriamento deste.

Outro fator que exerce influência sobre a viscosidade do magma é o teor de água dissolvida, de modo que as estimativas de viscosidade foram obtidas para as temperaturas de 900°C e 1000°C, considerando as seguintes variações nos teores de água: a) para os

núcleos dos microfenocristais o teor médio de água é de 3,3% em peso; b) para as bordas dos microfenocristais o teor médio de água é de 3,6% em peso; c) para os microcristais o teor médio de água é de 2,5% em peso. As viscosidades obtidas (em log) são apresentadas nas Tabelas 07 A a C.

Vale ressaltar que a viscosidade tenderia a aumentar após a ascensão acima de pressões de 0,5 kbar (provável profundidade de formação dos microcristais) devida à continua perda de H<sub>2</sub>O associada à diminuição da solubilidade resultante da descompressão.

A	1000°C	900°C
GX-23	3,84	4,64
GX-35	3,84	4,64

B	1000°C	900°C
GX-23	3,71	4,50
GX-35	3,71	4,50

C	1000°C	900°C
GX-23	4,20	5,06
GX-35	4,21	5,06

**Tabela 07:** Viscosidades obtidas para temperaturas de 1000°C e 900°C considerando-se teores de água de (A) 3,3% para os núcleos dos microfenocristais; (B) 3,6% para as bordas dos microfenocristais; e (C) 2,5% para microcristais. Os valores equivalem a  $\log_{10}$ , ou seja,  $4,5 = 10^{4,5}$  Pa.s.

## Capítulo VI – Interpretações e Considerações Finais

A Sequência Vulcânica Santa Maria (SVSM) é composta por rochas hipohialinas a holohialinas, afaníticas a faneríticas finas, mineralogicamente constituídas por plagioclásio (labradorita), piroxênio (pigeonita) e minerais opacos (Ti-magnetita) dispersos em matriz vítreia. As rochas comumente estão afetadas por desvitrificação e, nestes casos, apresentam textura granofírica.

Estas rochas manifestam-se como extensos e expessos corpos vulcânicos, comumente apresentando estruturas indicativas de fluxo de lava, tais como bandamento ígneo, vesículas estiradas e feições lobadas. Nenhuma feição indicativa de depósitos piroclásticos foi observada.

Do ponto de vista químico, as rochas da SVSM apresentam composições muito homogêneas. Classificam-se como riolitos, com teores de  $\text{SiO}_2$  entre 71% e 73% e baixas concentrações de álcalis, com razão  $\text{A/CNK}>1$  – caracterizando composições metaluminosas com tendência peraluminosa.

Com base nas análises químicas e estimativas de temperatura a partir da saturação em apatita, estima-se que o magma riolítico apresentou temperatura *liquidus* aproximadamente 970°C (temperatura elevada quando comparada à de rochas de composição semelhante).

As análises petrográficas e químicas permitiram observar que a fase inicial de cristalização do magma – representada pela presença de microfenocristais de feldspato formados ainda em profundidade – foi afetada por desequilíbrio físico-químico, uma vez que zoneamentos compostionais inversos e feições de reabsorção são comuns.

No caso dos microfenocristais de plagioclásio com padrões de zoneamento inversos, os núcleos apresentam teor de anortita médio de 53,5%, enquanto as bordas apresentam teor médio de 54,9%. De acordo com os cálculos de teor de água a partir de geohigrômetros (baseados nas trocas de Na e Ca), os zoneamentos compostionais inversos poderiam estar associados a um aumento no teor de água. Os teores de água obtidos para os microfenocristais, com média de 3,3% a 3,6% para núcleo e borda, respectivamente, admitem uma cristalização sob pressões mínimas de 1kbar.

O desequilíbrio químico registrado pelos microfenocristais de feldspato poderia ser explicado alternativamente pelo aumento no teor de  $\text{H}_2\text{O}$  (que demandaria entrada de água no sistema, por exemplo, através da incorporação de água das rochas encaixantes) ou pelo

aumento de temperatura da fusão. De acordo com o trabalho apresentado por Blundy *et al.* (2006), é possível ocorrer aumento da temperatura do magma durante a ascensão próxima à superfície de um magma riolítico saturado em H<sub>2</sub>O, como resultado da liberação de calor latente gerado pela própria cristalização do magma.

O processo de cristalização seria também responsável pelo aumento no teor de água, já que as fases iniciais apresentam-se empobrecidas em água, fazendo com que a fase líquida aumente sua saturação. Esta hipótese é tida como a mais aceitável no presente trabalho para explicar o aumento de temperatura e saturação em água, uma vez que não foram observadas feições de interações de magmas devido reabastecimento de uma possível câmara magmática.

Por outro lado, o plagioclásio formado na fase final de cristalização – representado pela cristalização dos microcristais e micrólitos – caracteriza-se por teores mais baixos tanto de anortita possivelmente associados à perda de H<sub>2</sub>O devido à diminuição de solubilidade causada pela descompressão. Os teores de H<sub>2</sub>O obtidos para os microcristais de plagioclásio apresentam uma média de 2,5% em peso, o que implicaria numa cristalização a pressões mínimas de aproximadamente 0,5 kbar.

A saturação em água devido à ascensão do magma e sua consequente exsolução é evidenciada pela presença de vesículas/microvesículas nas rochas estudadas. O processo contínuo de exsolução (associado à cristalização do magma) causa um aumento gradativo na viscosidade, o que influencia diretamente a forma de ocorrência deste magma.

A viscosidade do magma é então controlada pela exsolução de água e pela temperatura; por um lado a exsolução de água aumenta a viscosidade, por outro, a temperatura elevada garante que a viscosidade não aumente a ponto de provocar um aprisionamento do magma ou até mesmo uma erupção explosiva devido ao aprisionamento da água exsolvida. Outro fato relevante é que a microvesiculação, ou ausência dela, evidencia que a água exsolvida não foi capaz de se segregar por completo e se acumular, impedindo o um aumento de pressão no conduto, que resultaria numa manifestação vulcânica de alta explosividade.

A velocidade de ascensão do magma é um fator indiretamente inferido, uma vez que a manutenção da temperatura e a ausência de grandes agregados de vesículas são sugestivas de uma ascensão relativamente rápida. Por outro lado, a efusão parece ter ocorrido a velocidades mais lentas (quando comparadas às velocidades de lavas basálticas, por exemplo), permitindo a ocorrência de corpos vulcânicos com estruturas dônicas e

lobadas – o que provavelmente estaria relacionado ao aumento da viscosidade devido à perda de água e cristalização e ao resfriamento da lava.

Nota-se que os fatores considerados no presente trabalho (temperatura, pressão, teor de água, solubilidade, viscosidade e velocidade de ascensão) são interdependentes e, no caso das rochas estudadas favorecem a ocorrência de vulcanismo efusivo de magmas de composição riolítica, caracterizados por temperaturas elevadas. As estimativas numéricas aqui obtidas são importantes referências para a elaboração de modelos eruptivos para as rochas riolíticas em estudo, mas só puderam ser avaliadas, nesta etapa, de modo qualitativo.

A completa compreensão dos mecanismos de formação e do estilo eruptivo dos corpos vulcânicos de composição ácida pertencentes à Província Magmática Paraná demandam estudos mais complexos e de maior detalhe.

## Referências Bibliográficas

- Bellieni, G., Brotzu, P., Comin-Chiaramonti, P., Ernesto, M., Melfi, A., Pacca, I.G., Piccirillo, E.M. (1984) - Flood basalt to rhyolite suites in the southern Paraná Plateau (Brazil): Palaeomagnetism, petrogenesis and geodynamic 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., Roisenberg, A., Stolfa, D. (1986) - Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná Plateau (Brazil): Geological, mineralogical and petrochemical relationships. *Journal of Petrology*, **27**(4): 915-944.
- Best, M. G. (2002) – Igneous and Metamorphic Petrology, 2<sup>nd</sup> ed. Blackwell Publishing, 729 pp.
- Blundy, J., Cashman, K., Humphreys, M. (2006) – Magma heating by decompression-driven crystallization beneath andesite volcanoes. *Nature*, **443**(7): 76-80
- 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**: 207-229.
- Bonnichsen, B. & Kauffman, D.F. (1987) – Physical features of rhyolite lava flows in the Snake River Plain volcanic province, southwestern Idaho. *Geol. Soc. Am. Spec Paper*, **212**: 119-145
- Buddington, A.F., Lindsley, D.H. (1964) – Iron-Titanium Oxide Minerals and Synthetic Equivalents. *Journal of Petrology*, **5**(2): 310-357
- Carey, S., Bursik, M. (2000) – Volcanic Plumes. In: Sigurdsson, H. – Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, p: 527-544.
- 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.
- 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., 487 pp.
- Fink, J.H., Anderson, S.W. (2000) – Lava domes and coulles. In: Sigurdsson, H. – Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, p: 307-319.
- 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. *Pesquisas em Geociências*, **36**(1): 48-57.
- Freundt, A., Wilson, C.J.N., Carey, S.N. (2000) – Ignimbrites and block-and-ash flow deposits. In: Sigurdsson, H. – Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, p: 581-599.
- Garland, F.; Hawkesworth, C.J.; Mantovani, M.S.M. (1995) - Description and petrogenesis of the Paraná rhyolites, southern Brazil. *Journal of Petrology*, **36**(5): 1193-1227.

Giordano, D.; Russell, J.K.; Dingwell, D.B. (2008) – Viscosity of magmatic liquids: A model. *Earth and Planetary Science Letters*, **271**: 123-143

Harris, C.; Whittingham, Am; Milner Sc, Armstrong, Ra., (1990) – Oxygen isotope geochemistry of the silicic volcanic rocks of the Etendeka-Paraná province: source constraints. *Geology*, **18**: 1119-1121.

Harrison, T.M., Watson, E.B. (1984) – The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **48**: 1468-1477.

Hawkesworth, C.J.; Mantovanni, M.S.M; Peate, D.W. (1988) – Lithosphere remobilization during Paraná CFB magmatism, in Menzies, M.A. & Cox, K. (ed.) *Oceanic and Continental Lithosphere: Similarities and Differences*, Journal of Petrology, Oxford, p: 205-223.

Henry, C.D., Wolff, J.A. (1992) – Distinguishing strongly rheomorphic tuffs from extensive silicic lavas. *Bulletin of Volcanology*, **54**: 171-186.

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 gechemistry 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.A., Freitas, V.A., Heaman, L.H. (2011) – The onset of flood basalt volcanismo, Northern Paraná Basin, Brazil: A precise U-Pb baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite. *Earth and Planetary Science Letters*, **301**: 147-153.

Lange, R.A., Frey, H.M. and Hector, J. (2009) – A thermodynamic model for the plagioclase-liquid hygrometer/thermometer. *American Mineralogist*, **94**(4): 494-506.

LaRoche, H. de; Leterrier, J.; Grandclaude, P.; Marchal, M. (1980) – A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major elements analyses. *Chem. Geol.*, **29**: 183-210.

Le Bas, M.J.; Le Maitre, R.W.; Streckisen, A.; Zanettin, B. (1986) – A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, **27**: 745-750.

Lindsley, D.H. (1983) – Pyroxene thermometry. *American Mineralogist*, **68**: 477-493.

Luchetti, A.C.F., 2010. Aspectos vulcanológicos dos traquidacitos da região de Piraju - Ourinhos (SP). *Dissertação de Mestrado*, Universidade de São Paulo, São Paulo.

- Luchetti, A.C.F.; Machado, F.B.; Nardy, A. J. R.; Squizato, E.; Oliveira, M.A.F. (2005) - Litogeosestratigrafia e Litogegeoquímica das rochas vulcânicas ácidas associadas ao vulcanismo Serra Geral. In: III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 2005, Cabo Frio, RJ. *Anais do III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*, 1: 277-282.
- Maniar, P.D. & Piccoli, P.M. (1989) – Tectonic discrimination of Granitoids - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **101**: 635-643.
- 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.
- Mantovani, M.S.M.; Marques, L.S.; Souza, M.A.; 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
- Milner, S.C., Duncan, A.R., Ewart, A. (1992) - Quartz latite rheoignimbrite flows of the Etendeka Formation, north-western Namibia. *Bulletin of Volcanology*, **54**(3): 200-219.
- Milner, S.C., Ewart, A. (1989) – The geology of the Goboboseb Mountain volcanics and their relationship to the Messum Complex. *Communs Geol. Surv. Namibia*, **5**: 31-40.
- Morimoto, N. (1990) – Nomenclatura de piroxênios. Tradução do original em inglês “*Nomenclature of pyroxenes*” realizada com a permissão da IMA por Garda, M.G., Atencio, D.
- Nardy, A.J.R. (1996) - Geologia e petrologia do vulcanismo Mesozóico da região central da Bacia do Paraná. *Tese de Doutorado*, Instituto de Geociências e Ciência Exatas, Universidade Estadual Paulista (UNESP), Rio Claro.
- 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.
- Newman, S., Lowenstern, J.B. (2002) – VolatileCalc: a silicate melt-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> solution model written in Visual Basic for excel. *Computers & Geosciences*, **28**: 597-604.
- Peate, D. (1997) - The Paraná-Etendeka Province. In: JJ Mahoney & MF Collin (Eds.): Large Igneous Provinces. *Geophysical Monograph* 100, AGU, p. 217-245.
- Petrini R.; Civetta, L.; Peccirillo, E.M.; Bellienni, G.; Comin-Chiaromonti, 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-Chiaromonti, P.; Cordani, U., Kawashita, K. (1987) – Bimodal fissural volcanic suites from the Paraná Basin (Brazil): K-Ar ages, Sr-isotopes and geochemistry. *Geochimical Brasiliensis*, **1**:55-69.

Polo, L.A. (2010) – Estilo eruptivo do vulcanismo ácido na Província Magmática Paraná-Etendeka: estudo estrutural, textural e químico de corpos de dacitos e obsidianas na região a sul de Soledade, RS. *Exame de Qualificação*, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Rocha Campos, 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.

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.

Streck, M.J. (2008) – Mineral textures and zoning as evidence for open system processes. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, **69**: 595-622.

## **ANEXOS**

**Anexo 01**  
**Pranchas de Fotos (SVGX e SVBC)**



**Foto 01:** Fácies cinza, constituinte dos domos vulcânicos (foto 05). Rocha afanítica macia, com vesículas milimétricas arredondadas e fraturamento associado às disjunções de resfriamento.



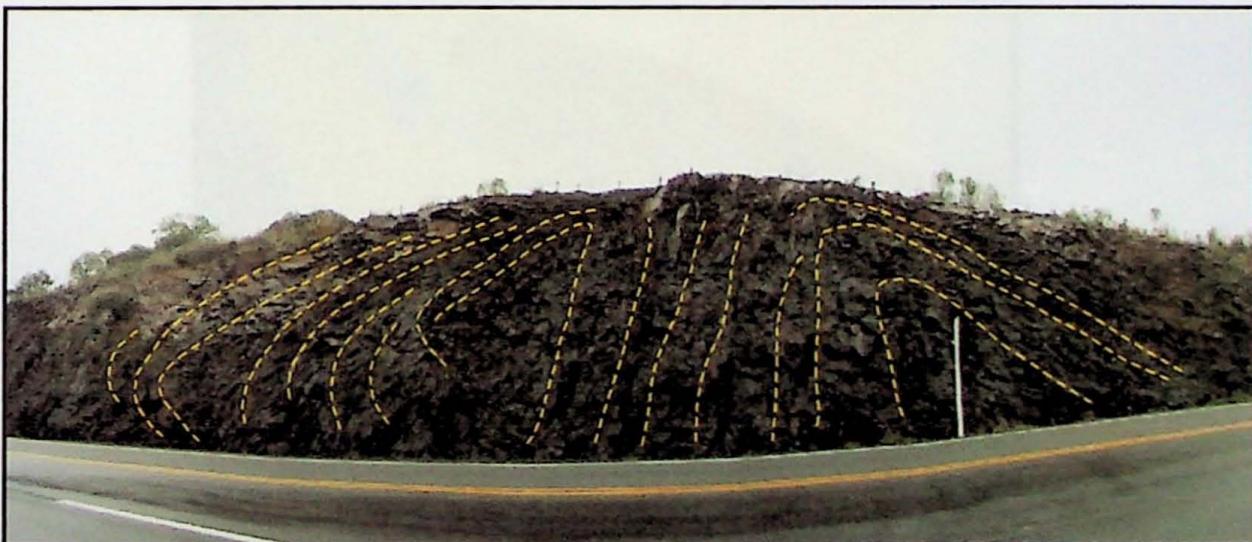
**Foto 02:** Fácies obsidiana. Rocha afanítica vítreo, macia. Localmente apresenta-se vesiculada ou afetada por esfoliação esferoidal.



**Foto 03:** Fácies vesiculada. Rocha afanítica macia, de coloração avermelhada, intensamente vesiculada - vesículas milimétricas a centimétricas, arredondadas, comumente preenchidas por calcedônia e calcita.



**Foto 04:** Rocha vítreo (fácie obsidiana) alterada, caracterizada por esfoliação esferoidal.



**Foto 05:** Domo vulcânico tipo endógeno, com disjunções curvas (linhas amarelas) formando estruturas semelhantes a "cascas de cebola", com espaçamento centimétrico. A porção central apresenta vesículas milimétricas com geometria ovalada, indicando fluxo magmático aproximadamente vertical.

**Prancha de Fotos 01:**  
Sequência Vulcânica Gramado Xavier (SVGX)

Trabalho de Formatura (TF-11/32)  
Letícia Freitas Guimarães





**Foto01:** Rocha vítreia (obsidiana), maciça, com dique de arenito “cozido”.



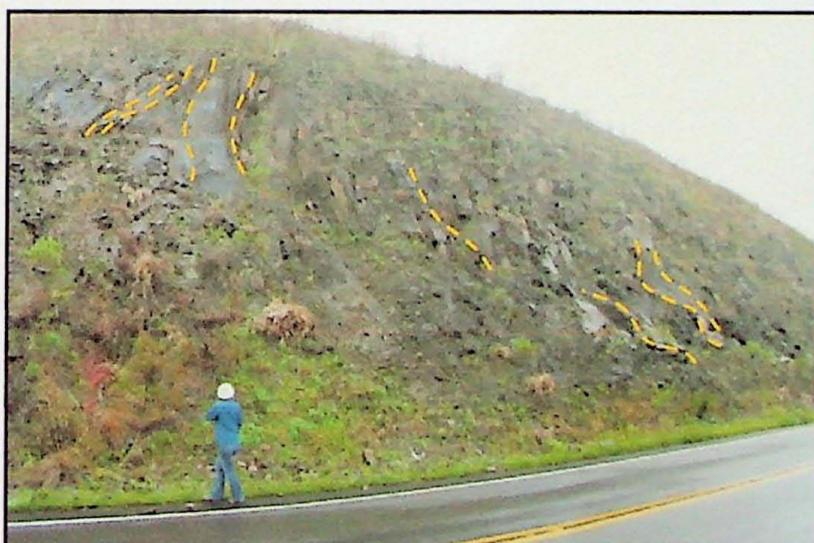
**Foto02:** Rocha vítreia de coloração cinza esverdeada, com esferulitos milimétricos oxidados. Apresenta-se intensamente afetado por fraturamento horizontal, com espaçamento centímetro a decímetro.



**Foto03:** Arenito observado estratigraficamente abaixo da SVBC (Foto 01); ocorre “cozido” e vesiculado.



**Foto04:** Rocha vítreia de coloração cinza esverdeada com intenso fraturamento curvilíneo (destacado em amarelo) semelhante a dobras fechadas.



**Foto05:** Rocha vítreia de coloração escura (preta), estrutura maciça, com padrão de fraturamento curvilíneo (indicado em amarelo) possivelmente associado a fluxo magmático.

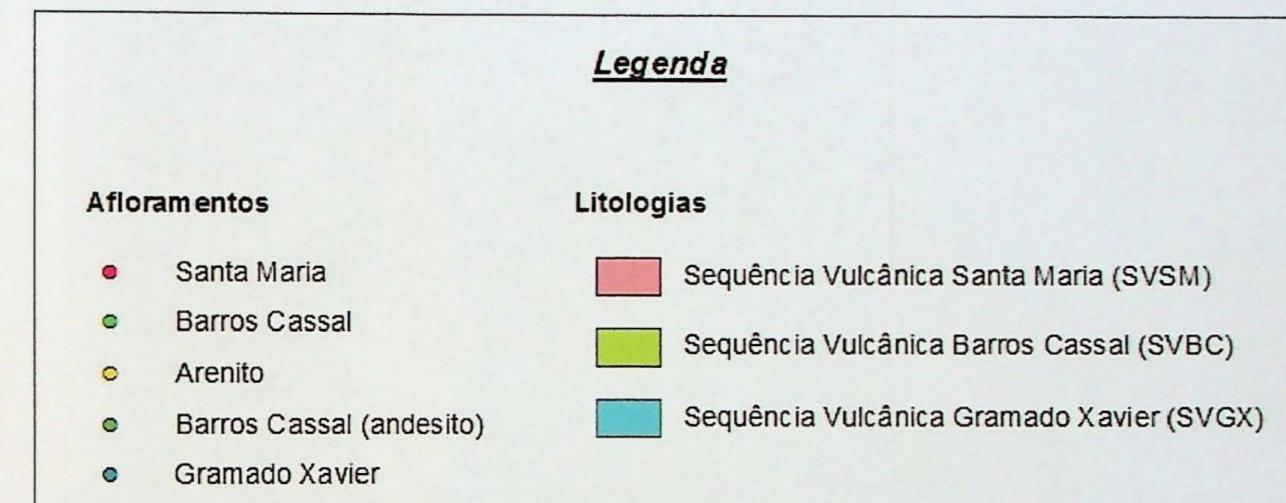
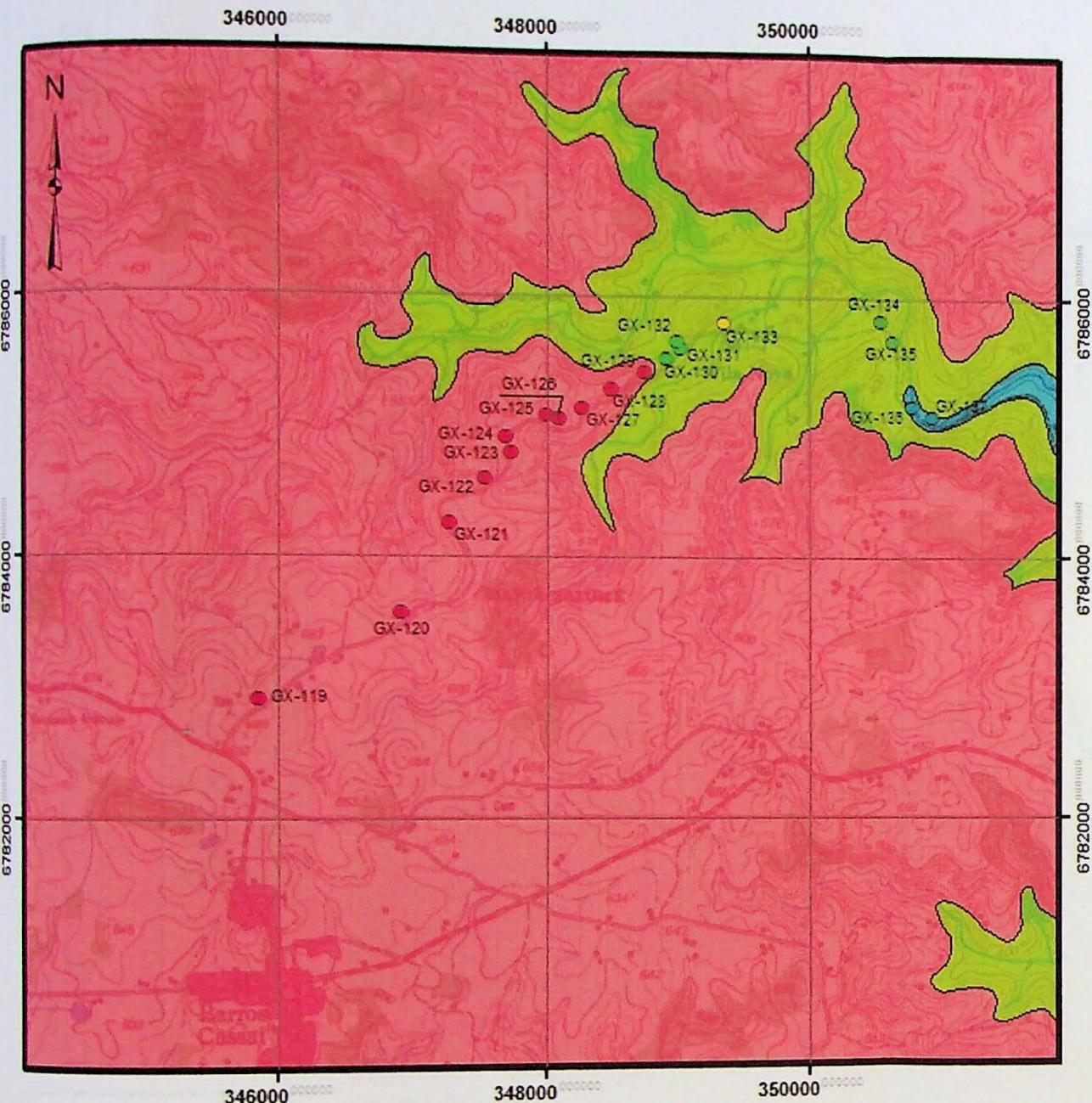
**Prancha de Fotos 02:**  
Sequência Vulcânica Barros Cassal (SVBC)

Trabalho de Formatura (TF-11/32)  
Letícia Freitas Guimarães



**Anexo 02**  
**Mapa Geológico e Coluna Estratigráfica**

# Mapa Geológico da Porção Norte do município de Barros Cassal (RS)



Escala: 1:50.000  
0 0,5 1 2 3 4 km  
Declinação Magnética  
N0 N5 N10  
10°35' 47°25'  
CARTA TOPOGRÁFICA SH.22-V-C-III-2  
PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR  
Datum vertical: Marégrafo de Torres - Rio Grande do Sul  
Datum horizontal: Córrego Alegre - Minas Gerais

Articulação das Folhas		
Campos Borges MI-2933/3	Soledade MI-2933/4	Soledade MI-2934/3
Tunas MI-2950/1	Barros Cassal MI-2950/2	Progresso MI-2951/1
Segredo MI-2950/3	Gramado Xavier MI-2950/4	Sério MI-2951/3

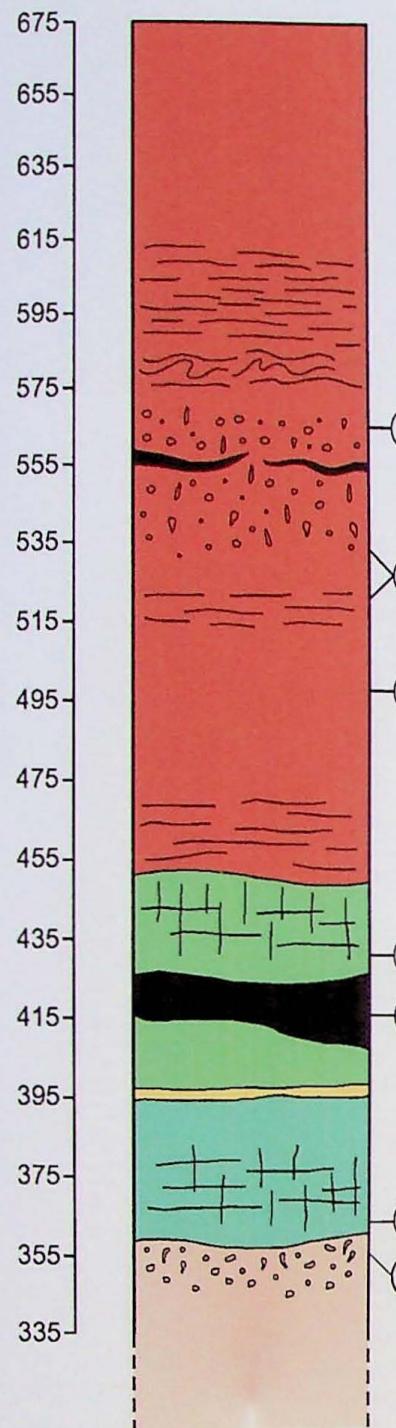
Projeto: Trabalho de Formatura (TF-11/32)

Caracterização geológica-estrutural e geoquímica dos riolitos da Província Magmática Paraná (PMP) na região de Soledade (RS)

Autora: Letícia Freitas Guimarães

Orientador: Valdecir de Assis Janasi  
Co-orientadora: Liza Angélica Polo

Cota (m)

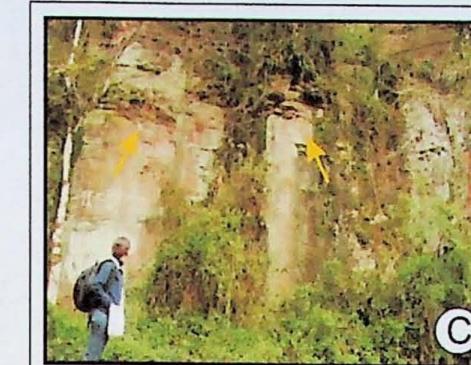


#### Legenda

Seq. Vul. Santa Maria	Fraturamento associado ao bandamento ígeno
Seq. Vul. Barros Cassal	Bandamento com dobras de fluxo magmático
Arenito	Vesículas
Seq. Vul. Barros Cassal (andesito)	Obsidiana
Seq. Vul. Gramado Xavier	Padrão de interferência entre fraturamento horizontal (associado ao bandamento) e vertical



Afloramento GX-124: Rocha de coloração avermelhada, intensamente vesiculada.



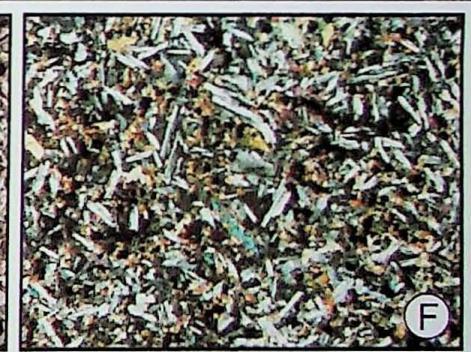
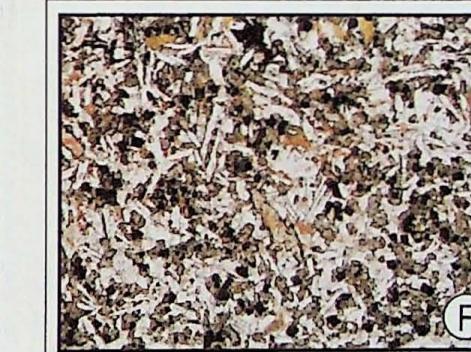
Afloramento GX-128: Rocha de coloração acinzentada, macia a localmente afetada por fraturamento associado ao bandamento ígneo (seta amarela), com esferulitos milimétricos de coloração esbranquiçada.



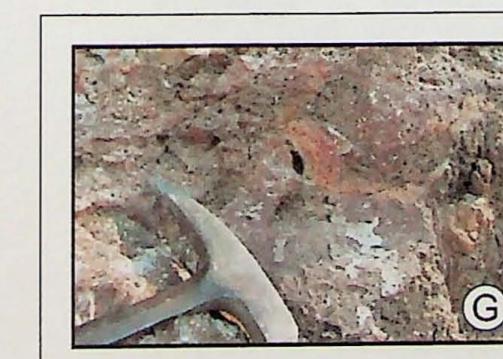
Afloramento GX-130: Rocha de coloração acinzentada, afanítica, vítrea, de coloração cinza esverdeada, com esferulitos milimétricos de cor acastanhada (oxidação). Notar intenso fraturamento associado ao bandamento ígeno.



Lâmina petrográfica - amostra GX-131B: Em afloramento observa-se rocha vítrea (obsidiana) de coloração preta, macia, afanítica a fanerítica muito fina. Em microscópico petrográfico nota-se matriz vítrea de coloração preta, pouco oxidação, e textura equigranular (cristais euédricos a subédricos de plagioclásio, piroxênio e opacos). Lado maior da foto: 3,25 mm.



Lâmina petrográfica - amostra GX-137: Em afloramento observa-se rocha fanerítica muito fina, de coloração cinza esverdeada, com padrão de interferência entre fraturamentos horizontais e verticais. Apresenta estratigráficamente acima de rocha avermelhada, intensamente vesiculada. Em microscópico petrográfico nota-se rocha hipocrystalina, composta por cristais euédricos a subédricos de plagioclásio e cristais anédricos de piroxênio e opacos. Lado maior da foto: 2,03 mm.



Afloramento GX-137: Rocha de coloração avermelhada, intensamente vesiculada. As vesículas são milimétricas a centimétricas, apresentam-se parcial ou totalmente preenchidas por quartzo e localmente intensamente estiradas.



### **Anexo 03**

**Imagens de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)**

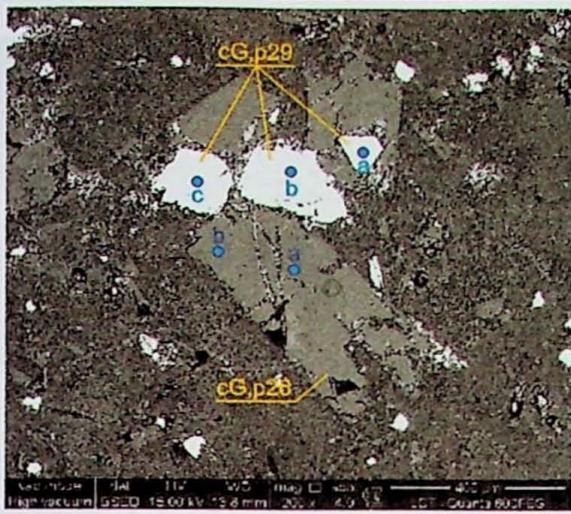


Imagen 01: Cristal zonado de labradorita, apresentando bordas corroídas (reabsorção) e cristais subédricos a anédrico de Ti-magnetita.

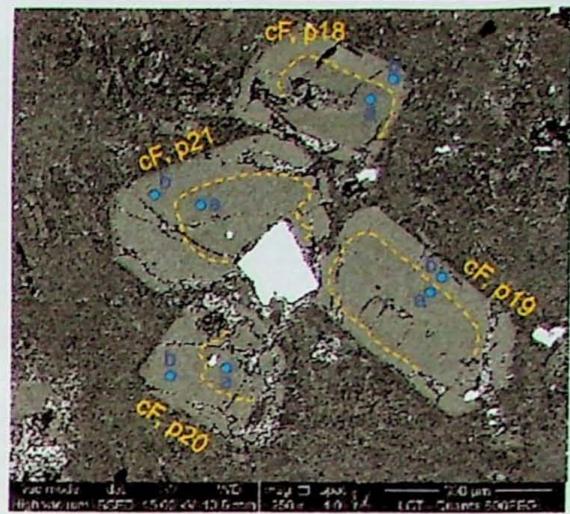


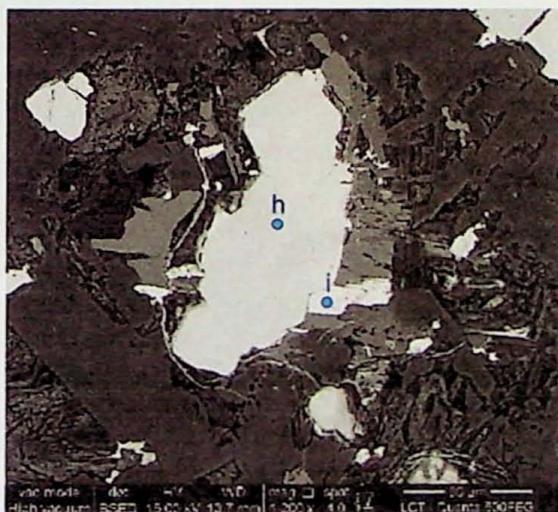
Imagen 02: Cristais de labradorita com zoneamento núcleo-borda. Ao centro, cristal subédrico de Ti-magnetita.



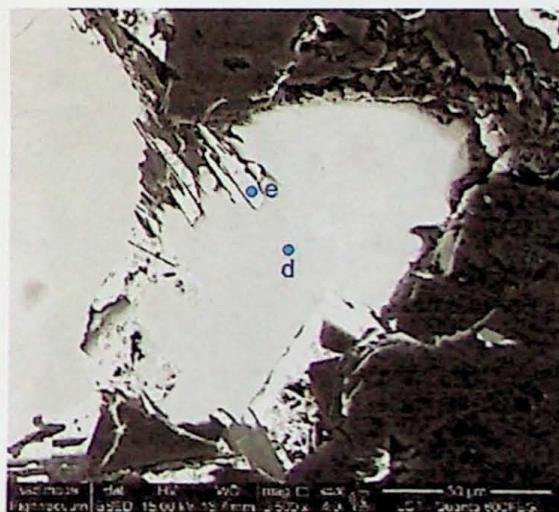
Imagen 03: Cristais subédricos a anédricos de Ti-magnetita (nomenclatura cA, pA)



Imagen 04: Cristal anédrico, arredondado e com feições de reabsorção de Ti-magnetita (nomenclatura cA, p3)



Imagens 05 e 06: Cristais anédricos, com feições de reabsorção, de Ti-magnetita (nomenclatura cE, p16)



A nomenclatura utilizada nas imagens corresponde àquela apresentada nas tabelas onde constam os resultados da análise química mineral (anexo 04)



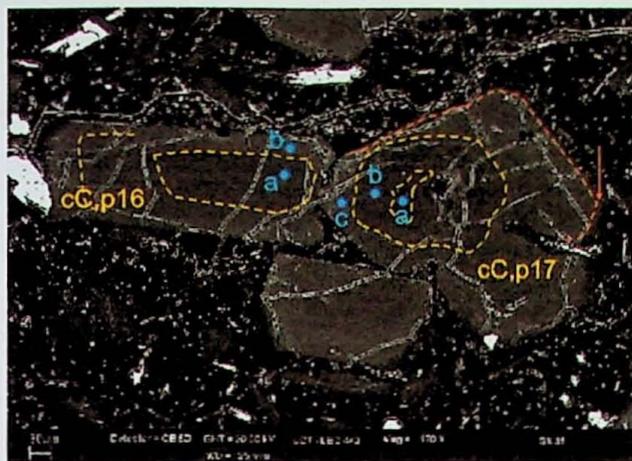


Imagen 07



Imagen 08

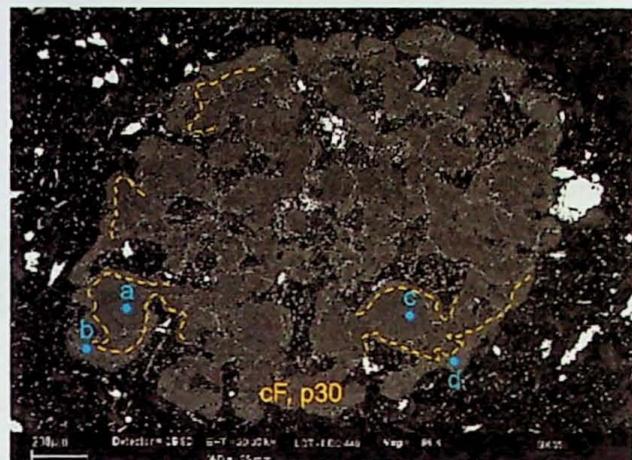


Imagen 09

Images 07 a 09: Cristais de labradorita zonados. Os contornos em amarelo evidenciam o zoneamento. A seta alaranjada indica borda formada no estágio final de cristalização (delimitada pela linha alaranjada). Na imagem 03, o plagioclásio apresenta-se com feições de reabsorção.



Imagen 10: Cristal de pigeonita (cC, p14), com inclusão de opaco (cC,pC - inc px). Acima, cristais subédricos de Ti-magnetita (cC, pB1; cC, pB2)

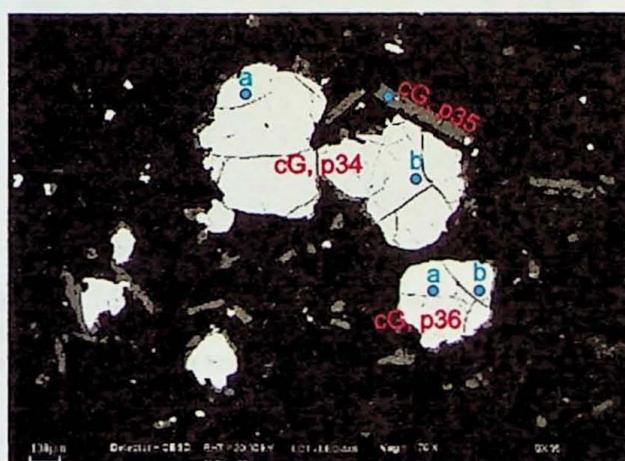


Imagen 11: Cristais anédrios, arredondados, de Ti-magnetita, com bordas de pigeonita. Pigeonita ocorre também como cristais subédricos.

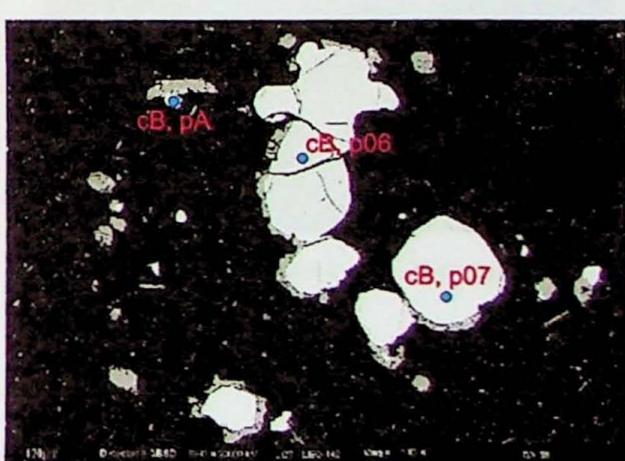


Imagen 12: Minerais anédrios de Ti-magnetita

A nomenclatura utilizada nas imagens corresponde àquela apresentada nas tabelas onde constam os resultados da análise química mineral (anexo 04)



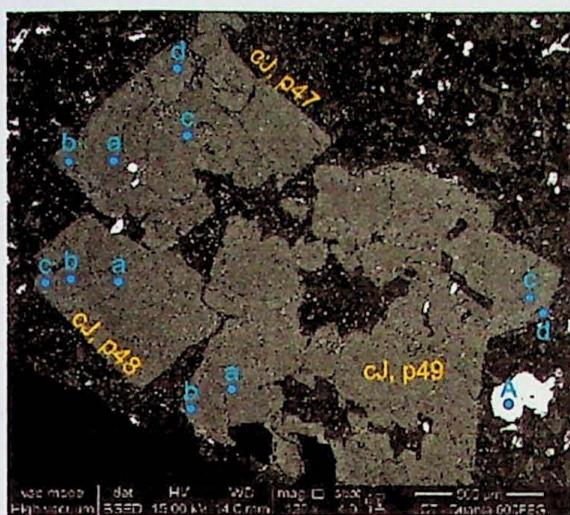


Imagen 13: Microfenocristais de labradorita com zoneamento composicional núcleo-borda e feições de reabsorção

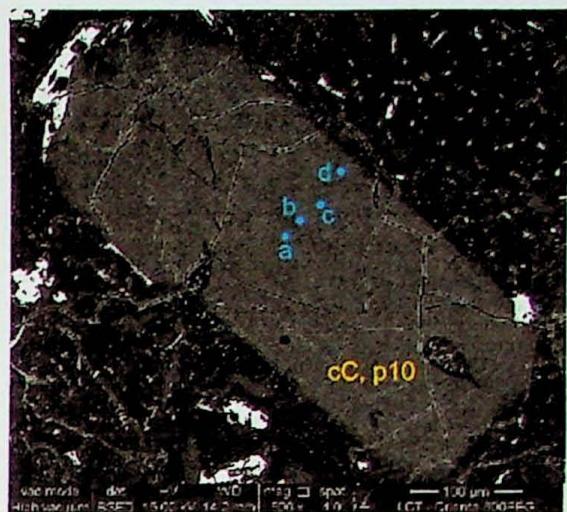


Imagen 14: Microfenocristal de labradorita apresentando zoneamento composicional oscilatório e feições de reabsorção.

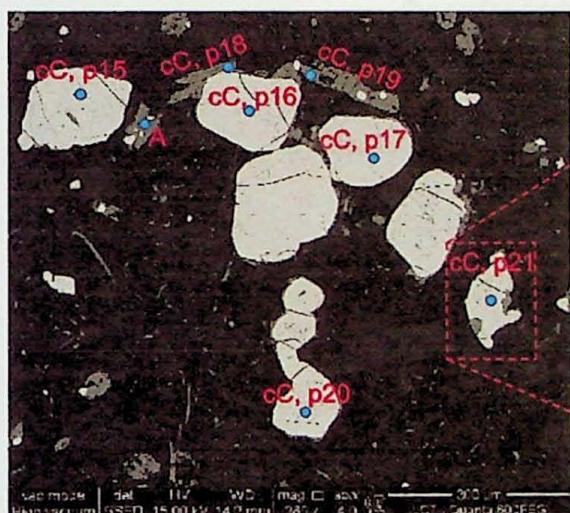


Imagen 15: Cristais anédricos arredondados de Ti-magnetita. Pigeonita ocorre bordeando os minerais opacos, ou como cristais subédricos.

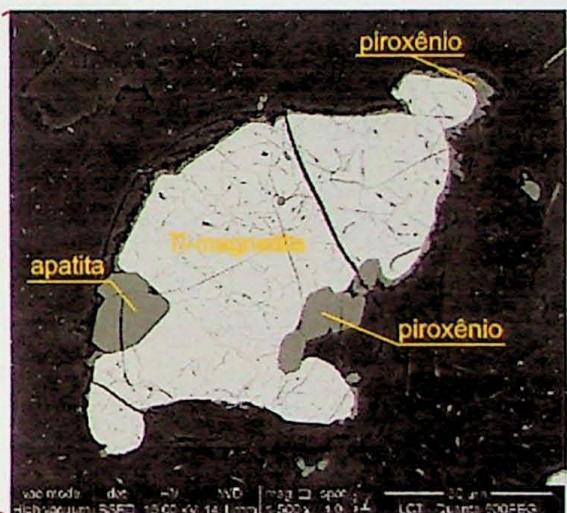


Imagen 16: Cristal anédrico de Ti-magnetita com borda de piroxênio e apatita.

A nomenclatura utilizada nas imagens corresponde àquela apresentada nas tabelas onde constam os resultados da análise química mineral (anexo 04)



**Anexo 04**  
**Resultados das Análises Químicas**

**Anexo 4.1 - Análise química de vidro das rochas vulcânicas ácidas do sub-tipo Santa Maria**

Composto	GX-23			GX-35		
	cG, p32	cB, extra	cD, extra	cA, extra	cF, extra	cD, p23
	Teor (%/peso)	cD, p24				
SiO <sub>2</sub>	77,70	76,25	76,51	76,58	75,97	75,158
TiO <sub>2</sub>	0,32	0,38	0,37	0,35	0,24	0,364
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,78	11,79	11,90	11,69	11,84	11,776
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,96	0,70	0,72	1,06	0,743	0,796
MnO	0,02	0,02	0,00	0,01	0,009	0,035
MgO	0,04	0,07	0,02	0,03	0,07	0,005
CaO	0,46	0,56	0,39	0,37	0,54	0,268
Na <sub>2</sub> O	2,84	2,93	2,75	2,74	3,00	2,535
K <sub>2</sub> O	6,08	5,83	6,58	6,21	5,87	5,459
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,06	0,01	0,05	0,00	0,000
Total	100,19	98,84	99,23	98,73	98,59	96,541
						97,077
						96,114
						95,537

Composto	GX-35			GX-108		
	cX, p45	cD, p49	cD, p50	cA, p06	cC, p14	cD, p24
	Teor (%/peso)	cD, p30				
SiO <sub>2</sub>	74,855	75,508	75,226	70,511	73,122	73,310
TiO <sub>2</sub>	0,360	0,431	0,423	0,291	0,468	0,526
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,790	11,631	11,670	15,829	11,737	11,802
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,715	0,875	0,828	1,406	1,747	1,023
MnO	0,000	0,006	0,009	0,027	0,028	0,059
MgO	0,000	0,009	0,004	0,052	0,021	0,003
CaO	0,312	0,283	0,281	2,947	0,372	0,355
Na <sub>2</sub> O	2,864	1,843	2,832	3,729	2,987	3,095
K <sub>2</sub> O	5,000	6,303	5,016	3,660	4,445	4,470
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,007	0,086	0,000	0,041	0,196	0,031
Total	95,905	96,974	96,289	98,493	95,124	94,673
						94,484
						94,550
						95,311
						95,313

Anexo 4.1 - Análise química dos piroxênios das rochas vulcânicas ácidas do sub-típo Santa Maria

GX-23			GX-35		
	cB, p05	cF, p31	cC, p14 (centro)	cC, p14 (borda)	cC, pA
Composto	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)
SiO <sub>2</sub>	50,250	51,086	50,346	50,999	50,633
TiO <sub>2</sub>	0,242	0,341	0,357	0,391	0,263
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,705	0,673	0,991	0,787	0,772
FeO	29,998	29,121	29,162	28,986	29,166
MnO	1,362	1,312	1,304	1,302	1,345
MgO	14,364	13,666	13,817	13,686	14,432
CaO	4,190	4,300	3,943	3,884	3,114
Na <sub>2</sub> O	0,032	0,049	0,049	0,048	0,057
K <sub>2</sub> O	0,016	0,019	0,019	0,017	0,021
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,002	0,000	0,000	0,000	0,007
Total	101,161	100,567	99,986	100,100	99,810
					99,038
					100,329
					99,307
					100,865
					100,364
					100,019
Cátions para 6 oxigénios					
Si	1,942	1,990	1,970	1,995	1,980
Al <sup>IV</sup>	0,032	0,010	0,030	0,005	0,020
Fe <sup>+3</sup>	0,026	0,000	0,000	0,000	0,000
Al <sup>IV</sup>	0,000	0,021	0,016	0,031	0,016
Ti	0,007	0,010	0,011	0,012	0,008
Fe <sup>+3</sup>	0,047	0,000	0,000	0,000	0,003
Fe <sup>+2</sup>	0,119	0,176	0,168	0,159	0,134
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Mg	0,828	0,793	0,806	0,798	0,842
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>+2</sup>	0,779	0,773	0,787	0,790	0,820
Mn	0,045	0,043	0,043	0,043	0,045
Ca	0,174	0,179	0,165	0,163	0,131
Na	0,002	0,004	0,004	0,004	0,005
K	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002
WO	8,609	9,133	8,396	8,338	6,622
EN	41,066	40,386	40,938	40,881	42,703
FS	50,324	50,481	50,666	50,781	50,674
WEF	99,754	99,625	99,624	99,628	99,563
JD	0,000	0,375	0,376	0,437	0,405
AE	0,246	0,000	0,000	0,000	0,115

Anexo 4.1 - Análise química dos piroxénios das rochas vulcânicas ácidas do sub-típo Santa Maria

Composto	GX-35			GX-108		
	cE, p26 (prox)	cG, p37 (prox)	cG, p38	cB, p09 (prox)	cC, p11 (prox)	cC, p18
	Tear (% peso)	Tear (% peso)	Tear (% peso)	Tear (% peso)	Tear (% peso)	Tear (% peso)
SiO <sub>2</sub>	49,572	50,677	51,001	51,629	50,541	51,213
TiO <sub>2</sub>	0,234	0,242	0,208	0,132	0,302	0,405
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,758	0,676	0,657	0,722	1,078,000	0,677
FeO	29,968	31,179	30,015	27,418	27,759	28,361
MnO	1,260	1,345	1,351	1,207	1,294	1,245
MgO	13,251	13,510	14,295	16,502	14,550	14,581
CaO	5,091	4,056	3,401	3,187	3,235	4,523
Na <sub>2</sub> O	0,022	0,113	0,078	0,042	0,039	0,082
K <sub>2</sub> O	0,022	0,018	0,022	0,019	0,219	0,012
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,000	0,005	0,028	0,012	0,000	0,000
Total	100,179	101,821	101,065	100,870	99,017	101,099
					100,538	99,031
						100,961
						101,338
						99,778
Cátions para 6 oxigénios						
Si	1,943	1,957	1,974	1,973	1,985	1,973
Al <sup>IV</sup>	0,035	0,031	0,026	0,027	0,015	0,027
Al <sup>+3</sup>	0,022	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000
Al <sup>IV</sup>	0,000	0,000	0,004	0,006	0,035	0,003
Ti	0,007	0,007	0,006	0,004	0,009	0,012
Fe <sup>+3</sup>	0,046	0,038	0,015	0,017	0,000	0,007
Fe <sup>+2</sup>	0,173	0,177	0,149	0,033	0,105	0,141
Cr	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Mg	0,774	0,778	0,825	0,940	0,852	0,837
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>+2</sup>	0,742	0,779	0,808	0,826	0,807	0,766
Mn	0,042	0,044	0,044	0,039	0,043	0,041
Ca	0,214	0,168	0,141	0,131	0,136	0,187
Na	0,002	0,008	0,006	0,003	0,003	0,006
K	0,001	0,001	0,001	0,001	0,011	0,001
WO	10,625	8,406	7,117	6,571	7,007	9,436
EN	38,479	38,956	41,622	47,339	43,848	42,326
FS	50,897	52,638	51,261	46,090	49,145	48,238
WEF	99,828	99,138	99,408	99,685	99,695	99,382
JD	0,000	0,000	0,126	0,079	0,305	0,199
AE	0,172	0,862	0,466	0,237	0,000	0,418

**Anexo 4.1 - Análise química dos plagioclásios das rochas vulcânicas ácidas do sub-típo Santa Maria**

Composto	Teor (% peso)	cA, p02 (micro)		cA, p01 (núcleo)		cF, p18a (centro)		cF, p18b (borda)		cF, p19a (centro)		cF, p19b (borda)		GX-23	
		Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)
SiO <sub>2</sub>	55,19	53,33	55,87	53,85	54,76	54,24	54,38	54,18	55,08	54,62	54,62	54,62	54,62	54,69	54,69
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,01	0,00	0,04	0,01	0,04	0,08	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05	0,05	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,37	27,43	27,07	27,97	27,47	28,00	27,79	28,05	27,46	28,02	27,46	27,46	27,46	27,46	27,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,90	0,97	0,91	0,84	0,84	0,82	1,02	1,07	0,81	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,77
MnO	0,00	0,03	0,01	0,00	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	0,03	0,06	0,06	0,06	0,10	0,05	0,05	0,07	0,07	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08
CaO	9,93	11,23	10,29	11,47	10,97	11,42	11,08	11,39	10,71	11,43	11,43	11,43	11,43	11,43	10,87
Na <sub>2</sub> O	5,80	4,91	5,43	4,87	5,44	5,08	5,28	4,87	5,28	5,28	5,28	5,28	5,28	5,28	5,31
K <sub>2</sub> O	0,47	0,47	0,59	0,47	0,56	0,47	0,47	0,47	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48	0,53
BaO	0,00	0,11	0,05	0,06	0,11	0,03	0,00	0,00	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
SrO	0,07	0,08	0,01	0,06	0,11	0,00	0,06	0,06	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,05
Total	98,80	98,62	100,29	99,68	100,44	100,16	100,16	100,22	100,22	100,70	100,70	100,70	100,70	100,70	100,01

**Cátions para 16 oxigênios**

Si	5,119	4,982	5,093	4,963	5,029	4,976	4,994	4,970	5,040	4,987	4,987	4,987	4,987	4,987	5,018
Al	2,881	3,018	2,906	3,036	2,971	3,025	3,006	3,030	2,959	3,013	2,959	3,013	2,959	3,013	2,982
Fe <sup>+3</sup>	0,063	0,068	0,063	0,058	0,058	0,056	0,070	0,073	0,055	0,058	0,058	0,058	0,058	0,058	0,053
Ba	0,000	0,004	0,002	0,002	0,004	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,987	1,124	1,005	1,132	1,080	1,123	1,090	1,120	1,050	1,118	1,069	1,118	1,069	1,118	1,069
Na	1,042	0,889	0,960	0,869	0,969	0,903	0,940	0,867	0,936	0,912	0,945	0,912	0,945	0,912	0,945
K	0,055	0,056	0,068	0,055	0,065	0,055	0,054	0,057	0,064	0,054	0,062	0,062	0,062	0,062	0,062
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

AB	50,000	43,000	47,200	42,300	45,800	43,400	45,100	42,400	45,700	43,800	45,500	45,500	45,500	45,500	45,500
AN	47,400	54,300	49,400	55,100	51,100	54,000	52,300	54,800	51,200	53,600	51,500	51,500	51,500	51,500	51,500
OR	2,600	2,700	3,300	2,700	3,100	2,600	2,600	2,800	3,100	2,600	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000

**Anexo 4.1 - Análise química dos plagioclásios das rochas vulcânicas ácidas do sub-típo Santa Maria**

Composto	GX-23			GX-35		
	cG, p26b (borda)	cG, p27a (centro)	cG, p27b (meio)	cG, p27d (borda)	cG, p08A (centro)	cD, p09
	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)
SiO <sub>2</sub>	54,39	54,11	53,42	54,36	54,73	53,54
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,04	0,01	0,04	0,00	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,88	27,84	28,00	27,78	27,50	28,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,05	0,80	0,92	0,86	0,88	1,12
MnO	0,01	0,06	0,06	0,03	0,01	0,04
MgO	0,10	0,08	0,07	0,07	0,08	0,06
CaO	11,38	11,47	11,43	10,94	11,49	10,38
Na <sub>2</sub> O	5,05	5,10	4,91	4,84	5,44	4,88
K <sub>2</sub> O	0,46	0,46	0,48	0,49	0,44	0,49
BaO	0,00	0,13	0,00	0,00	0,10	0,03
SrO	0,00	0,00	0,01	0,07	0,06	0,04
Total	100,37	99,94	99,38	99,94	100,25	99,70
					98,42	98,82
					98,50	100,97
						101,00

**Cátions para 16 oxigênios**

Cátion	GX-23			GX-35		
	cD, p19 (crs pq)	cD, p20 (crs pq)	cD, p20 (crys pq)	cD, p19 (crs pq)	cD, p20 (crys pq)	cD, p20 (crys pq)
	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)
Si	4,989	4,982	4,946	4,994	5,026	4,948
Al	3,011	3,018	3,054	3,006	2,974	3,052
Fe <sup>+3</sup>	0,072	0,056	0,064	0,060	0,061	0,078
Ba	0,000	0,005	0,000	0,000	0,004	0,001
Ca	1,119	1,116	1,137	1,125	1,076	1,138
Na	0,898	0,909	0,881	0,863	0,968	0,874
K	0,054	0,056	0,057	0,058	0,051	0,058
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010
AB	43,400	43,700	42,500	42,200	46,100	42,400
AN	54,000	53,700	54,800	55,000	51,200	50,400
OR	2,600	2,600	2,700	2,800	2,500	2,800

46,400

39,300

50,000

3,600

46,400

57,800

2,900

2,600

Anexo 4.1 - Análise química das rochas vulcânicas ácidas do sub-típo Santa Maria

Si	5,089	5,038	4,955	4,940	4,975	4,960	4,964	5,045	4,911	5,173	5,033
Al	2,911	2,962	3,045	3,060	3,025	3,040	3,036	2,955	3,089	2,828	2,967
Fe <sup>+3</sup>	0,089	0,063	0,064	0,075	0,067	0,080	0,060	0,063	0,065	0,068	0,070
Ba	0,001	0,002	0,003	0,000	0,002	0,004	0,002	0,000	0,003	0,000	0,005
Ca	1,005	1,071	1,152	1,162	1,113	1,140	1,133	1,044	1,144	0,932	1,055
Na	1,014	0,865	0,844	0,807	0,879	0,821	0,839	0,902	0,818	0,992	0,924
K	0,059	0,065	0,055	0,051	0,056	0,056	0,055	0,063	0,054	0,092	0,068
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
AB	48,800	43,200	41,200	40,000	42,900	40,700	41,400	44,900	40,600	49,200	45,100
AN	48,400	53,500	56,200	57,500	54,300	56,500	55,900	52,000	56,700	46,200	51,500
OR	2,800	3,200	2,700	2,500	2,700	2,800	2,700	3,100	2,700	4,600	3,300

Anexo 4.1 - Análise química dos plagioclásios das rochas vulcânicas ácidas do sub-típo Santa Maria

		GX-35									
		cD, p18a (borda)			cD, p18b (borda)			cD, p18C (centro)			
Composto	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)
SiO <sub>2</sub>	54,94	54,79	53,65	55,20	54,80	54,66	54,10	56,07	53,68	56,19	56,97
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,05	0,06	0,05	0,00	0,06	0,05	0,04	0,05	0,10	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,74	27,59	28,35	27,69	28,18	27,72	28,20	27,20	28,64	25,36	26,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,01	1,09	1,09	1,05	1,07	0,93	0,83	1,12	1,05	0,93	0,93
MnO	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	0,02	0,05	0,04	0,01
MgO	0,07	0,09	0,10	0,07	0,07	0,09	0,09	0,08	0,08	0,09	0,07
CaO	11,26	11,19	11,71	11,18	11,84	11,21	11,65	10,77	11,90	10,15	9,51
Na <sub>2</sub> O	4,89	4,79	4,67	4,90	4,59	4,80	4,66	5,22	4,58	5,46	5,46
K <sub>2</sub> O	0,50	0,56	0,48	0,55	0,54	0,56	0,46	0,61	0,48	0,75	0,73
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,04	0,00	0,07	0,02	0,06	0,05
SrO	0,00	0,09	0,09	0,07	0,02	0,09	0,00	0,03	0,00	0,08	0,03
Total	100,45	100,15	100,20	100,74	101,18	100,32	100,15	100,94	100,60	99,33	100,11

Cátions para 16 oxigênios

		Cátions para 16 oxigênios									
		Si			Al			Fe <sup>+3</sup>			
Elemento	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)		
Si	5,017	5,022	4,931	5,029	4,983	5,009	4,958	5,092	4,913	5,224	5,185
Al	2,983	2,978	3,069	2,971	3,017	2,991	3,043	2,908	3,087	2,776	2,815
Fe <sup>+3</sup>	0,069	0,069	0,075	0,069	0,072	0,074	0,064	0,057	0,077	0,074	0,064
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000	0,003	0,001	0,002	0,002
Ca	1,102	1,099	1,153	1,092	1,154	1,100	1,144	1,048	1,167	1,011	0,928
Na	0,866	0,852	0,832	0,866	0,809	0,853	0,827	0,919	0,812	0,984	0,964
K	0,058	0,065	0,056	0,064	0,062	0,065	0,054	0,071	0,057	0,089	0,085
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000
AB	42,700	42,300	40,800	42,300	40,000	42,300	40,800	45,100	39,900	47,200	48,800
AN	54,400	54,500	54,000	54,500	56,500	54,000	51,400	51,400	57,300	48,500	46,900
OR	2,900	3,200	2,700	3,100	3,200	2,700	3,500	3,500	2,800	4,300	4,300

Anexo 4.1 - Análise química das rochas vulcânicas ácidas do sub-típo Santa Maria

GX-35		GX-108									
cH, microlito	cH, pA (centro)	cA, p01 (centro)	cA, p2a (centro)	cA, p3a (centro)	cA, p3b (borda)	cA, pA (centro)	cB, p07 (centro)	cB, p08a	cB, p08b (borda)	cA, p02b (ref)	
Composto	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	
SiO <sub>2</sub>	55,47	56,32	53,67	53,89	54,07	53,86	54,21	53,52	53,40	54,15	
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,11	0,06	0,05	0,05	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,78	26,12	28,78	28,46	28,98	28,79	28,75	28,90	28,13	27,74	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,07	0,90	0,98	1,11	0,98	0,98	1,02	0,87	1,00	1,02	
MnO	0,02	0,00	0,02	0,03	0,03	0,00	0,05	0,03	0,04	0,03	
MgO	0,07	0,07	0,08	0,08	0,11	0,09	0,10	0,11	0,09	0,09	
CaO	10,41	9,79	11,75	11,56	12,25	11,56	11,96	12,15	11,84	11,26	
Na <sub>2</sub> O	5,28	5,51	4,50	4,33	4,59	4,36	4,27	4,82	4,90	5,24	
K <sub>2</sub> O	0,64	0,78	0,47	0,46	0,43	0,50	0,45	0,43	0,43	0,53	
BaO	0,04	0,08	0,03	0,00	0,11	0,07	0,09	0,05	0,00	0,01	
SiO	0,03	0,07	0,03	0,07	0,01	0,07	0,07	0,00	0,02	0,04	
Total	99,91	99,63	100,32	100,32	101,29	100,52	101,18	100,39	99,81	100,10	

Anexo 4.1 - Análise química dos plagioclássios das rochas vulcânicas ácidas do sub-típo Santa Maria

Composto	Teor (% peso)	GX-108						cE, p34b (centro)					
		cA, p02b (centro)	cC, p10a (centro)	cC, p10b (meio)	cC, p10c (meio)	cC, p10d (borda)	cC, p12 (micro)	cC (ext), p23	cD, p33	cE, p34a (borda)	cE, p34c (borda)	cE, p34c (centro)	Teor (% peso)
SiO <sub>2</sub>	54,04	53,27	53,08	53,72	54,35	56,03	54,23	55,93	53,01	56,92	53,88	53,88	53,88
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,02	0,03	0,04	0,04	0,07	0,01	0,05	0,07	0,03	0,07	0,07	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,51	28,08	28,10	28,09	27,57	26,68	27,70	26,49	28,45	26,29	26,29	27,83	27,83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,04	1,05	0,95	1,14	1,05	0,91	1,05	1,14	0,89	1,01	0,97	0,97	0,97
MnO	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,02
MgO	0,06	0,08	0,09	0,08	0,07	0,08	0,07	0,08	0,15	0,10	0,08	0,08	0,08
CaO	11,21	11,92	11,76	11,14	10,10	11,30	10,11	10,11	12,07	9,65	11,31	11,31	11,31
Na <sub>2</sub> O	5,13	4,53	4,57	4,54	5,01	5,64	4,99	5,63	4,57	5,75	5,75	5,15	5,15
K <sub>2</sub> O	0,60	0,46	0,46	0,44	0,56	0,65	0,52	0,71	0,48	0,78	0,78	0,49	0,49
BaO	0,10	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
SrO	0,03	0,09	0,03	0,16	0,05	0,09	0,04	0,08	0,07	0,03	0,03	0,04	0,04
Total	99,78	99,51	99,26	99,97	99,93	100,25	99,95	100,28	99,72	100,54	99,86	99,86	99,86
Cátions para 16 oxigénios													
Si	5,001	4,936	4,928	4,951	5,008	5,126	4,995	5,136	4,902	5,181	4,974	4,974	4,974
Al	2,999	3,064	3,072	3,049	2,992	2,875	3,005	2,864	3,098	2,818	3,026	3,026	3,026
Fe <sup>+3</sup>	0,073	0,073	0,066	0,079	0,073	0,063	0,072	0,079	0,062	0,069	0,068	0,068	0,068
Ba	0,003	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,112	1,184	1,188	1,161	1,100	0,990	1,115	0,995	1,196	0,942	1,119	0,942	1,119
Na	0,920	0,814	0,822	0,811	0,895	1,000	0,891	1,002	0,819	1,014	0,921	0,921	0,921
K	0,071	0,055	0,055	0,052	0,066	0,076	0,061	0,084	0,057	0,091	0,058	0,058	0,058
Sr	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
AB	43,700	39,600	39,800	40,100	43,400	48,400	43,100	48,100	43,900	49,500	43,900	43,900	43,900
AN	52,900	57,700	57,500	53,400	47,900	53,900	47,800	57,700	46,000	53,300	46,000	53,300	53,300
OR	3,400	2,700	2,700	2,600	3,200	3,700	3,000	4,000	2,800	4,400	2,800	2,800	2,800

Anexo 4.1 - Análise química das rochas vulcânicas ácidas do sub-típo Santa Maria

		GX-108											
		cJ, p47a (nucleo)			cJ, p47b (borda)			cJ, p47c (nucleo)		cJ, p48a (centro)		cJ, p49a (centro)	
Composto	cF, p35	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)	cJ, p49c (centro)
SiO <sub>2</sub>	53,57	55,02	52,02	54,32	55,63	55,36	54,36	53,65	53,29	52,97	55,86	55,86	55,86
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,02	0,01	0,06	0,03	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,80	26,54	28,07	27,42	27,18	27,16	27,80	28,53	26,43	27,11	27,02	27,02	27,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,03	1,03	0,93	0,96	0,91	0,78	0,84	1,09	0,85	0,95	0,97	0,97	0,97
MnO	0,00	0,01	0,04	0,00	0,01	0,00	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
MgO	0,08	0,08	0,08	0,10	0,11	0,11	0,10	0,10	0,06	0,09	0,09	0,10	0,10
CaO	11,65	10,46	12,37	11,15	10,59	10,50	11,20	12,14	9,94	10,79	10,41	10,41	10,41
Na <sub>2</sub> O	4,84	5,05	4,27	4,73	5,27	5,03	4,96	4,56	5,50	5,12	5,27	5,27	5,27
K <sub>2</sub> O	0,48	0,63	0,44	0,56	0,60	0,59	0,51	0,43	0,63	0,55	0,64	0,64	0,64
BaO	0,00	0,06	0,04	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,07	0,00	0,13	0,13	0,13
SrO	0,07	0,04	0,07	0,07	0,00	0,06	0,05	0,05	0,11	0,02	0,06	0,06	0,06
Total	99,58	98,93	98,35	99,41	100,31	99,61	99,88	100,51	96,92	97,62	100,49	100,49	100,49

Cátions para 16 oxigênios													
Si	4,965	5,102	4,891	5,017	5,078	5,070	4,993	4,919	5,050	4,991	5,096	5,096	5,096
Al	3,035	2,898	3,108	2,983	2,922	2,930	3,007	3,081	2,950	3,009	2,904	2,904	2,904
Fe <sup>+3</sup>	0,072	0,072	0,065	0,067	0,063	0,054	0,058	0,075	0,061	0,068	0,067	0,067	0,067
Ba	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,005	0,005	0,005
Ca	1,157	1,039	1,247	1,103	1,035	1,030	1,102	1,193	1,009	1,089	1,017	1,017	1,017
Na	0,870	0,908	0,779	0,847	0,932	0,894	0,884	0,811	1,010	0,936	0,933	0,933	0,933
K	0,056	0,075	0,052	0,066	0,070	0,069	0,060	0,051	0,077	0,066	0,075	0,075	0,075
Sr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000

Anexo 4.1 - Análise química dos plagioclásios das rochas vulcânicas ácidas do sub-típo Santa Maria

Composto	GX-108		
	cJ, p49d (borda)	cJ, p49e (centro)	cH, p42 (micro) cJ, p50 (micro)
	Teor (% peso)	Teor (% peso)	Teor (% peso)
SiO <sub>2</sub>	55,08	55,51	55,12
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,67	27,14	26,97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,97	1,05	0,69
MnO	0,00	0,03	0,01
MgO	0,10	0,10	0,09
CaO	11,08	10,90	10,38
Na <sub>2</sub> O	4,95	5,01	5,20
K <sub>2</sub> O	0,54	0,62	0,60
BaO	0,08	0,01	0,03
SrO	0,08	0,06	0,04
Total	100,57	100,45	99,23
			99,86

Cátions para 16 oxigênios			
Si	5,026	5,077	5,075
Al	2,974	2,923	2,925
Fe <sup>+3</sup>	0,067	0,072	0,048
Ba	0,003	0,000	0,001
Ca	1,083	1,069	1,024
Na	0,876	0,889	0,928
K	0,063	0,072	0,071
Sr	0,000	0,000	0,000
AB	43,300	43,800	45,900
AN	53,600	52,700	50,600
OR	3,100	3,500	3,500

#### **Anexo 4.1 - Análise química dos óxidos de Fe e Ti das rochas vulcânicas ácidas do sub-tipo Santa Maria**

Cátions para 32 oxigênios

	Si	Al	Ti	Cr	Fe2	Fe3	Mn	Mg	Ca	Zn	Nb	P	Magnetita	Várias binélio
Si	0,030	0,038	0,053	0,044	0,060	0,043	0,041	0,032	0,041	0,041	0,041	0,044	2,941	91,09
Al	0,194	0,315	0,596	0,743	0,493	0,767	0,441	0,352	0,394	0,990	0,990	0,376	51,57	48,43
Ti	4,307	4,048	4,050	3,625	3,432	4,024	4,001	3,984	3,751	0,405	0,405	4,196	51,38	8,91
Cr	0,000	0,005	0,004	0,005	0,004	0,004	0,001	0,004	0,001	0,010	0,001	0,005	0,001	0,001
Fe2	12,261	12,030	11,396	11,373	11,273	11,630	11,709	11,797	11,458	9,219	9,219	12,115		
Fe3	7,113	7,422	7,154	7,876	8,484	7,062	7,432	7,558	7,989	8,278	8,278	7,112		
Mn	0,052	0,043	0,671	0,225	0,114	0,236	0,212	0,161	0,275	0,063	0,063	0,062		
Mg	0,011	0,007	0,012	0,035	0,098	0,175	0,098	0,053	0,020	2,066	2,066	0,032		
Ca	0,006	0,031	0,008	0,004	0,015	0,003	0,002	0,007	0,000	0,016	0,016	0,003		
Zn	0,018	0,046	0,032	0,061	0,030	0,041	0,036	0,015	0,048	0,000	0,012	0,042		
Nb	0,003	0,012	0,001	0,002	0,000	0,003	0,005	0,005	0,000	0,001	0,001	0,006		
P	0,000	0,010	0,010	0,000	0,000	0,010	0,010	0,000	0,000	0,010	0,010	0,000		
<b>Magnetita</b>	<b>45,23</b>	<b>47,83</b>	<b>46,90</b>	<b>52,07</b>	<b>55,28</b>	<b>46,74</b>	<b>48,15</b>	<b>48,62</b>	<b>51,57</b>	<b>91,09</b>	<b>45,87</b>			
<b>Várias binélio</b>	<b>54,77</b>	<b>52,17</b>	<b>53,10</b>	<b>47,93</b>	<b>44,72</b>	<b>53,26</b>	<b>51,85</b>	<b>51,38</b>	<b>48,43</b>	<b>8,91</b>	<b>54,13</b>			

Anexo 4.1 - Análise química dos óxidos de Fe e Ti das rochas vulcânicas ácidas do sub-típo Santa Maria

Composto	Teor (% peso)	GX-23			GX-35			
		cE, p16g	cE, p16h	cE, p16i	cG, p29a	cG, p29b	cG, p29c	cB, p06
		Teor (% peso)						
SiO <sub>2</sub>	0,17	0,13	0,54	0,17	0,19	0,47	0,14	0,13
TiO <sub>2</sub>	14,01	16,90	0,75	12,53	10,82	11,73	16,07	15,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,91	0,92	0,01	2,41	2,15	1,66	2,19	1,36
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,04	0,04
FeO <sub>t</sub>	72,52	71,92	85,11	77,24	76,43	73,85	73,20	71,79
MnO	0,68	1,37	0,13	0,59	0,63	0,46	0,77	0,59
MgO	0,09	0,15	0,07	0,52	0,50	0,60	0,17	0,32
CaO	0,00	0,02	0,08	0,10	0,01	0,05	0,00	0,02
NiO	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
ZnO	0,12	0,16	0,00	0,12	0,20	0,06	0,17	0,22
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,03	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,08	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	91,87	94,60	92,77	97,45	94,91	92,63	95,40	93,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,92	31,25	61,32	40,03	41,95	38,54	32,47	31,83
FeO	41,09	43,79	29,92	41,21	38,67	39,17	43,97	43,14
Cátions para 32 oxigênios								
Si	0,054	0,042	0,050	0,060	0,153	0,045	0,040	0,332
Al	0,352	0,345	0,003	0,868	0,797	0,630	0,665	0,817
Ti	3,451	4,029	0,187	2,884	2,563	2,846	3,788	3,735
Cr	0,010	0,004	0,000	0,002	0,000	0,006	0,004	0,006
Fe2	11,254	11,605	8,268	10,546	10,186	10,566	11,522	11,444
Fe3	8,597	7,445	15,232	9,209	9,933	9,345	7,648	7,590
Mn	0,190	0,367	0,037	0,152	0,168	0,126	0,205	0,159
Mg	0,043	0,073	0,035	0,239	0,234	0,289	0,079	0,150
Ca	0,000	0,007	0,029	0,034	0,003	0,016	0,000	0,008
Zn	0,030	0,037	0,000	0,028	0,047	0,014	0,040	0,051
Nb	0,008	0,005	0,001	0,000	0,002	0,003	0,000	0,000
P	0,000	0,020	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Magnetita	55,47	48,02	97,60	61,49	65,96	62,15	50,24	50,40
Uvóespinélio	44,53	51,98	2,40	38,51	34,04	37,85	49,76	49,60

Anexo 4.1 - Análise química dos óxidos de Fe e Ti das rochas vulcânicas ácidas do sub-típo Santa Maria

Composto	GX-35				cG, p36 (a)				cG, p36 (b)				cA, p02			
	cB, pA (prox 06)	cC, pB1	cC, pB2	cC, pC (inc px)	cC, pB (prox 14)	cD, p21	cG, p34 (a)	cG, p34 (b)	cG, p36 (a)	cG, p36 (b)	Tenor (% peso)					
SiO <sub>2</sub>	0,22	1,01	0,62	0,18	0,26	0,61	0,41	0,96	0,79	3,11	0,79	17,26	16,07	17,26	15,39	
TiO <sub>2</sub>	16,70	15,05	15,72	16,35	16,17	16,71	14,14	15,21	2,29	2,21	2,29	2,21	2,50	2,50	1,98	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,21	2,05	2,03	2,06	4,43	2,16	2,24	2,24	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,00	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,03	0,03	0,01	0,06	0,03	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,00	
FeO <sub>t</sub>	66,63	69,91	72,80	73,89	70,07	69,67	71,11	70,14	69,08	69,70	65,35	65,35	65,35	65,35	69,70	
MnO	0,71	0,76	0,68	0,66	0,78	0,80	0,62	0,68	0,80	0,94	0,94	0,80	0,80	0,80	0,67	
MgO	0,47	0,45	0,53	0,46	0,48	1,03	1,05	0,99	0,96	0,96	0,96	0,96	0,96	0,96	0,43	
CaO	0,41	0,04	0,44	0,08	0,10	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,13	
NiO	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	
ZnO	0,13	0,12	0,07	0,11	0,14	0,20	0,11	0,13	0,15	0,15	0,15	0,13	0,13	0,13	0,20	
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,02	0,01	0,06	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,39	0,00	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Total	89,99	92,23	95,91	96,84	95,08	93,90	92,96	93,33	92,82	91,40	91,40	91,40	91,40	91,40	91,93	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,67	30,08	32,05	32,58	28,91	29,12	33,80	30,72	29,07	19,64	19,64	19,64	19,64	19,64	29,76	
FeO	42,63	42,84	43,96	44,56	44,05	43,47	40,69	42,49	42,92	47,68	47,68	47,68	47,68	47,68	42,91	
Cátions para 32 oxigênios																
Si	0,071	0,323	0,189	0,055	0,080	0,192	0,130	0,302	0,251	0,993	0,993	0,993	0,993	0,993	0,255	
Al	0,850	0,775	0,736	0,744	1,609	0,798	0,841	0,850	0,826	0,959	0,959	0,959	0,959	0,959	0,751	
Ti	4,104	3,639	3,638	3,779	3,751	3,947	3,389	3,612	3,841	4,144	4,144	4,144	4,144	4,144	3,733	
Cr	0,000	0,000	0,007	0,008	0,002	0,014	0,008	0,013	0,011	0,012	0,012	0,012	0,012	0,012	0,000	
Fe2	11,650	11,517	11,310	11,452	11,363	11,417	10,840	11,220	11,408	12,731	12,731	12,731	12,731	12,731	11,572	
Fe3	6,552	7,269	7,412	7,526	6,704	6,875	6,094	7,292	6,945	4,714	4,714	4,714	4,714	4,714	7,214	
Mn	0,196	0,207	0,181	0,171	0,204	0,213	0,168	0,181	0,215	0,253	0,253	0,253	0,253	0,253	0,183	
Mg	0,227	0,217	0,244	0,209	0,223	0,481	0,499	0,465	0,455	0,130	0,130	0,130	0,130	0,130	0,208	
Ca	0,144	0,014	0,146	0,025	0,032	0,006	0,002	0,007	0,012	0,040	0,040	0,040	0,040	0,040	0,044	
Zn	0,032	0,029	0,016	0,025	0,031	0,045	0,025	0,030	0,034	0,054	0,054	0,054	0,054	0,054	0,047	
Nb	0,006	0,003	0,002	0,008	0,000	0,006	0,000	0,007	0,001	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,001	
P	0,110	0,000	0,080	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Magnetita	44,39	49,97	50,46	49,89	47,19	46,55	54,42	50,23	47,48	36,26	49,14	49,14	49,14	49,14	49,14	
Uvooespinélio	55,61	50,03	49,54	50,11	52,81	53,45	45,58	49,77	52,52	63,74	50,86	50,86	50,86	50,86	50,86	

**Anexo 4.1 - Análise química dos óxidos de Fe e Ti das rochas vulcânicas ácidas do sub-típo Santa Maria**

Composto	GX-35		GX-108		GX-108	
	cG, p21 (II)	cE, p27	cA, p04	cA, p05 (ext)	cC, p16	cC, p17
	Teor (% peso)					
SiO <sub>2</sub>	0,42	0,24	0,55	0,43	0,68	0,62
TiO <sub>2</sub>	17,17	15,66	15,38	16,29	16,52	16,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,15	1,96	2,37	2,42	2,39	2,35
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,00	0,02	0,03	0,05	0,03
FeO <sub>t</sub>	70,31	73,97	67,90	69,02	70,54	68,91
MnO	0,74	0,65	0,67	0,93	0,98	0,83
MgO	0,94	0,33	1,17	0,93	0,86	1,02
CaO	0,04	0,07	0,05	0,02	0,03	0,02
NiO	0,00	0,02	0,00	0,03	0,01	0,01
ZnO	0,15	0,10	0,20	0,25	0,18	0,16
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,02	0,02	0,04	0,03	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	94,63	96,14	91,00	92,95	95,29	93,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,12	33,38	29,60	29,33	29,17	28,59
FeO	44,10	43,92	41,26	42,62	44,29	43,18

Cátions para 32 oxigênios

Si	0,130	0,076	0,176	0,136	0,132	0,214	0,199	0,518	0,575	0,344
Al	0,790	0,715	0,901	0,904	0,853	0,890	0,883	0,910	0,965	0,893
Ti	4,034	3,654	3,745	3,887	4,016	3,923	4,054	4,147	3,889	3,424
Cr	0,005	0,000	0,005	0,009	0,008	0,012	0,007	0,002	0,001	0,000
Fe2	11,520	11,396	11,166	11,305	11,483	11,404	11,540	11,966	11,806	11,091
Fe3	6,838	7,785	7,201	6,993	6,798	6,787	6,583	5,690	6,048	7,523
Mn	0,194	0,171	0,184	0,249	0,257	0,221	0,196	0,231	0,267	0,174
Mg	0,436	0,152	0,565	0,440	0,398	0,480	0,495	0,438	0,366	0,499
Ca	0,012	0,023	0,017	0,007	0,009	0,007	0,005	0,043	0,046	0,012
Zn	0,036	0,024	0,048	0,059	0,041	0,038	0,026	0,038	0,016	0,041
Nb	0,005	0,002	0,002	0,006	0,004	0,000	0,003	0,005	0,000	0,003
P	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,010	0,010	0,000
Magnetita	45,87	51,58	49,02	47,36	45,84	46,38	44,81	40,69	43,74	52,35
Uivoespinélio	54,13	48,42	50,98	52,64	54,16	53,62	55,19	59,31	56,26	47,65

**Anexo 4.1 - Análise química dos óxidos de Fe e Ti das rochas vulcânicas ácidas do sub-típo Santa Maria**

Composto	GX-108		GX-108	
	cC, 22(b)	Teor (% peso)	cJ, pA	Teor (% peso)
SiO <sub>2</sub>	1,90	0,34	0,83	0,83
TiO <sub>2</sub>	15,95	15,60	15,38	15,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,48	2,48	2,13	2,13
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,03	0,01	0,01
FeO <sub>t</sub>	67,58	70,38	70,27	70,27
MnO	0,87	0,83	0,95	0,95
MgO	1,03	0,98	0,62	0,62
CaO	0,19	0,01	0,16	0,16
NiO	0,01	0,00	0,01	0,01
ZnO	0,21	0,15	0,13	0,13
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,00	0,02	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,03	0,05	0,05
Total	92,46	93,78	93,27	93,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,08	31,41	30,50	30,50
FeO	44,10	42,11	42,82	42,82
Cátions para 32 oxigênios				
Si	0,601	0,108	0,262	0,262
Al	0,922	0,921	0,793	0,793
Ti	3,789	3,697	3,668	3,668
Cr	0,009	0,008	0,002	0,002
Fe2	11,643	11,092	11,354	11,354
Fe3	6,190	7,437	7,269	7,269
Mn	0,232	0,220	0,256	0,256
Mg	0,482	0,460	0,294	0,294
Ca	0,065	0,003	0,055	0,055
Zn	0,049	0,034	0,031	0,031
Nb	0,008	0,000	0,002	0,002
P	0,010	0,010	0,010	0,010
Magnetita	44,96	50,14	49,77	49,77
Uivoespinélio	55,04	49,86	50,23	50,23

**Anexo 4.2 - Análises químicas das rochas vulcânicas ácidas da região de Soledade (RS)**

Amostra	RS 73 B	RS 96	GX-23	GX-35	Sequência Vulcânica Santa Maria (SVSM)					Elementos Maiores (% em peso)	SVGX	GX-07	RS-73A	SVBC	GX-15
					TF - 02A	TF - 02B	TF - 02C	TF - 02D	TF - 02E						
SiO <sub>2</sub>	69,32	70,50	70,34	69,36	70,15	70,05	70,00	68,31	68,55	72,19	67,57	67,41	62,99	64,16	
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,68	0,67	0,65	0,68	0,69	0,69	0,67	0,67	0,66	0,88	0,89	1,19	1,20	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,18	12,48	12,30	12,15	12,05	12,21	12,07	11,90	11,93	11,56	12,89	12,91	12,49	12,46	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,93	5,01	4,81	4,99	5,10	5,33	5,24	5,16	4,98	4,72	5,75	5,84	8,88	8,54	
MnO	0,09	0,06	0,08	0,08	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09	0,04	0,11	0,10	0,15	0,10	
MgO	0,59	0,52	0,50	0,61	0,49	0,60	0,45	0,85	0,51	0,12	1,41	1,27	1,55	1,35	
CaO	2,01	1,66	2,11	1,93	1,89	2,22	1,61	2,15	2,20	1,48	3,02	3,10	4,24	3,30	
Na <sub>2</sub> O	3,02	2,60	2,66	2,44	2,69	2,73	2,51	2,68	3,28	2,42	2,85	2,78	3,62	3,08	
K <sub>2</sub> O	3,97	4,96	4,97	4,63	4,82	4,50	5,17	3,91	3,58	5,25	3,99	4,04	2,21	3,89	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,19	0,19	0,19	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,19	0,27	0,26	0,34	0,35	
LOI	3,35	1,56	1,50	3,00	0,82	0,94	1,20	3,29	2,72	0,94	0,82	1,14	2,02	1,12	
Total	100,30	100,22	100,13	100,03	98,99	99,57	99,22	99,21	98,71	99,56	99,74	99,68	99,54		

Amostra	Elementos Maiores (% em peso)										Elementos Traço (% em peso)	Elementos Trace (% em peso)	Elementos Trace (% em peso)	Elementos Trace (% em peso)
	Ba	Ce	Co	Cr	Cu	F	Ga	La	Nb	Nd				
Ba	698	651	666	725	647	87					20	591		
Ce	76	91	70	79	651	86					19	80		
Co				6	637	103					20	6		
Cr					648	107					15			
Cu	20	25	21	19	804	97	7				18	22		
F					820	730	937				1092	1016		
Ga	19	20	19	19	18	16	17				17	16		
La	47	41	71	52	54	60	49	51			46	50		
Nb	27	27	26	26	27	26	26	26			26	25		
Nd	49	34	45	41	32	32	26	27			23	39		
Pb	29	27	17	18	19	19	19	18			19	19		
Rb	238	210	207	257	199	195	201	247			202	210		
Sc	13	15	13	15	15	16	14	15			14	14		
Sr	104	95	99	101	98	109	91	105			16	16		
Th	22	23	23	23	15	15	16	16			16	14		
U	9	8	8	11	7	6	7	6			6	5		
V	24	21	27	18	14	20	20	20			6	9		
Y	55	50	57	68	55	56	54	55			55	52		
Zn	80	80	79	83	75	76	78	77			76	70		
Zr	304	303	310	310	303	307	301	307			304	293		

Por se tratar de unidades quimicamente homogêneas, as amostras aqui apresentadas são representativas de cada unidade. Os dados referentes às unidades SVBC e SVGX são de Polo (Inédito - Tese de Doutorado em andamento)

