

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA

RENÊ SOUTO COUTINHO

**MODELAGEM GEOQUÍMICA DA GÊNESE E EVOLUÇÃO DO MAGMATISMO
DA FORMAÇÃO ACAMPAMENTO VELHO, CAÇAPAVA DO SUL E DOM
PEDRITO, RS**

Caçapava do Sul

2017

RENÊ SOUTO COUTINHO

**MODELAGEM GEOQUÍMICA DA GÊNESE E EVOLUÇÃO DO MAGMATISMO
DA FORMAÇÃO ACAMPAMENTO VELHO, CAÇAPAVA DO SUL E DOM
PEDRITO, RS**

Trabalho de conclusão de curso apresentado ao
Curso de Geologia da Universidade Federal do
Pampa, como requisito parcial para obtenção do
Título de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Tiago Rafael Gregory

Co-orientador: Prof. Dr. Vinicius Matté

Caçapava do Sul

2017

Ficha catalográfica elaborada automaticamente com os dados fornecidos pelo(a) autor(a) através do Módulo de Biblioteca do Sistema GURI (Gestão Unificada de Recursos Institucionais).

C871m Coutinho, Renê Souto
Modelagem Geoquímica da Gênese e Evolução do Magmatismo da
Formação Acampamento Velho, Caçapava do Sul e Dom Pedrito, RS /
Renê Souto Coutinho.
134 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) -- Universidade
Federal do Pampa, GEOLOGIA, 2017.
"Orientação: Tiago Rafael Gregory".

1. Modelagem Geoquímica. 2. Geoquímica Quantitativa. 3.
Evolução Magmática. 4. Vulcanismo Bimodal. 5. Formação
Acampamento Velho. I. Título.

RENÊ SOUTO COUTINHO

**MODELAGEM GEOQUÍMICA DA GÊNESE E EVOLUÇÃO DO MAGMATISMO
DA FORMAÇÃO ACAMPAMENTO VELHO, CAÇAPAVA DO SUL E DOM
PEDRITO, RS**

Trabalho de conclusão de curso apresentado
ao Curso de Geologia da Universidade
Federal do Pampa, como requisito parcial
para obtenção do Título de Bacharel em
Geologia.

Trabalho defendido e aprovado em 05/12/2017

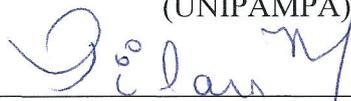
Banca examinadora:



Prof. Dr. Tiago Rafael Gregory

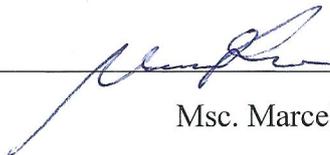
Orientador

(UNIPAMPA)



Profª. Drª. Délia Del Pilar Montecinos de Almeida

(UNIPAMPA)



Msc. Marcelo Lusa

(UNIPAMPA)

Dedico este trabalho à minha família e aos meus amigos. Àquela por ser minha base, e a estes por serem meu sustento.

AGRADECIMENTO

Agradecer é atribuir a alguém, parte da importância de determinada obra ou trabalho. Isto requer que o autor reconheça que seu trabalho só foi possível devido às ações de outras pessoas. Deixo aqui registrado meu reconhecimento da importância daqueles que, de alguma forma, contribuíram para a concretização deste trabalho.

Sou grato primeiramente por este espaço, no qual posso expressar minha gratidão. Sem ele, nenhuma das próximas palavras de agradecimento estariam presentes.

Reconheço minha total dependência de Deus, o criador e arquiteto deste imenso universo. Sou grato à Ele por ter me escolhido, pelo presente da fé e pela instrução. Sou grato ainda por ter construído um universo que funciona sobre as mais perfeitas leis, e por ter me dado a oportunidade de conhecer uma parte infinitesimal deste universo.

Sou grato à minha família que sempre me apoiou em minhas escolhas e me deu suporte para que eu conseguisse chegar onde eu desejava. Sou grato aos meus pais que doaram suas vidas em prol do bem-estar da dezena de filhos. Agradeço aos meus irmãos que compreenderam minhas necessidades e minhas falhas ao longo destes anos de graduação.

Sou grato aos meus orientadores, professores Tiago Gregory e Vinícius Matté, os quais foram meus guias na execução deste trabalho. De forma muito especial, agradeço ao tio Greg, que me incentivou, acreditou em minha capacidade e percorreu comigo, os trechos mais difíceis desta jornada de elaboração de um TCC. O Tio Greg, como professor, me passou conhecimento, e gerou em mim, grande admiração; como orientador, se fez um amigo, e me trouxe inspiração; hoje, é para mim, uma grande pessoa, da qual levarei o exemplo por toda minha vida.

Agradeço ainda, a todos os grandes professores que tive durante minha graduação. Pessoas que entraram em uma difícil jornada de ensinar. A todos os professores que se doam a cada dia pelo crescimento das outras pessoas, fazendo de suas profissões, não uma forma de obter recurso financeiro, mas uma maneira eficaz de transformar o mundo. Cito aqui a professora Pilar, que com suas sábias exposições, foi a influência inicial pelo começo da minha paixão pela área mais magnífica da geologia: a vulcanologia. Deixo registrado ainda, minha admiração e gratidão aos professores do ciclo básico; à professora Maria Lúcia, que com seu exemplo e conselhos, ainda no primeiro semestre, me fez perceber a importância da dedicação. Hoje, esses adoráveis professores têm a minha admiração e carinho.

Agradeço aos amigos que fiz durante a graduação. Aqueles que me acompanharam desde o início e aqueles que foram chegando ao longo dos anos. São muitos e não consigo mencionar todos aqui, mas não posso deixar de citar alguns. Mari, Dani, Danrlei, Tati, Bia, Drezin, Filippo, Issacar, Biel, Carlin e aos demais companheiros da república GEOLOKI, obrigado!

Igualmente importante aos amigos da faculdade, tenho grandes companheiros que me acompanham a mais tempo, que torcem por mim, e me deram apoio durante o tempo que estive na graduação. Enquanto Thomas Carlyle pensa que a grandeza de um homem é demonstrada pela forma pela qual trata os pequenos, eu digo que tenho amigos, dos quais, a grandeza não é deste mundo. Lucas Faccio, Joel, Calebe, Pedro, Rick e Thompson, obrigado!

“Onde estavas tu quando a terra fora fundada? Digas, se tens inteligência. Quem lhe pôs as medidas, se tu o sabes?

Ou quem estendeu sobre ela o cordel? Sobre que estão fundadas as suas bases, ou quem assentou a sua pedra de esquina, quando as estrelas da alva juntas alegremente cantavam, e todos os filhos de Deus rejubilavam? Ou quem encerrou o mar com portas, quando transbordou e saiu da madre? [...]”

Jó 38:4-8

“Pela fé entendemos que os mundos pela palavra de Deus foram criados; de maneira que aquilo que se vê não foi feito do que é aparente.”

Hb 11: 3

“O primeiro gole do copo das ciências naturais pode até torná-lo ateu; mas, no fundo do mesmo copo, Deus o aguarda.”

Werner Heisenberg.

RESUMO

A Formação Acampamento Velho representa o segundo evento vulcânico na Bacia do Camaquã. As rochas vulcânicas desta formação estão parcialmente representadas principalmente nos municípios de Caçapava do Sul, Dom Pedrito e Vila Nova do Sul. Estas rochas são predominantemente ácidas, com termos básicos subordinados, além de não possuírem termos extrusivos intermediários, caracterizando um vulcanismo bimodal. Com o objetivo de identificar e quantificar os processos responsáveis pela gênese e evolução do magma a partir do qual estas rochas se formaram, propõem-se a realização de uma modelagem geoquímica. Nesse sentido, são empregados modelos determinísticos que descrevem através de equações matemáticas o comportamento de alguns dos elementos químicos maiores e traço durante os diversos processos geológicos, visando caracterizar a formação e evolução dos magmas dessa unidade. Os processos modelados neste trabalho incluem fusão parcial, cristalização fracionada, assimilação crustal e mistura de magmas. O processo de quantificação foi realizado em duas etapas consecutivas de modelagem. A primeira consistiu no balanço de massa, através do *software* Petrograph[®], e envolveu os elementos maiores. A segunda foi a modelagem com os elementos-traço, realizada através do *software* Petromodeler[®]. Para a melhor compreensão das técnicas utilizadas e dos processos atuantes em um sistema magmático, foi realizado um estudo bibliográfico dos trabalhos já produzidos, tanto do tema em geral quanto dos trabalhos já realizados na área. Como resultado, foram obtidos valores que indicam a taxa de fusão parcial do manto e da crosta, além da análise do comportamento dos elementos-traço em relação à mistura desses dois magmas de origem e composições diferentes. Os resultados obtidos sugerem uma fusão do manto à diferentes taxas, que variaram de 19% a 28% para a gênese das rochas básicas da Formação Acampamento Velho. As rochas ácidas teriam se formado a partir da atuação dos mecanismos de fracionamento de cristais do magma básico e da mistura entre os magmas gerados pela fusão do manto e da crosta. O fracionamento de cristais teria ocorrido a variadas taxas a partir do magma básico, com a formação dos magmas mais evoluídos, sendo o resultado de fracionamento de aproximadamente 90% do magma inicial. Durante a evolução magmática, o magma de composição intermediária poderia não ter sido formado, ou não ter sido envolvido nos eventos vulcânico, ao invés disso, teria se solidificado como termos plutônicos ou subvulcânicos. Esse modelo é comparado com outros modelos descritos na bibliografia e analisado com relação aos mecanismos presentes no ambiente de formação dessas rochas, a saber, o ambiente pós-colisional.

Palavras-chave: Modelagem Geoquímica. Geoquímica Quantitativa. Evolução Magmática. Vulcanismo Bimodal. Formação Acampamento Velho.

ABSTRACT

The Acampamento Velho Formation represents the second volcanic event in the Camaquã Basin. The volcanic rocks of this formation are partially represented mainly in Caçapava do Sul, Dom Pedrito and Vila Nova do Sul cities. These rocks are comprised dominantly by acidic with subordinate basic terms, beyond the absence of intermediate extrusive terms, characterizing a bimodal volcanism. In order to identify and quantify the processes responsible for the genesis and evolution of the magma from which these rocks were formed, the realization of a geochemistry modeling is propose. In this sense, deterministic models are used, which describe through mathematical equations the behavior of some of the major and trace chemical elements during the various geological processes, to characterize the formation and evolution of the magma of this unit. The processes modeled in this work include partial melting, fractional crystallization, crustal assimilation and magma mixing. The quantification process was realized in two consecutive stages of modeling. The first consisted of mass balance, through Petrograph™ software, and involves the major elements. The second was the modeling with the trace elements, performed through the Petromodeler™ software. In order to better understand the techniques used and the process acting in a magmatic system, an extensive bibliography study of the work already produced of the theme and the realized in the study area was realized. As a result, values were obtained indicating the partial melting rate of the mantle and the crust, as well as the analysis of the behavior of the trace elements in relation to the mixture of these two magmas of different origin and compositions. The results suggest a mantle melting at different rates, which varied from 19% to 28% for the genesis of the basic rocks of the Acampamento Velho Formation. The acid rocks were formed by the action of the crystal fractionation mechanisms of the basic magma and the mixture between the magmas generated by the melting of the mantle and the crust. The fractionation of crystals would have occurred at varying rates from the basic magma until the formation of the most evolved magmas, when this fractionation reached 90% of the initial magma. During magmatic evolution, the magma of intermediate composition might have not been formed, or have not been involved in volcanic events, being instead, solidified as plutonic or subvolcanic terms. This model is compared with other models described in the literature and analyzed with respect to the mechanisms present in the environment of formation of these rocks, namely, the post-collision environment.

Keywords: Geochemistry Modeling. Quantitative Geochemistry. Magmatic Evolution. Bimodal Volcanism. Acampamento Velho Formation.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa de localização, situação e principais vias de acesso da área de estudo, incluindo a região do Platô do Taquarembó, no município de Dom Pedrito, e da Serra de Santa Bárbara, no município de Caçapava do Sul.

Figura 2 – Mapa geológico simplificado do Escudo Sul-rio-grandense, ressaltando as principais ocorrências do vulcanismo neoproterozoico da Bacia do Camaquã.

Figura 3 – Diagrama dos elementos-traço normalizado pelo Condrito das rochas da região do Platô do Taquarembó, mostrando anomalias negativas nos elementos Sr, P e Ti.

Figura 4 – Diagrama dos Elementos Terras Raras normalizados pelo Condrito, mostrando leve enriquecimento nos Elementos Terras Raras Leves.

Figura 5 – Diagrama dos Elementos Terras Raras normalizados pelo Condrito, para as rochas da região da Serra de Santa Bárbara, mostrando leve enriquecimento nos Elementos Terras Raras Leves e forte anomalia negativa em Eu para as rochas ácidas.

Figura 6 – Diagrama dos elementos-traço normalizado pelo Condrito das rochas da região da Serra de Santa Bárbara, mostrando uma forte anomalia negativa no elemento Eu .

Figura 7 – Representação das camadas da Terra, mostrando a variação de acordo com o modelo físico e químico e a profundidade em que ocorre cada camada.

Figura 8 – Ambientes de formação de magma, mostrando as configurações entre as placas litosféricas oceânica e continental.

Figura 9 – Seção esquemática de um sistema de arco de ilhas, contendo os ambientes geotectônicos e os processos envolvidos.

Figura 10 – Diagrama TAS, com a nomenclatura das rochas vulcânicas com a linha divisória entre os campos das séries alcalina e sub-alcalina.

Figura 11 – Esquema ilustrativo da interatividade entre as etapas de um processo de modelagem.

Figura 12 – Representação dos modelos de fusão parcial em um sistema fechado. As porções em vermelho representam o líquido que permanece no sólido (círculo) e o líquido que é separado do contato com o sólido (retângulo à direita).

Figura 13 - Diagrama representando a porosidade em massa (ψ) em função da fração de líquido (F) para os três modelos de fusão parcial: fusão fracionada, fusão em equilíbrio e fusão dinâmica.

Figura 14 - Diagrama Ba/K versus La/Sr, mostrando as curvas dos processos modelados a partir da fusão do manto primitivo de Palme e O'Neill (2004), assimilação da crosta continental superior de Taylor e McLennan, (1995), representando um valor de "r" de 0,05, e fracionamento de aproximadamente 50% de plagioclásio e 5% de biotita.

Figura 15 – Diagrama Ti versus Y com as curvas dos processos AFC e EC-IFC e com as análises das rochas básicas da FAV nas regiões do PT e da SSB.

Figura 16 – Diagrama Ti versus Tb com as curvas dos processos AFC e EC-IFC e com as análises das rochas básicas da FAV nas regiões do PT e da SSB.

Figura 17 – Diagrama Th/Rb versus Rb/Nb mostrando a curva de fusão da crosta metatonalítica de baixo La/Y e a curva de mistura entre os magmas do manto (termos básicos da FAV) e os da crosta metatonalítica fundida. O comportamento dos elementos das rochas ácidas da FAV se ajusta ao sugerido pela curva do processo de mistura entre os magmas.

Figura 18 – Diagrama Th/Rb *versus* Rb/Nb mostrando a curva de fusão da crosta metatonalítica de alto La/Y e a curva de mistura entre os magmas do manto (termos básicos da FAV) e os da crosta metatonalítica fundida. O comportamento dos elementos das rochas ácidas da FAV se ajusta ao sugerido pela curva do processo de mistura entre os magmas.

Figura 19 – Diagrama Ta *versus* Y/Nb, mostrando o comportamento das curvas de cristalização (AFC e EC-IFC). As análises da FAV sugerem diferentes *trends* de evolução magmática para a formação das rochas mais evoluídas da região do PT.

Figura 20 – Diagrama Yb/Y *versus* Th mostrando as curvas de cristalização fracionada EC-IFC e AFC, as quais descrevem o comportamento dos elementos-traço das rochas ácidas e intermediárias da FAV da região da SSB e do PR, respectivamente.

Figura 21 – Diagrama Nb/Y *versus* Ta mostrando a curva do processo de cristalização fracionada EC-IFC, segundo o qual as rochas ácidas da região da SSB poderiam ter se formado após o fracionamento de aproximadamente 85% de um magma básico. De acordo com este processo, as rochas intermediárias teriam se formado após aproximadamente 55% de cristalização fracionada do magma inicial.

Figura 22 - Seção transversal esquemática mostrando um possível modelo para a distribuição das câmaras de magma ao longo do setor norte do rifte da Etiópia, a qual, também pode descrever as características do magmatismo da Formação Acampamento Velho.

Figura 23 – Síntese da quantificação dos processos responsáveis pela evolução magmática do FAV nas regiões do Platô do Taquarembó e da Serra de Santa Bárbara.

Figura 24 – Diagrama Rb *versus* (Y+Nb) de classificação de rochas graníticas em diferentes ambientes geotectônicos. ORG: granitos de cordilheiras oceânicas, ORG: granitos de ambientes intraplaca, VAG: granitos de arcos vulcânicos, syn-COLG: granitos sin-colisionais e post-COLG: granitos pós-colisionais.

Figura 25 – Diagrama Rb *versus* (Y+Nb) de classificação de rochas para diferentes ambientes geotectônicos, contendo as análises correspondentes as rochas da Formação Acampamento Velho na região da Serra de Santa Bárbara e do Platô do Taquarembó.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Dados Geoquímicos das rochas básicas da FAV na região da Serra de Santa Bárbara (SSB) e do Platô do Taquarembó (PT).

Tabela 2 – Dados Geoquímicos das rochas ácidas da FAV na região da Serra de Santa Bárbara (SSB) e do Platô do Taquarembó (PT).

Tabela 3 – Dados Geoquímicos das rochas ácidas da FAV na região da Serra de Santa Bárbara (SSB).

Tabela 4 – Dados geoquímicos das rochas intermediárias da FAV da região do Platô da Ramada (PR).

Tabela 5 – Cálculo de balanço de massa de um magma basáltico de alto Ti-P (L0) até um magma sienítico (Lf). Valores recalculados para 100%.

Tabela 6 – Cálculo de balanço de massa de um magma basáltico de baixo Ti-P (L0) até um magma sienítico (Lf);. Valores recalculados para 100%.

Tabela 7 – Cálculo de balanço de massa de um magma sienítico (L0) até um magma quartzo-monzonítico (Lf). Valores recalculados para 100%.

Tabela 8 – Cálculo de balanço de massa de um magma quartzo-monzonítico (L0) até um magma comendíítico (Lf). Valores recalculados para 100%.

Tabela 9 – Cálculo de balanço de massa de um magma comendíítico (L0) até magma riolítico (Lf). Valores recalculados para 100%.

Tabela 10 – Cálculo de balanço de massa de um magma intermediário (L0) do PR até um magma riolítico (Lf) da SSB. Valores recalculados para 100%.

Tabela 11 – Concentração dos elementos-traço no magma resultante da fusão parcial do manto, o qual foi submetido ao fracionamento dos minerais piroxênio, feldspato, plagioclásio e, em menor proporção, magnetita e ilmenita, através do processo AFC, com um valor de $r = 0,15$.

Tabela 12 – Composição de alguns elementos-traço no magma resultante de diferentes graus de fusão parcial de crosta metatonalítica neoproterozoica de baixo La/Y.

Tabela 13 – Composição de alguns elementos-traço no magma resultante de diferentes graus de fusão parcial da crosta metatonalítica neoproterozoica de alto La/Y.

Tabela 14 – Concentração dos elementos-traço no magma resultante da mistura entre os magmas gerados pela fusão do manto (C1: amostra SSB3) e pela fusão de 1% do metatonalito (C2: baixo La/Y).

LISTA DE ABREVIATURAS

AFC – Assimilação e Cristalização Fracionada

BC – Bacia do Camaquã

EC-IFC – Cristalização em Equilíbrio e Cristalização Fracionada Imperfeita

E-MORB – Basaltos de Dorsais Meso-Oceânicas Enriquecidos

ESrg – Escudo Sul-rio-grandense

ETR – Elementos Terras Raras

FAV – Formação Acampamento Velho

FH – Formação Hilário

HFSE – Elementos de Forte Potencial Iônico

Kd – Coeficiente de Partição

LILE – Elementos Litófilos de Íons Grandes

MORB – Basaltos de Dorsais Meso-Oceânicas

N-MORB – Basaltos de Dorsais Meso-Oceânicas Normal

OIB – Basaltos de Ilhas Oceânicas

SSB – Serra de Santa Barbara

PEC – Cristalização em Equilíbrio Perfeito

PFC – Cristalização Fracionada Perfeita ou Fracionamento de Rayleigh

PGE – Elementos do Grupo da Platina

ppm – Partes por milhão

PT – Platô do Taquarembo

PR – Platô da Ramada

ZC-IFC - Cristalização Zonada e Cristalização Fracionada Imperfeita

LISTA DE SÍMBOLOS

V- Velocidade

g - Aceleração da gravidade

R - Raio da esfera

$\Delta\rho$ - Contraste de densidade entre cristal e líquido

η - Viscosidade do líquido

δ - Fração em massa de cristais suspensos

C_I^m - Concentração dos Elementos-traço Instantaneamente Após a fusão

C_L^m - Concentração dos Elementos-traço Acumulado Após a fusão

C_0^m - Concentração Inicial do Elemento-traço na Rocha Fonte

C_S^m - Concentração do Elemento-traço no Material Sólido

C_R^m - Concentração do Elemento-traço no Resíduo Total

C_0^f - Concentração do Elemento-traço no Magma Inicial

F- Fração de Líquido Produzido Durante a Fusão

D_0 - Coeficiente de Partição Total do Elemento-traço

P_0 - Coeficiente de Partição do Elemento-traço Inserido no Líquido

ϕ - Valor Crítico para a Separação

ψ - Porosidade em Massa do Resíduo

r - Relação entre quantidade de material assimilado e a quantidade de material cristalizado

C_a - Concentração do Elemento no Material Assimilante

m_a - Quantidade de Material Assimilado

m_c - Quantidade de Material Cristalizado

C_{lc}^{PFC} - Concentração do Elemento-traço no Líquido Remanescente Durante o Processo de Cristalização Fracionada Perfeita, PEC.

IC_{lc}^{EC-IFC} - Concentração do Elemento-traço no Líquido Remanescente Durante o Processo de Cristalização em Equilíbrio e Cristalização Fracionada Imperfeita, EC-IFC.

IC_{lc}^{AFC} - Concentração do Elemento-traço no Líquido Remanescente Durante o Processo de Assimilação e Cristalização Fracionada, AFC.

C_m - Concentração Final do Elemento, Resultante da mistura de magmas

X - Grau de Mistura Entre Dois Magmas.

SUMÁRIO

1 - INTRODUÇÃO	22
2 - OBJETIVOS	23
2.1 - Objetivos específicos.....	23
3 - JUSTIFICATIVA.....	24
4 - ÁREA DE ESTUDO	24
4.1 - Geologia regional	24
4.2 - Geologia local.....	28
4.2.1 - Caracterização litológica.....	29
4.2.2- Caracterização geoquímica	30
5 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	34
5.1 - Teoria dos métodos e técnicas	34
5.1.1 - Estrutura da Terra.....	34
5.1.2 - Mecanismos de diferenciação magmática.....	36
5.1.3 - Classificação e comportamento dos elementos químicos no magma	41
5.1.4 - Ambientes de formação de magmas e suas características geoquímicas.....	44
5.1.5 - Modelagem geoquímica.....	58
5.1.5.1 - Quantificação dos processos de fusão parcial.....	60
5.1.5.2 - Quantificação dos processos de cristalização fracionada	68
5.2 - Trabalhos anteriormente aplicados.....	71
6 - MATERIAIS E MÉTODOS	74
7 - RESULTADOS	77
7.1 - Elementos maiores – Balanço de massa	78
7.2 - Elementos-traço – Modelagem dos processos geoquímicos.....	84
8 – DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	102
8.1 - Relação do magmatismo da FAV com o ambiente pós-colisional.....	106

9 - CONSIDERAÇÕES FINAIS	110
REFERÊNCIAS	111
ANEXO	129

1 - INTRODUÇÃO

Nos municípios de Caçapava do Sul, Dom Pedrito e Vila Nova do Sul afloram rochas vulcânicas básicas, intermediárias e ácidas que fazem parte da Formação Acampamento Velho (FAV), conforme Paim *et al.* (1995, 2000). Em Caçapava do Sul, estas rochas estão localizadas na região da Serra de Santa Bárbara (SSB), especificamente no Cerro do Bugio, no Cerro do Perau e na Serra de Santa Barbara, conforme descrito por Almeida *et al.* (2002). Em Dom Pedrito, estas rochas estão localizadas na região do Platô do Taquarembó (PT) e são descritas por Wildner *et al.* (1999) e Sommer *et al.* (1999). Na região do Platô da Ramada, no município de Vila Nova do Sul, além dos termos ácidos e básicos, também são descritos corpos intrusivos de composição intermediária (MATTE *et al.*, 2012).

É consenso entre os geocientistas que a formação das rochas básicas envolve a fusão parcial de um material ultrabásico (manto terrestre). Como resultado da fusão parcial do manto gera-se um magma básico cuja composição depende do tipo de manto fundido, bem como do grau de fusão parcial. O magma primário pode sofrer diversos processos de diferenciação, tornando-se mais evoluído e possibilitando que uma gama composicional de rochas magmáticas seja formada. Os processos de diferenciação magmática envolvem cristalização fracionada, assimilação crustal e mistura de magmas de composições diferentes (WILSON, 1989).

O resultado desses processos fica registrado nas rochas e pode ser compreendido através da análise do comportamento dos elementos químicos. Os elementos-traço são os principais elementos utilizados para entendimento dos processos de formação e diferenciação, aos quais determinado magma foi submetido. Já os elementos maiores são utilizados para realização dos cálculos de balanço de massa, já que são os elementos que apresentam-se em maior concentração na composição química dos principais minerais formadores de rocha.

Através de modelos matemáticos, foram realizados cálculos que envolvem a concentração dos elementos maiores e traço da rocha, os quais permitiram a caracterização e a modelagem dos processos de formação e evolução magmática da FAV. Desta forma, obteve-se uma modelagem dos processos atuantes na evolução do magma da FAV nas regiões do Platô do Taquarembó e da Serra de Santa Bárbara, além de uma possível relação entre as rochas ácidas e básicas dessas regiões com as rochas plutônicas intermediárias da região do Platô da Ramada. Os programas utilizados para modelagem com os elementos maiores e traço foram o

Petrograph[®] e Petromodeler[®], respectivamente desenvolvidos por Petrelli *et al.*, 2005 e Ersoy, 2013).

Compondo o desenvolvimento deste trabalho estão o objetivo e a justificativa de sua realização, a revisão bibliográfica dos métodos utilizados e da teoria do tema, os materiais e métodos utilizados, os resultados obtidos a partir da modelagem e as considerações finais.

2 - OBJETIVOS

A realização da modelagem geológica através de quantificação dos processos geoquímicos permite que os processos de formação e evolução do magma sejam descritos em termos numéricos.

O objetivo geral do presente trabalho consiste em relacionar a evolução dos magmas básicos da FAV nas regiões da Serra de Santa Bárbara e do Platô do Taquarembó com as rochas intermediárias desta formação na região do Platô da Ramada.

Através desta modelagem são traçados alguns objetivos específicos que serão obtidos ao longo do desenvolvimento do trabalho.

2.1 - Objetivos específicos

Especificamente, pretende-se:

- Quantificar os processos de formação e evolução do magma envolvido no vulcanismo bimodal da FAV;
- Modelar os processos petrogenéticos, como a fusão parcial, a cristalização fracionada e a assimilação crustal;
- Comparar e testar modelos petrogenéticos;
- Relacionar a gênese das rochas da FAV com seu ambiente geotectônico.

3 - JUSTIFICATIVA

Vários trabalhos foram desenvolvidos visando a caracterização dos processos de diferenciação magmática na Formação Acampamento Velho. Contudo, pouco tem sido descrito em termos da quantificação destes processos. Por ser um vulcanismo de caráter bimodal, no qual há falta de termos de composição intermediária, a gênese e evolução do magma responsável pela formação destas rochas é motivo de discussão e controvérsias (WILDNER *et al.*, 1999; ZERFASS *et al.*, 2000; ALMEIDA, 2002; WILDNER e NARDI, 2002; SOMMER *et al.*, 2005; MATTÉ *et al.*, 2012).

Com a realização deste trabalho poder-se-á caracterizar melhor os processos aos quais o magma primário foi submetido após a sua geração. Considerando os resultados obtidos, espera-se que pesquisadores deem mais importância a trabalhos de quantificação com a utilização de *softwares*, já que permitirá compreender melhor a gênese e evolução dos magmas.

4 - ÁREA DE ESTUDO

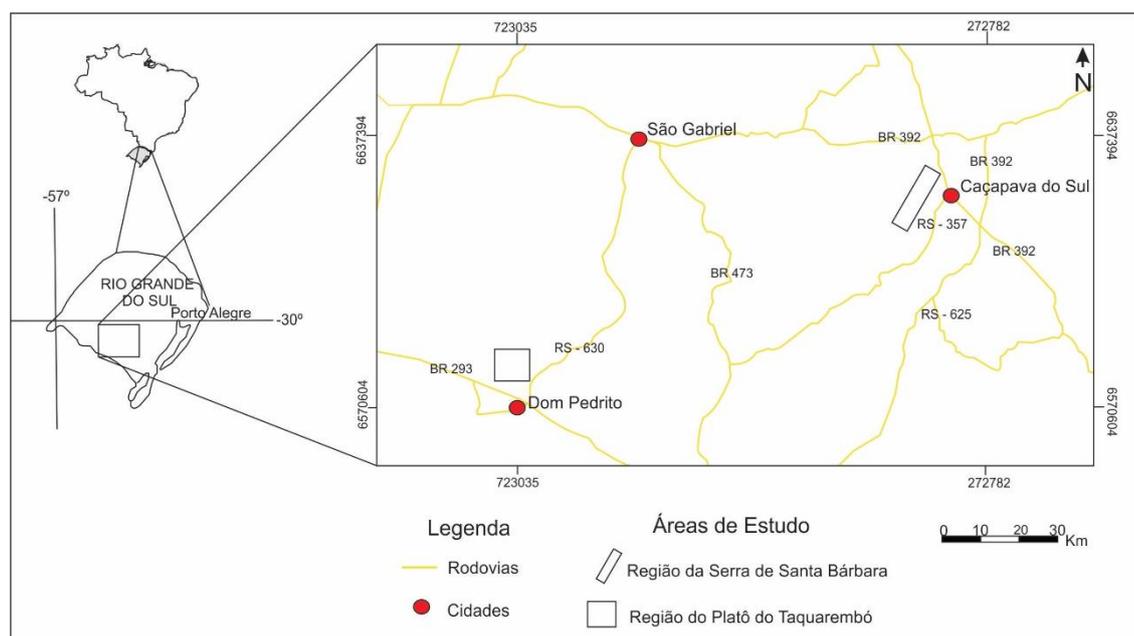
A área de estudo está localizada na região central e sudoeste do estado do Rio Grande do Sul. Na região central, no município de Caçapava do Sul, localiza-se a Serra de Santa Bárbara, o Cerro do Perau e o Cerro do Bugio. Na região sudoeste, no município de Dom Pedrito, localiza-se o Platô do Taquarembó (figura 1). A região da Serra de Santa Bárbara localiza-se a uma distância de 15 Km da cidade de Caçapava do Sul, a qual pode ser acessada desde a capital Porto Alegre através da Rodovia Osvaldo Aranha, BR 290 e finalmente pela BR 392. O Platô do Taquarembó encontra-se a uma distância de aproximadamente 2,5 Km da cidade de Dom Pedrito, podendo seu acesso ser realizado de Porto Alegre, inicialmente pela BR 290 e finalmente pela BR 153.

4.1 - Geologia regional

O Ciclo Brasileiro/Pan-Africano registra os processos de formação dos orógenos de maior extensão da América do Sul e da África, desenvolvidos entre 650 e 450 Ma, durante o

Neoproterozoico e o Paleozoico inferior (ALMEIDA *et al.*, 1973). Estes processos culminaram na formação do Supercontinente Gondwana, formado a partir de um sistema colisional entre os crátons Rio de La Plata, São Francisco, Congo, Kalahari e Paraná (BRITO NEVES e CORDANI, 1991).

Figura 1 – Mapa de localização, situação e principais vias de acesso da área de estudo, incluindo a região do Platô do Taquarembó, no município de Dom Pedrito, e da Serra de Santa Bárbara, no município de Caçapava do Sul.



Fonte: elaborado pelo autor. Informações obtidas do Google Earth, 2017; DATUM WGS84 .

Como consequência dessa orogenia formou-se a Província Mantiqueira, ou Cinturão Móvel Mantiqueira, e os Cinturões Pan-Africanos do sudoeste da África, como sugerem Hartnady *et al.* (1985). Esta província alonga-se do sul da Bahia até o Uruguai, cabendo ao seu setor meridional, no estado do Rio Grande do Sul, a denominação de Cinturão Dom Feliciano (CHEMALE JR., 2000). Esse cinturão abrange a maior parte das litologias da província geomorfológica denominada por Carvalho (1932) como Escudo Sul-rio-grandense (ESrg).

O ESrg é composto por rochas de idades predominante neoproterozoicas e eopaleozoicas e apresenta rochas de idade paleoproterozoica com menor representatividade. Segundo Chemale Jr. (2000), o Neoproterozoico-Eopaleozoico do ESrg pode ser classificado,

em termos tectônicos, em quatro unidades, as quais estão inseridas no Bloco Taquarembó e nos cinturões Vila Nova, Tijucas e Dom Feliciano.

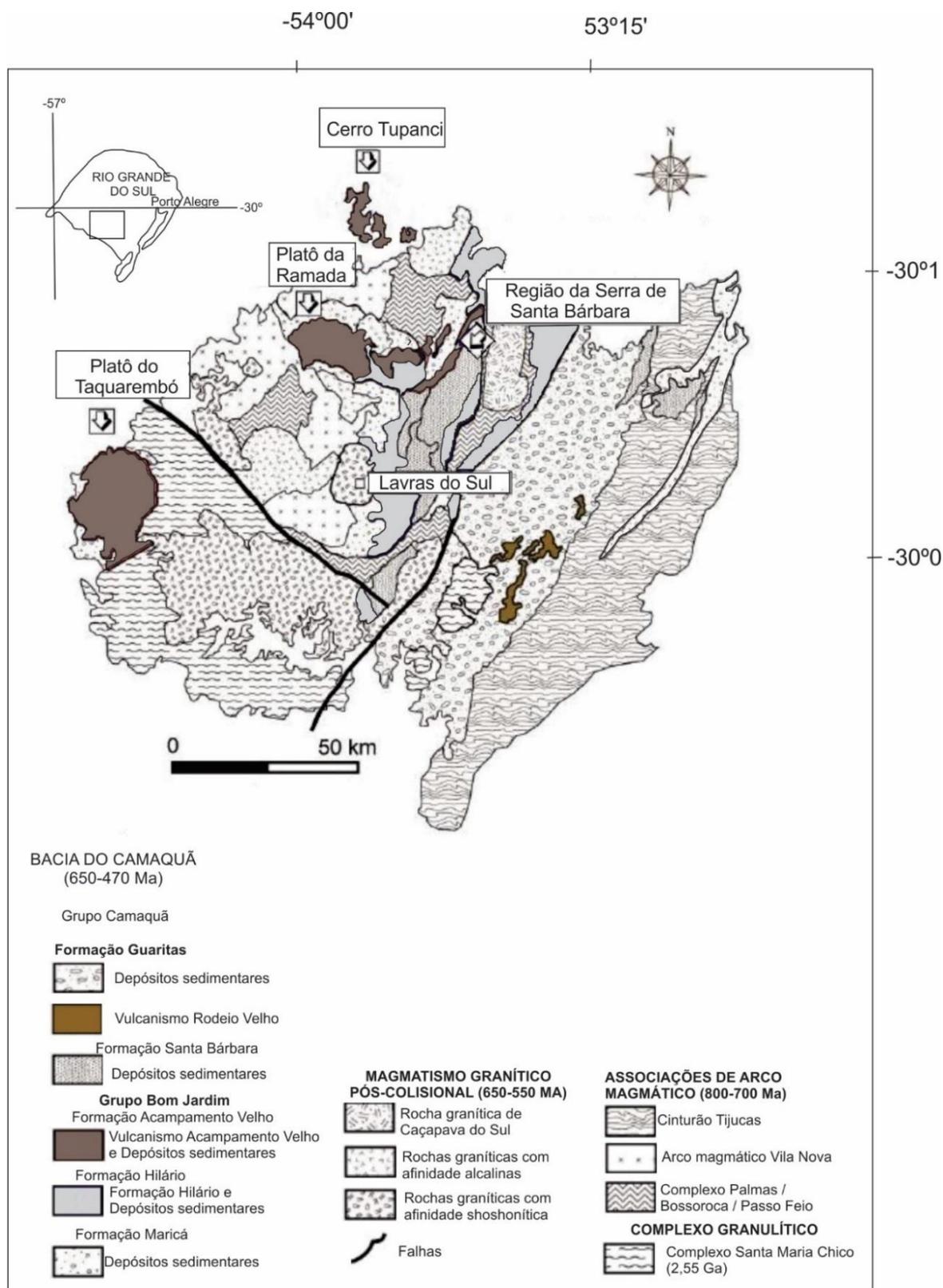
O ESrg representa parte do registo da colisão entre as placas Kalahari e Rio de La Plata. No estágio de pós-colisão (LIÉGEOIS, 1998) destas placas, foram formadas várias bacias vulcanossedimentares em resposta aos movimentos transcorrentes associados ao rifteamento de terrenos. A evolução dessas bacias foi responsável pela formação da Bacia do Camaquã (BC), a qual pode ser definida como uma bacia do tipo *strike-slip* (PAIM *et al.*, 2000; LIMA *et al.*, 2007). Esta bacia, representada na figura 2, é definida por sequências de rochas vulcanossedimentares, as quais sofreram influência de tectônica rúptil e rúptil/dúctil, caracterizando uma discordância sobre as rochas metamórficas de idade brasileira (CHEMALE JR., 2000).

A BC tem como embasamento gnaisses dioríticos e tonalítico/trondhjemíticos (HARTMANN *et al.*, 2007) que, nas áreas de ocorrência da bacia, encontram-se parcialmente encobertos por rochas sedimentares (LIMA e NARDI, 1998). Essas rochas sedimentares são depósitos aluviais, deltaicos e marinhos rasos (CHEMALE JR., 2000). As rochas vulcânicas da BC intrudem essas rochas do embasamento e são sobrepostas por espessas camadas de rochas sedimentares.

Em relação à dinâmica deposicional da BC, consideram-se intervalos em que prevaleceram o acúmulo de rochas sedimentares e vulcanossedimentares e intervalos nos quais prevaleceram fenômenos erosivos (LIMA *et al.*, 2007).

Os registros dos eventos magmáticos que integram a BC são encontrados na Formação Hilário, na Formação Acampamento Velho e na Formação Rodeio Velho (WILDNER *et al.*, 2002). As rochas da Formação Hilário (FH) apresentam composição variando de basalto a riolito com afinidade shoshonítica (LIMA E NARDI, 1998). As rochas ígneas da Formação Acampamento Velho incluem rochas básicas, intermediárias e ácidas, com predomínio desta última. Sua afinidade é alcalina saturada em sílica ou moderadamente alcalina sódica (WILDNER *et al.*, 1999; SOMMER *et al.*, 2006; MATTÉ *et al.*, 2012). Representando o último evento vulcânico da BC, as rochas da Formação Rodeio Velho são predominantemente básicas de afinidade toleítica e representam o estágio de rifteamento da bacia (LIMA *et al.*, 2007).

Figura 2 – Mapa geológico simplificado do Escudo Sul-rio-grandense, ressaltando as principais ocorrências do vulcanismo neoproterozoico da Bacia do Camaquã.



Fonte: modificado de Paim *et al.* (2000), Wildner *et al.* (2002), Lima *et al.* (2007).

As rochas magmáticas dessas formações estão distribuídas sem uma uniformidade ou padrão, podendo ocorrer geograficamente próximas ou mais distantes uma das outras. O vulcanismo da Formação Acampamento Velho (FAV) é caracterizado como bimodal, já que seus termos intermediários ocorrem apenas como corpos subvulcânicos (MATTÉ *et al.*, 2012; WILDNER *et al.*, 1999). De acordo com Lima *et al.* (2007), as rochas da FAV estão mais significativamente representadas nos municípios de Vila Nova do Sul, na região do Platô da Ramada e do Cerro Tupanci, de Dom Pedrito, na região do Platô do Taquarembó, e de Caçapava do Sul, na região da Serra de Santa Barbara e inclui o Cerro do Bugio e o Cerro do Perau.

4.2 - Geologia local

Na região do Platô do Taquarembó as rochas da FAV compreendem uma associação de rochas plutônicas e vulcânicas, cobrindo uma área de 38x24 km. Estas rochas encontram-se em contato, através de discordância angular e falhamento, com as rochas granulíticas paleoproterozoicas do Complexo Granulítico Santa Maria Chico (NARDI e HARTMANN, 1979) e com as rochas sedimentares da Formação Maricá e, de forma concordante, com os andesitos da FH (RIBEIRO e FANTINEL, 1978). As rochas magmáticas da FAV compreendem depósitos sub-horizontais de origem vulcânica e rochas hipoabissais de aproximadamente 250 metros de espessura. Estas rochas incluem depósitos de fluxos piroclásticos, tufos, basaltos, hawaiiitos, mugaritos, traquidacitos, riolitos metaluminosos, fluxo de lavas commendiíticas, quartzo-monzonito, monzodiorito e pequena quantidade de sienito (WILDNER *et al.*, 1999).

Na região da Serra de Santa Bárbara as rochas da FAV afloram no Cerro do Bugio, no Cerro do Perau e na Serra de Santa Bárbara, posicionados nesta ordem no sentido norte-sul, com altitudes de 419, 331 e 449 metros, respectivamente. Sua topografia é expressa por uma crista alinhada na direção N20°E, na qual a abundância de afloramentos, a espessura do pacote vulcânico e a diversidade litológica a torna uma área-tipo. Nesta região, a FAV é representada por duas fácies vulcânicas principais, sendo a fácies inferior constituída de andesitos e andesitos basálticos, e a fácies superior composta por ignimbritos e derrames riolíticos (ZERFASS e ALMEIDA, 1997; ZERFASS *et al.*, 2000; ALMEIDA, 2002).

4.2.1 - Caracterização litológica

As rochas da Formação Acampamento Velho (FAV) na região do Platô do Taquarembó (PT) são compostas por depósitos de origem vulcânica, sedimentos epiclásticos e aproximadamente 250 metros de espessura de rochas hipoabissais, as quais apresentam estruturas tipo *neck*, ocorrendo de forma parcialmente transversal à sequência vulcânica. Os seguintes tipos de depósitos são identificados: (1) depósitos de fluxos piroclásticos, predominando ignimbritos de alta temperatura e brechas co-ignimbríticas; (2) tufos finamente laminados, caracterizando depósitos de queda de cinza; (3) depósitos tipo *surge* com estratificação cruzada de baixo ângulo e com cristais abundantes; (4) depósitos acamadados sin-eruptivos re-sedimentados, compostos de vidro, púmice e fragmentos de rocha; e (5) depósitos sedimentares vulcanogênicos. Completando a associação magmática estão basaltos de alto Ti-P e de baixo Ti-P, hawaiitos, mugearitos, traquidacitos, riolitos metaluminosos, fluxos de lava comendííticos, intusões quartzo-monzoníticas e pequenos plútons sieníticos. Os fluxos basálticos apresentam plagioclásio como fase dominante, microfenocristais de augita e ilmenita, além de k-feldspato. As lavas ácidas (riolitos e comendííticos) apresentam k-feldspato, quartzo e menor quantidade de plagioclásio, anfibólio e óxido de Fe-Ti, sendo o anfibólio a fase máfica dominante. Os plútons sieníticos possuem clinopiroxênio circundado por anfibólio e plagioclásio. Clorita ocorre como fase secundária dominante, substituindo biotita e anfibólio (WILDNER *et al.*, 1999).

Na região da Serra de Santa Bárbara, Almeida *et al.* (2002) descrevem as rochas da Formação Acampamento Velho em Associação Máfica Inferior e Associação Félsica Superior. As rochas máficas são compreendidas de fluxos basálticos, fluxos andesíticos e basaltos andesíticos, apresentando uma espessura de 100 a 350 metros. As rochas félsicas incluem tufos lapilíticos, tufos com diferentes graus de soldagem e fluxos riolíticos representando o topo da sequência vulcânica. As rochas básicas apresentam piroxênio, plagioclásio e em menor quantidade sanidina, quartzo e minerais opacos. Nas rochas ácidas estão presentes plagioclásio, sanidina, quartzo, anfibólio, óxido de ferro e nas rochas piroclásticas há presença de *shards* e *fiames*.

Na região do Platô da Ramada estão presentes ignimbritos, diques básicos e uma intrusão diorítica que corta as rochas piroclásticas, além de lavas riolíticas e basálticas, estas últimas ocorrendo no topo da sequência efusiva de forma isolada na porção nordeste do platô.

Os minerais que compõem a intrusão diorítica são principalmente plagioclásio, feldspato potássico e quartzo, tendo como fase máfica anfibólio e augita. Como fases acessórias estão presentes zircão, apatita e minerais opacos (MATTÉ *et al.*, 2012).

4.2.2- Caracterização geoquímica

As rochas da FAV são descritas na região PT como uma série alcalina saturada em sílica, com características pós-colisionais (WILDNER *et al.*, 1999). Na região da SSB as rochas básicas apresentam natureza moderadamente alcalina sódica, enquanto que as rochas ácidas são descritas como silicosas e altamente silicosas, mostrando um caráter alcalino (ALMEIDA *et al.*, 2002).

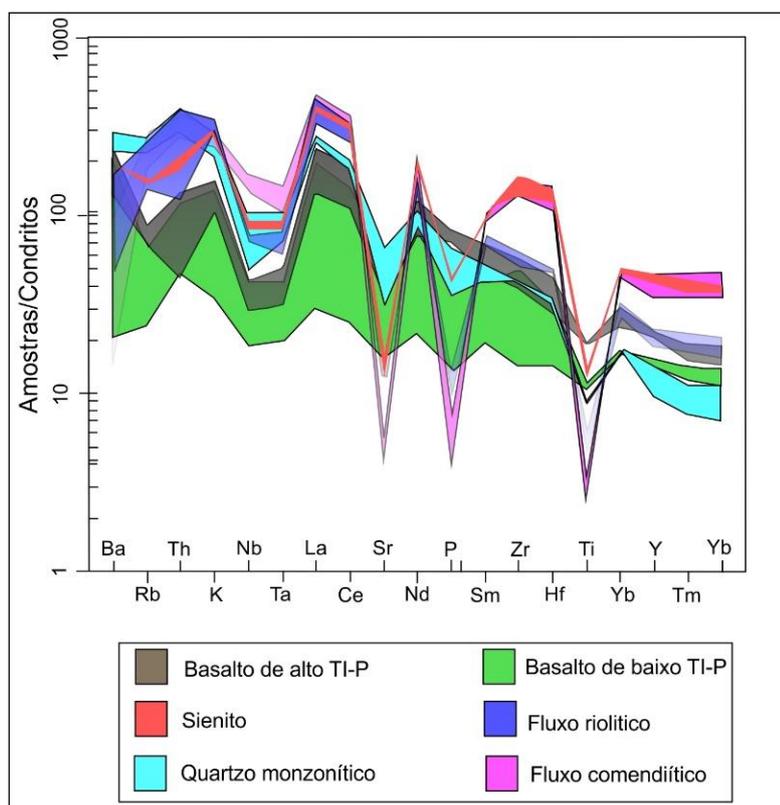
As análises químicas dessas rochas da FAV foram obtidas de Wildner *et al.* (1999), Almeida *et al.* (2002) e Matté *et al.* (2012) e são apresentadas nas tabelas 1, 2, 3 e 4, como anexo no final deste trabalho. Uma simples análise dos valores apresentados nessas tabelas permite perceber que os valores mais elevados de SiO₂ na região do PT encontram-se em 74,47%, enquanto os valores das rochas ácidas da FAV na região da SSB encontram-se predominantemente acima desse valor, tendo o valor máximo em 81,73%.

Wildner e Nardi (2002), com base nos diagramas de Harker, classificação litológica e nos teores de Zr, dividem as rochas da FAV no PT em duas associações: rochas alcalinas metaluminosas e rochas peralcalinas commendiíticas. As rochas alcalinas metaluminosas seriam compostas por basaltos alcalinos, quartzo monzonitos e riolitos metaluminosos. Já as peralcalinas commendiíticas seriam compostas por basaltos, sienitos e riolitos comendiíticos. As rochas básicas metaluminosas são compostas por basalto de alto Ti-P e por basalto de baixo Ti-P. Os padrões dos elementos incompatíveis dessas rochas (figura 3), os quais apresentam-se praticamente paralelos, assim como a semelhança das razões Nb/Ta, Zr/Hf e Y/Yb, sugerem que ambas tenham sido geradas da mesma fonte. O padrão dos ETR (figura 4) demonstra um leve enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP, além de um desenvolvimento de anomalias negativas de Eu progressivamente maiores dos termos básicos para os ácidos. Essas características são consideradas por Wildner e Nardi (2002) como sendo o resultado do fracionamento de feldspato.

Almeida *et al.* (2002) apontam o caráter co-genético das rochas ácidas e básicas da FAV na região da SSB. Tal característica é identificada através da análise do comportamento dos ETR. A figura 5 representa o *spidergram* de Nakamura (1974), no qual os ETR são normalizados para condrito. Tanto as rochas ácidas quanto as rochas básicas apresentam um

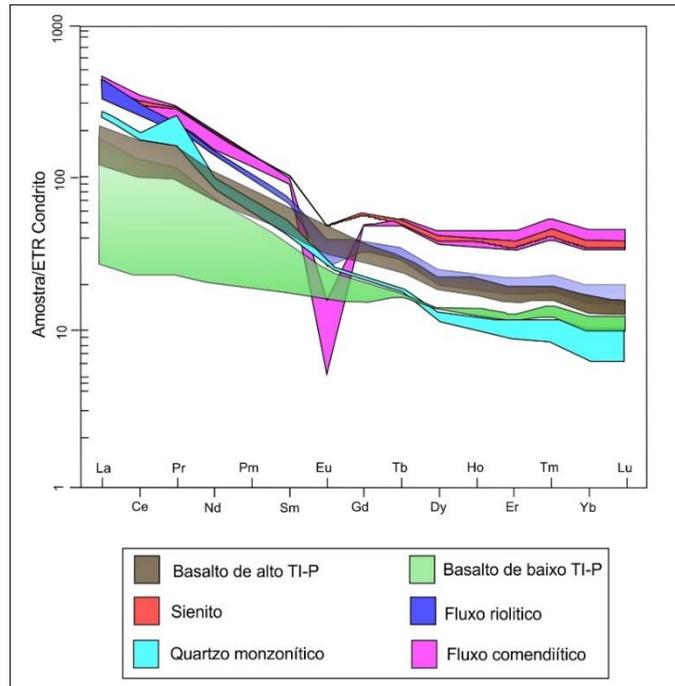
enriquecimento nos ETRL em relação aos ETRP, demonstrando seu caráter co-genético. Além disso, é possível notar uma forte anomalia negativa do elemento európio (Eu) nas rochas ácidas, enquanto nas rochas básicas essa anomalia não é verificada. A presença da anomalia de Eu, bem como dos elementos P e Ti (figura 6), são normalmente vistas como resultado do processo de cristalização fracionada. O Eu normalmente é fracionado na fase plagioclásio. Já a anomalia em P e Ti, neste caso, é provavelmente devido ao fracionamento dos minerais apatita, titanita e rutilo (ALMEIDA *et al.*, 2000). A ausência da anomalia de Eu nas rochas básicas pode ser entendida como o resultado da fusão de uma fonte a qual envolveria plagioclásio, além da ausência de granada nessa fonte.

Figura 3 – Diagrama dos elementos-traço normalizados para condrito das rochas da região do Platô do Taquarembó, mostrando anomalias negativas nos elementos Sr, P e Ti.



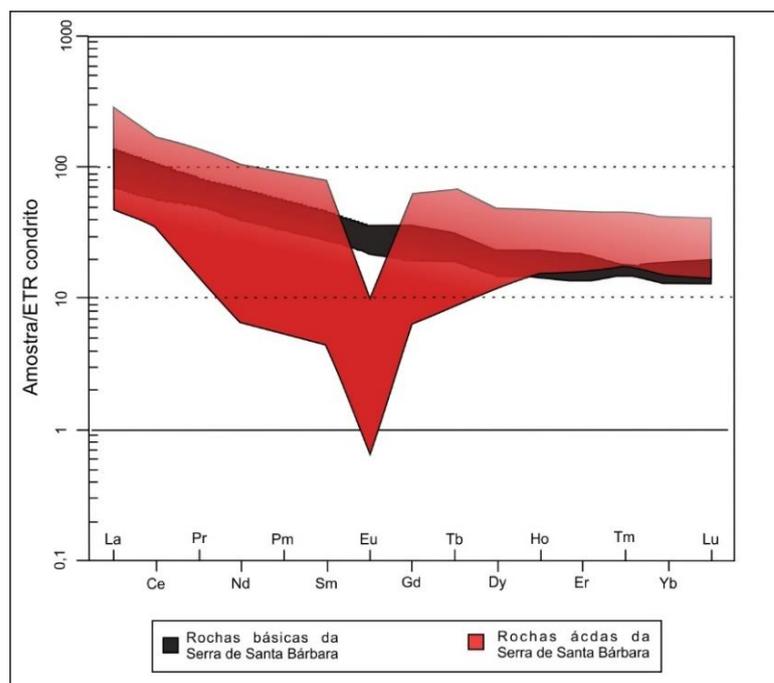
Fonte: elaborado com o *software* GCDkit a partir dos dados obtidos de Wildner *et al.* (1999), normalizado para valores de condrito de Thompson (1982).

Figura 4 – Diagrama dos Elementos Terras Raras normalizados para condrito das rochas da região do Platô do Taquarembó, mostrando leve enriquecimento nos Elementos Terras Raras Leves.



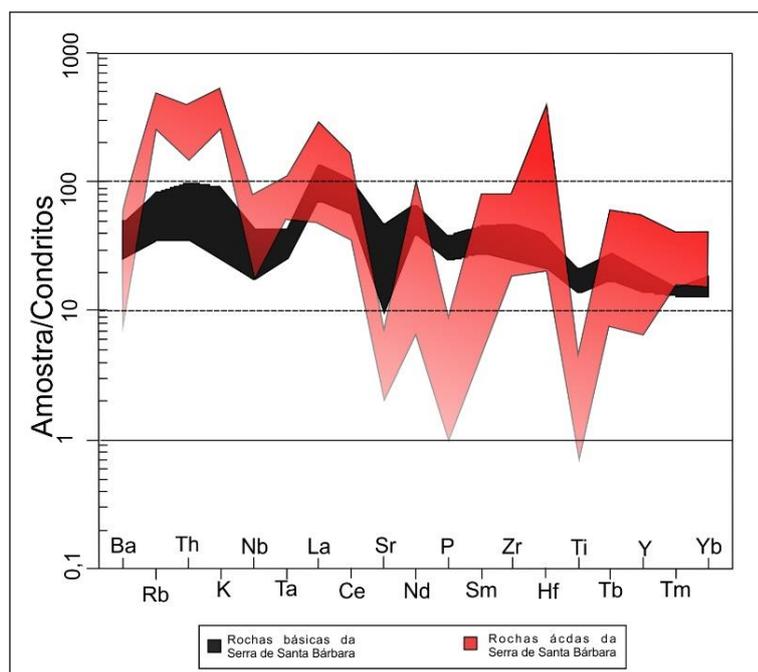
Fonte: elaborado com o *software* GCDkit a partir dos dados obtidos de Wildner *et al.* (1999), normalizado para valores de condrito de Nakamura (1974).

Figura 5 – Diagrama dos Elementos Terras Raras normalizado, para condrito para as rochas da região da Serra de Santa Bárbara, mostrando leve enriquecimento nos Elementos Terras Raras Leves e forte anomalia negativa em Eu para as rochas ácidas.



Fonte: elaborado com o *software* GCDkit a partir dos dados obtidos de Almeida *et al.* (2002), normalizado para valores de condrito de Nakamura (1974).

Figura 6 – Diagrama dos elementos-traço normalizados para condrito das rochas da região da Serra de Santa Bárbara..



Fonte: com o *software* GCDkit a partir dos dados obtidos de Almeida *et al.* (2002), normalizado para valores de condrito de Thompson (1982).

5 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo apresenta-se a teoria dos métodos e das técnicas utilizados na realização deste trabalho, além de conceitos importantes para a sua melhor compreensão. Também são apresentados alguns importantes trabalhos realizados tanto na área de estudo quanto do tema em referência.

5.1 - Teoria dos métodos e técnicas

São apresentadas inicialmente, algumas características estruturais do planeta Terra, as quais são relevantes para a compreensão de onde e como se dá a formação do magma e de como este pode sofrer diferenciação, alterando a sua composição química. Posteriormente são expostas as características geoquímicas dos diversos tipos de magma e dos ambientes geotectônicos capazes de permitir a atuação dos diferentes mecanismos responsáveis pela geração dos magmas. Finalmente, através da modelagem geoquímica, serão descritas as formas de quantificar os diferentes processos geoquímicos envolvidos na diferenciação magmática, e, portanto, na evolução de um vulcanismo.

5.1.1 - Estrutura da Terra

O planeta Terra pode ser entendido como um sistema integrado pelos componentes atmosfera, biosfera, hidrosfera e litosfera. Esta última consiste na parte superior de um conjunto de camadas de diferentes propriedades físicas e químicas que se estendem desde a superfície até o núcleo da Terra. Em virtude da dificuldade em acessar os materiais que constituem a parte mais profunda do planeta Terra, o conhecimento da sua estrutura interna é limitado. Entretanto, algumas técnicas diretas e indiretas são utilizadas para compreender melhor essa estrutura. As técnicas diretas incluem o estudo de xenólitos e de lascas de ofiolitos, enquanto que as técnicas indiretas consistem na compreensão da resposta dos materiais em profundidade quando submetidos a ondas sísmicas (RUDNICK, 1992; CONDIE, 1997; MILLER e PATERSON, 2001; CLARKE *et al.*, 2005; KEAREY *et al.*, 2009).

Os xenólitos (do grego “rocha estranha”) representam materiais de diferentes profundidades, que alcançam a superfície da Terra em virtude de serem envolvidos e carregados pelo magma em ascensão. Em contrapartida, os ofiolitos representam materiais mais superficiais e podem ser definidos como uma sequência de rochas características da litosfera oceânica, que em zonas de convergência de placas escapa da reciclagem, sendo colocadas no continente no processo denominado de obducção (DEWEY, 1976; BEN-AVRAHAM *et al.*;1982).

As ondas sísmicas são geradas no interior da Terra em resposta à atividade de terremotos e representam um importante mecanismo através do qual a estrutura interna da Terra pode ser entendida. A importância dessas ondas deve-se à sensibilidade de suas velocidades (compressional P e cisalhante S) em virtude das propriedades do meio. A resposta dos materiais às ondas sísmicas informa sobre a variação de pressão (aumenta com a profundidade), da temperatura, da mineralogia, da composição química e do grau de fusão parcial (CONDIE, 1997).

O conhecimento da estrutura interna da Terra permitiu a elaboração da teoria da Tectônica de Placas, segundo a qual a litosfera é composta por placas de tamanhos variados, constituídas por crosta e manto superior. O limite entre a crosta e o manto consiste em uma superfície de descontinuidade na propagação das ondas sísmicas, denominada de descontinuidade de Mohorovicic (ou Moho), como pode ser visto na figura 7. A profundidade em que esta superfície ocorre varia de um valor médio de 7 km nos oceanos à aproximadamente 40 km nos continentes. Neste último, é mais variável e pode chegar a 80 km em áreas de espessamento crustal. As placas litosféricas são rígidas e estão em equilíbrio isostático sobre uma camada mais viscosa, que se deforma para acomodar seus movimentos. Esta camada é denominada de astenosfera e é limitada no topo pela litosfera e na base por uma zona de transição. Normalmente, a astenosfera apresenta o topo variando de uma profundidade de 70 km nos oceanos e 150 km sob os continentes, com sua base a uma profundidade de 410 Km (KEAREY *et al.*, 2009).

A zona de transição estende-se da base da astenosfera e alcança uma profundidade de aproximadamente 660 km, onde inicia o manto inferior. Esta camada inferior do manto representa quase 50% da massa total da Terra (SCHUBERT *et al.*, 2001) e atinge uma profundidade de 2891 km. Seus 200 a 300 km inferiores são denominados de camada D". Esta

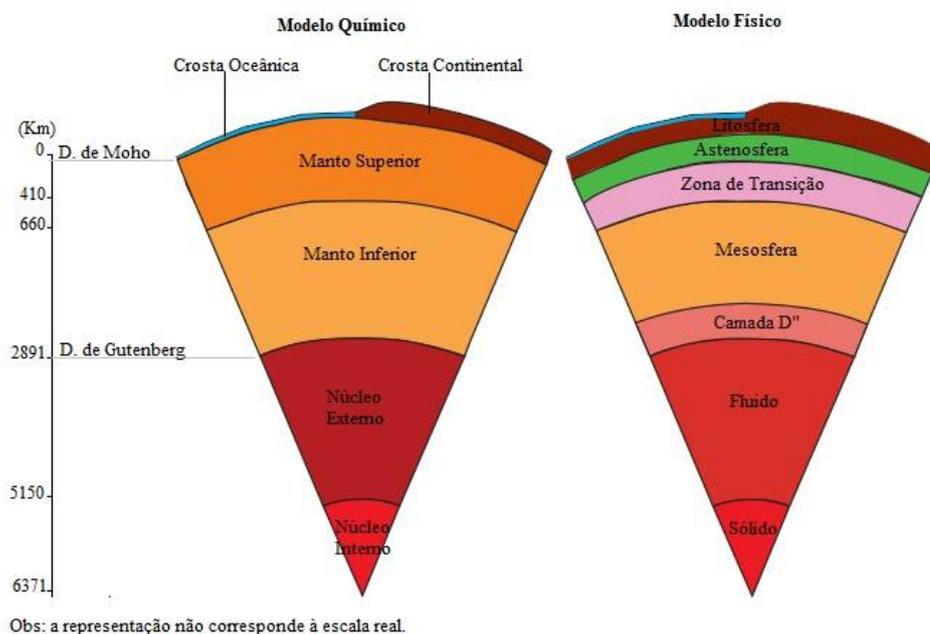
camada é responsável por controlar a interação entre o núcleo e o manto, o que a torna com uma composição de ligas metálicas e silicatos não metálico. Já o núcleo, com um raio de 3480 km, é subdividido em núcleo externo (líquido) e núcleo interno (sólido), sendo ambos compostos predominantemente por ferro e níquel (KEAREY *et al.*, 2009).

Na superfície da Terra afloram rochas que exibem diversas características, adquiridas tanto durante sua formação quanto em tempos subsequentes a ela. Essa variabilidade de atributos vista nas rochas deve-se aos diversos agentes geológicos e torna cada rocha um testemunho peculiar dos variados processos geológicos, os quais tiveram suas dinâmicas registradas através de estruturas, texturas ou mesmo de sua assinatura química. Considerando-se os processos responsáveis por sua formação, as rochas são classificadas em três grandes grupos: ígneas, metamórficas e sedimentares. Estas últimas se formam a partir da atuação dos processos exógenos, como intemperismo e erosão sobre outras rochas, seguido dos processos de litificação. As rochas metamórficas são formadas quando uma rocha preexistente é submetida a novas condições de temperatura e pressão, resultando em novas assembleias minerais. A terceira classe de rochas é denominada de ígneas ou magmáticas e responde por grande parte do volume de rochas da crosta oceânica e continental. Essas rochas se formam a partir da solidificação do magma, que pode ocorrer em profundidades variadas na crosta. Em decorrência disso, estas rochas apresentam uma singularidade em termos de processos relacionados a sua formação, o que reflete em sua grande diversidade de aspectos físicos e químicos registrados em sua textura e em suas composições mineralógicas e químicas (PRESS *et al.*, 2006).

5.1.2 - Mecanismos de diferenciação magmática

O magma consiste em uma mistura fluida de materiais nos estados sólido, líquido e gasoso, com uma temperatura variando de 700 a 1200°C, de acordo com sua composição. Sua gênese está relacionada com a fusão de material que ocorre no interior da Terra, na crosta ou no manto. O líquido magmático é constituído por silicatos fundidos e íons metálicos, enquanto a parte sólida consiste em minerais que se formam à medida que a temperatura do líquido é reduzida, ou de partes de rochas que são incorporadas pelo magma. Os constituintes voláteis incluem H₂O, CO₂, CH₄, SO₄, entre outros (TEIXEIRA *et al.*, 2009).

Figura 7 – Representação das camadas da Terra, mostrando a variação de acordo com o modelo físico e químico e a profundidade em que ocorre cada camada.



Fonte: modificado de Teixeira *et al.* (2009).

O magma pode apresentar diferentes composições, sendo normalmente classificado de acordo com seu teor de sílica. Aqueles com teor abaixo de 45% são denominados de ultrabásicos. Os magmas básicos possuem teor de sílica entre 45% e 52% e apresentam a temperatura variando de 1000°C a 1200°C. Com valores de sílica entre 52% e 63%, o magma classifica-se como intermediário. Já o magma ácido, com teor de SiO₂ acima de 63% assume as menores temperaturas, possuindo entre 700°C e 900°C. A densidade e a viscosidade são dois parâmetros que variam com o teor de sílica do magma. De forma geral, o aumento do teor de sílica de um magma corresponde à redução de sua densidade e aumento de sua viscosidade (JERRAM e PETFORD, 2011).

A solidificação desses diferentes tipos de magmas resulta em rochas com características mineralógicas diferentes. Dessa forma, as rochas ígneas podem compreender uma extensa variedade química e mineralógica de acordo com a sua posição dentro do espectro composicional do magma. Essa variedade de composições de rochas magmáticas é favorecida pelos diversos processos que ocorrem ao longo de sua formação e evolução, o que permite que magmas básicos, por exemplo, se diferenciem formando magmas ácidos. Segundo Wilson (1989), os processos que imperam para permitir a diversidade de magmas de composições

diferentes e, conseqüentemente, grande variedade de rochas magmáticas, são a cristalização fracionada, a mistura de magmas e a assimilação crustal, que podem ocorrer tanto em níveis crustais como mantélicos.

A temperatura do magma varia largamente de acordo com a sua composição. Assim, os minerais não são formados de forma contínua, mas sim, de acordo com a modificação química e térmica do magma. A cristalização se inicia à temperatura correspondente ao *liquidus* e se completa na temperatura correspondente ao *solidus*. Desta forma, o magma pode conter uma grande quantidade de cristais em suspensão até que seja completado o processo de cristalização. Os minerais cristalizados podem ser separados do magma ou permanecer em equilíbrio com este. Quando a cristalização ocorre em equilíbrio, a composição total do sistema (mineral + magma) permanece constante e, portanto, não favorecerá a ocorrência de diferenciação magmática. O processo pelo qual o mineral cristalizado é separado do magma é denominado de cristalização fracionada, e o conjunto dos cristais formados não possui a mesma composição do magma resultante. Os mecanismos de separação dos minerais do líquido são descritos como: ação gravitacional, separação por escoamento (*flowage separation*), filtragem por pressão (*filter pressing*), fracionamento convectivo e reação incompleta entre cristal e magma. Nesse último processo, as duas fases não são mecanicamente isoladas (WILSON, 1989).

Segundo o modelo de deposição dos cristais pela ação gravitacional, os minerais mais densos afundam e se concentram no fundo da câmara, ocorrendo o processo inverso com aqueles menos densos, os quais permanecem flutuando no líquido magmático. Normalmente, os minerais que possuem maior densidade e que, portanto, se concentram na base, são os ferromagnesianos, enquanto os félsicos, por serem mais leves, permanecem em suspensão. No entanto, esse processo é eficiente somente em magmas mais básicos, já que a alta viscosidade dos magmas ácidos dificulta o afundamento dos cristais. O processo de decantação dos minerais máficos gera pilhas de cristais que se acumulam na base da câmara, decorrente de sua densidade elevada. Como resultado dessa concentração seletiva de minerais formam-se rochas quase monominerálicas denominadas de cumulos. Essa segregação de minerais pode tornar o corpo de rocha estratificado, com repetição de camadas planas de minerais e com espessura que varia de centímetros a metros. Um exemplo do resultado deste mecanismo consiste na intrusão gabroica de Skaergaard, na Groelândia, a qual possui um volume estimado de 500 km³ (WAGER e BROWN, 1968; MCBIRNEY e NOYES, 1979).

Esta intrusão possui 90% de seu volume estratificado, e representa o processo de cristalização em um sistema fechado de um único pulso magmático que não foi afetado por

nenhuma injeção posterior de magma. A base deste corpo intrusivo permanece encoberto sob a superfície, e considera-se que seja composta pelos primeiros cumulos a se formar, de composição ultramáfica. O aparecimento dos minerais de plagioclásio cálcico, olivina magnésiana e augita constituem a zona inferior. A zona média é marcada pelo surgimento de ilmenita e magnetita e pela ausência de olivina. Na zona superior, apatita se apresenta juntamente com olivina, que volta a aparecer. Podem ser observadas duas estratificações na intrusão de Skaergaard. A primeira, denominada de estratificação em fase, ocorre devido ao aparecimento de novos minerais à medida que sua concentração no líquido excede o ponto de saturação. A segunda, denominada de estratificação críptica, consiste na variação composicional do plagioclásio e da olivina, que passam de cálcico a sódico e de magnésiana a férrica, respectivamente. Ambas as estratificações indicam a evolução do magma a partir do avanço da cristalização fracionada (GILL, 2014).

A deposição dos minerais é proposta por Wager e Brown (1968) como formada de forma análoga à sedimentação clástica, influenciada pelas correntes convectivas do magma. Nesse processo, os minerais iniciam a nucleação próximo ao teto e bordas da câmara, já que as rochas encaixantes se apresentam mais frias, o que faz com que o magma nesta área adquira uma temperatura inferior. Após a nucleação, os minerais se acomodam de acordo com as suas densidades, sendo que os mais densos se depositam mais rápidos. Este processo pode ser descrito em termos da lei de Stokes (equação 1):

$$V = \frac{2gR^2\Delta\rho}{9\eta} \quad (1)$$

Onde V representa a velocidade de deposição, g é a aceleração da gravidade, R é o raio da esfera, $\Delta\rho$ é o contraste de densidade entre cristal e líquido e η é a viscosidade do líquido. Wilson (1989) defende que esta equação apenas pode ser usada em fluidos Newtonianos, nos quais a viscosidade é constante para uma dada temperatura. No entanto, em sistemas magmáticos, a existência de correntes de convecção representa um mecanismo que atua dificultando a deposição dos minerais, podendo impedir a queda gravitacional.

Turner e Cambell (1986), McBirney *et al.* (1985) e Nilson *et al.* (1985) defendem que a nucleação e o crescimento dos cristais ocorrem *in situ* próximo às paredes e à base da câmara.

Nessa situação, a diferenciação magmática somente seria possível se os processos de difusão e convecção removessessem o magma residual do contato com os minerais (SPARKS *et al.*, 1984). Esse mecanismo também poderia ser útil para explicar a concentração de minerais em magmas ácidos, nos quais a elevada viscosidade atuaria como um empecilho à concentração deposicional dos minerais. Apesar de não haver um consenso sobre como ocorre o mecanismo de separação dos minerais do líquido no processo de cristalização fracionada, Wilson (1989) considera que para a maioria dos pesquisadores o processo de cristalização fracionada representa o principal mecanismo responsável pela origem do espectro de magmas, responsáveis pela variedade de composições de rochas magmáticas.

Outro processo de alteração da composição de magmas refere-se à mistura que ocorre quando novos pulsos de magma entram em uma câmara magmática, na qual há um magma residual (CAMPBELL, 1977; PALACZ, 1985). A extensão desta mistura depende da taxa de entrada do novo magma e de suas densidades e viscosidades relativas (TURNER e CAMPBELL, 1986). O processo de mistura de magmas também é influenciado diretamente pela cristalização fracionada, uma vez que as camadas imediatamente adjacentes às do crescimento do mineral se tornam mais enriquecidas ou empobrecidas em determinados componentes, dependendo do mineral, alterando a densidade e a viscosidade do magma, e permitindo que este magma resultante misture com outros semelhantes (MARTIN *et al.*, 1987).

Durante sua ascensão até a superfície, o magma pode se tornar contaminado devido à assimilação das rochas em seu entorno e modificar sua composição. As dificuldades para ocorrência desse processo devem-se à necessidade de altas temperaturas do líquido magmático para a fusão das rochas. A assimilação de rochas pelo magma também provoca redução em sua temperatura e aumento em sua viscosidade, o que dificulta a sua ascensão. Devido ao maior enriquecimento da crosta continental em elementos incompatíveis como Sr, Nd, Pb, K, Rb, Th, Cs, entre outros, em relação ao magma basáltico, o processo de contaminação crustal em ambientes continentais pode ser reconhecido mais facilmente que em ambientes oceânicos (WILSON, 1989).

Huppert e Sparks (1985) consideraram três formas em que pode ocorrer o processo de contaminação crustal. Uma das maneiras consiste na fusão parcial de material crustal (anatexia), devido à temperatura elevada do magma oriundo da fusão do manto, e conseguinte mistura desses dois materiais em estado líquido. Também pode ocorrer a contaminação quando a base, o teto ou a parede da câmara magmática, ou o conduto, são fundidos devido às condições dinamicamente favoráveis dos fluidos. Por último, pode ocorrer a assimilação total de blocos

de rochas a partir de sua queda dentro do magma. Nestes dois últimos processos, o calor utilizado para a fusão dos materiais poderia ser oriundo da cristalização dos minerais, já que a ocorrência da cristalização sugere redução na temperatura do magma. Desta forma, DePaolo (1981) considera que os processos de cristalização fracionada e assimilação que ocorrem na câmara magmática estão comumente associados. Para Wilson (1989), em resposta da baixa temperatura dos magmas, a quantidade máxima de rochas que são assimiladas raramente alcança de 10% a 20%.

5.1.3 - Classificação e comportamento dos elementos químicos no magma

Os elementos químicos podem ser classificados levando em consideração diversos fatores. Em relação à sua estabilidade na natureza, podem ser classificados em isótopos estáveis ou isótopos radiogênicos. Quanto à sua proporção nas rochas, classificam-se em maiores e traço. Os isótopos radiogênicos são aqueles que não apresentam estabilidade e decaem espontaneamente para um elemento filho mais estável. Os principais pares de elemento pai-filho incluem U-Pb, Th-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd e K-Ar. Os isótopos que ocorrem em abundância na natureza e não sofrem decaimento radioativo são os denominados isótopos estáveis e incluem, por exemplo, o C, H e O. Os elementos maiores são aqueles presentes nas rochas com teores acima de 0,1% em massa. Esses elementos normalmente são expressos em óxidos e na maioria das vezes incluem SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, TiO₂, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O e P₂O₅, sendo representados em termos de peso percentual (% wt). Os elementos que se apresentam em teores inferiores a 0,1 % são denominados de elementos-traço. Como componentes deste grupo estão vários elementos, como Sc, V, Sr, Th, Cr, Co, Ni, Pb, Zr, Rb, Nb, As, Mo entre outros. Esses elementos são representados como partes por milhão (ppm). Alguns elementos podem ser classificados como elementos maiores em determinado tipo de rocha, e em outras apresentarem-se como elementos-traço. Um exemplo consiste no K, que em rochas ácidas apresenta-se como elemento maior, já que compõe a estrutura de minerais como feldspatos e biotita. No entanto, em rochas básicas apresenta-se como elemento-traço, não constituindo a química de nenhum dos principais minerais formadores dessas rochas (ROLLINSON, 1993).

Os elementos-traço são de fundamental importância na petrologia, uma vez que possibilitam a caracterização de vários processos petrológicos e, junto com os maiores, a

quantificação de sua extensão. Isto ocorre por que esses elementos se comportam de maneiras diferentes de acordo com os processos geológicos que estão ocorrendo, além de serem sensíveis às mudanças na composição do magma. A classificação desses elementos pode ser realizada levando em consideração o seu comportamento em sistemas magmáticos, podendo ser agrupado dentro da tabela periódica. Características como o tamanho do elemento e a carga iônica são também outros parâmetros utilizados em sua classificação. Inserido no grupo dos elementos-traço, estão diversos elementos de interesse econômico, dentre os quais vale ressaltar os Elementos Terras Raras (ETRs) e os elementos do grupo da platina (*Platinum Group Elements* – PGE). Os ETRs, ou lantanídeos, compõem um grupo formado por 15 elementos químicos, que na tabela periódica assumem número atômico entre 57 e 71. Os elementos do grupo da platina são aqueles que assumem número atômico de 44 a 46 e de 76 a 79. Quando o elemento Au é considerado juntamente com os elementos do grupo da platina, passam então a serem denominados de Metais Nobres (ROLLINSON, 1993).

Durante os processos de cristalização fracionada e fusão parcial, cada um destes elementos-traço assume diferentes preferências pela fase sólida (mineral) ou líquida (líquido magmático). Os elementos que permanecem na estrutura do mineral são denominados de compatíveis, enquanto que aqueles elementos cujo comportamento demonstra preferência pela fase líquida são denominados de incompatíveis. Goldschmidt (1937) considera que a incompatibilidade de certos elementos com alguns minerais deve-se às características como raio atômico muito grande, ou elevada carga eletrostática por unidade de área do íon (potencial iônico). Cátions pequenos, mas altamente carregados, são conhecidos como Elementos de Forte Potencial Iônico (*High Field-Strength Elements* – HFSE). Já aqueles que possuem um baixo potencial iônico, mas com grande raio, são denominados Elementos Litófilos de Íons Grandes (*Large Ion Litophile Elements* – LILE). Os HFSEs incluem Th, U, Ce, Pb, Zr, Hf, Nb, Ta, U e os ETRs. Dentre os elementos classificados como LILEs estão Cs, Rb, K, Ba, Pb e Sr (GILL, 2014).

A compatibilidade de um elemento varia para cada mineral e composição do magma (básico, intermediário ou ácido) e pode ser quantificada. Para isto é utilizado o coeficiente de partição (K_d), que é expresso através da equação 2 (MCINTIRE, 1963).

$$K_d = \frac{\text{Concentração do elemento no mineral}}{\text{Concentração do elemento no líquido}} \quad ((2))$$

Para o valor de $K_d = 1$, o elemento não apresenta preferência entre o mineral e o líquido, já que sua concentração não varia entre estas duas fases. Para um $K_d > 1$, a concentração do elemento no mineral é maior que a concentração no líquido, logo se comporta como um elemento compatível. Já para um $K_d < 1$, o elemento se concentra em maior proporção na fase líquida e, portanto, se comporta como um elemento incompatível em relação a este determinado mineral.

Muitas rochas vulcânicas contêm fenocristais imersos em uma matriz afanítica. Estes fenocristais são formados em condições iniciais de cristalização, enquanto a matriz afanítica, muitas vezes vítrea, representa o líquido que se resfriou rapidamente. A análise da concentração de um elemento nestas duas fases da rocha permite conhecer seu comportamento no momento da cristalização e, portanto, calcular o coeficiente de partição (ROLLINSON, 1993).

Rollinson (1993) expõe que o K_d em cada mineral varia de acordo com vários parâmetros físicos, como a temperatura, a pressão, a composição e a atividade de oxigênio do magma. Contudo, o entendimento acerca do comportamento dos elementos com a variação destes parâmetros é deficiente devido à escassez de dados desses parâmetros. Em seus estudos, a fim de identificar o efeito da variação da temperatura no coeficiente de partição, Leeman e Lindstrom (1978) mostram que o particionamento de Ni entre a olivina e o magma basáltico é diretamente influenciado pela temperatura, sendo que para determinado coeficiente de partição, a temperatura é um fator mais importante que a composição do magma. Apesar disso, Rollinson (1993) argumenta que a temperatura, por ser um parâmetro que está intimamente relacionado com a pressão e principalmente com a composição do magma, dificilmente mostra uma influência direta sobre o comportamento destes elementos. Muitas vezes o efeito do aumento da pressão se anula com o aumento da temperatura.

A atividade do oxigênio é considerada por Rollinson (1993) como o mecanismo responsável pelo fracionamento do európio no plagioclásio. Em condições atmosféricas, esse elemento se encontra no estado de oxidação Eu^{+3} . Já em condições redutoras, como ocorre em magmas basálticos, devido à baixa atividade do oxigênio, o európio adquire o estado Eu^{+2} . Esta alteração entre o estado de valência do Eu possibilita sua acomodação no plagioclásio em seu estado mais oxidado (menor carga iônica), o que o caracteriza com um $K_d > 1$. O efeito da composição do magma no comportamento destes elementos tem sido mostrado por estudos

realizados por Watson (1976) e Ryerson e Hess (1978). Através dos valores compilados de Kd, Rollinson (1993) mostra a variação do fracionamento de certos elementos, como ETRs, em minerais como a hornblenda, granada, piroxênio e plagioclásio, em magmas basálticos, andesíticos e riolíticos. A partir disso, sugere que a composição do magma representa o mais importante fator de controle do comportamento do elemento traço no mineral/líquido e, portanto, o principal controlador do valor do Kd. Assim, como a composição do magma está intimamente relacionado ao seu ambiente de formação, o comportamento dos elementos-traço é influenciado indiretamente pelo ambiente geotectônico, ou de formação de magma.

5.1.4 - Ambientes de formação de magmas e suas características geoquímicas

Diversos mecanismos podem ser responsáveis pelo favorecimento de geração de magmas. Dentre eles, os principais são o aumento da temperatura, a redução da pressão e a adição de voláteis. A ocorrência destes mecanismos, contudo, está subordinada ao tipo de ambiente geotectônico relacionado. Esta classificação dos locais onde magma e rocha são formados, de acordo com o ambiente geotectônico, deve-se às configurações das placas tectônicas e suas interações de acordo com o sistema global (PRESS *et al.*, 2006).

De forma geral, estes ambientes podem estar localizados próximos a limites de placas, ou se apresentarem no interior destas, como demonstrado na figura 8. De acordo com o movimento relativo entre as duas placas, seus limites podem ser classificados em convergentes, divergentes e transformantes, envolvendo litosfera continental ou oceânica. O primeiro ocorre quando as placas se movimentam uma em direção à outra, sendo denominado de zona de consumo de placas, ou ambiente destrutivo. Em limites divergentes ou construtivos, as placas se afastam uma em relação à outra. Os limites transformantes, ou conservativos, são aqueles nos quais não há destruição nem construção da litosfera e o movimento das placas ocorre de forma que uma desliza horizontalmente em relação à outra. No entanto, em alguns seguimentos de falhas transcorrentes, pode ocorrer uma combinação de movimento direcional com movimento de contração ou extensão. No primeiro caso, denomina-se ambiente transpressivo, enquanto que o segundo é denominado de ambiente transtrativo (KEAREY *et al.*, 2009).

Figura 8 – Ambientes de formação de magma, mostrando as configurações entre as placas litosféricas oceânica e continental. As setas em branco indicam os sentidos de movimentos relativos entre as duas placas.



Fonte: Coenraads e Koivula (2007).

O ambiente intraplaca é caracterizado como aquele em que toda a massa litosférica apresenta um único polo de rotação. Em termos de volume de magmatismo, este ambiente consiste no segundo mais significativo, sendo que o principal formador de rochas ígneas consiste nos ambientes divergentes (GILL, 2014). No ambiente intraplaca, seja continental ou oceânico, o magmatismo está relacionado com atividade de plumas mantélicas. Estas plumas são descritas por Press *et al.* (2006) como um material sólido e quente que sofre ascensão, possivelmente desde o limite manto núcleo (camada D'', figura 7), através de um jato de forma estreita e cilíndrica. Estas plumas são responsáveis por gerar os pontos quentes (*hot spots*), situados sob o interior da litosfera, e que se manifestam na superfície terrestre através de vulcões ativos em cadeias assísmicas.

Em ambientes extensionais, ou locais em que a litosfera sofre um fraturamento (rifteamento) seguido de extensão, ocorre um afinamento da espessura da litosfera, acarretando na redução da pressão litostática na astenosfera abaixo do rifte. Através de dados sísmicos e geoquímicos, sugere-se que o magma nesses ambientes se forma em uma câmara magmática rasa, inferior a 35 km (FORSYTH, 1996). Devido à alta temperatura da astenosfera e a descompressão, ocorre a fusão de material, normalmente com quantidades relativamente mais elevadas (15% a 30% de fusão parcial), quando comparadas com demais ambientes, resultando na formação de grande quantidade de magma (ELTHON e SCARFE, 1984).

Em ambientes convergentes, a geração de magma resulta da fusão da crosta e/ou do manto. De forma geral, a atividade ígnea ocorre quando a litosfera oceânica que encontra-se em subducção atinge uma profundidade de 65 a 130 km abaixo da litosfera com a qual está convergindo. O vulcanismo manifesta-se na superfície formando uma feição característica de

arco e, por isso, são denominados de arcos magmáticos (arco de ilha ou arco continental). A posição do arco em relação à fossa pode chegar a 150-200 km distante do eixo da fossa (ENGLAND *et al.*, 2004).

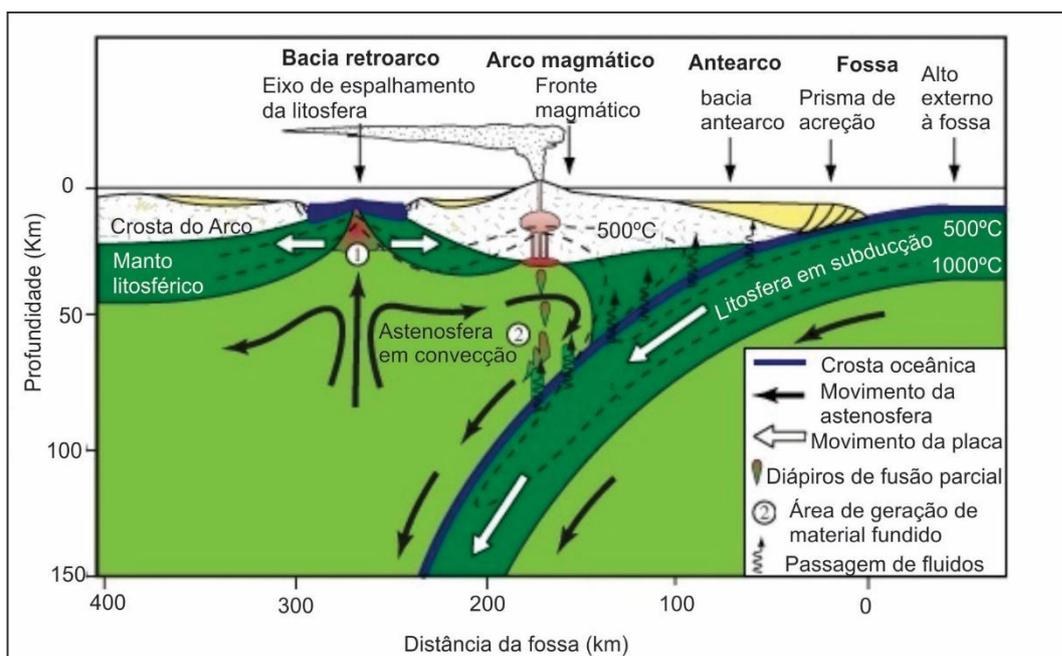
De forma geral, a morfologia dos componentes de um sistema de arco magmático varia de acordo com as características das placas envolvidas na convergência (se oceânica ou continental, além da sua idade), com a taxa de subducção, com o movimento absoluto de uma placa em relação à outra e com o ângulo de mergulho da placa descendente (JARRARD, 1986). Condie (1997) considera a principal distinção entre o sistema de margem continental ativa e o sistema de arco de ilhas como sendo a presença no primeiro, de uma combinação de bacias ativas e inativas na região de trás do arco, além da presença de um arco remanescente. Outra diferença consiste na espessura da crosta envolvida, com a crosta continental apresentando valores muito mais elevados que a crosta oceânica.

O sistema de arco de ilhas é morfologicamente subdividido por Kearey *et al.* (2009) em região de antearco (*forearc*), região de arco e região de trás do arco (*back arc*), como representado na figura 9. A região de antearco compreende a fossa, o prisma de acreção e a bacia de antearco. O arco de ilhas é constituído por um arco externo sedimentar e um arco interno magmático. Já a região de trás do arco pode apresentar variadas feições, de acordo com os parâmetros supracitados. Entretanto, quando essa região encontra-se sobre extensão, forma uma bacia denominada de bacia de trás do arco (*backarc*) ou bacia marginal. A fossa oceânica consiste em uma feição linear deprimida da superfície da Terra, em que sua profundidade varia de acordo com a idade da placa subductante, da taxa de convergência, entre outros fatores. O prisma de acreção se forma sobre a parede interna da fossa oceânica. Sua formação deve-se à raspagem de sedimentos da fossa e da placa oceânica subductante pela placa superior, à qual se tornam acrescidos.

No arco magmático, o vulcanismo pode ocorrer de forma subaérea ou subaquática. Em arcos subaéreos, o vulcanismo manifesta-se formando fluxos de lava ou rochas piroclásticas. Estas rochas piroclásticas são formadas quando o magma apresenta-se mais enriquecido em elementos voláteis. Em arcos subaquáticos, ao interagir com a água do mar, a lava forma as típicas estruturas em almofada, denominadas de “*pillow lavas*”, enquanto que os produtos de vulcões mais ricos em gases formam tufos e hialoclastitos. Em arcos oceânicos ocorrem predominantemente basaltos e basaltos andesíticos, enquanto que em arcos continentais predominam andesitos e dacitos, sendo que nesse ambiente, podem ainda ocorrer extensos

corpos de rochas plutônicas com mais de 100 km², que são denominados de batólitos (CONDIE, 1997).

Figura 9 – Seção esquemática de um sistema de arco de ilhas, contendo os ambientes geotectônicos e os processos envolvidos.



Fonte: traduzido de Kearey *et al.* (2009).

No sistema de arco magmático podem formar depressões topográficas decorrentes dos processos presentes. Essas depressões caracterizam os diferentes tipos de bacias sedimentares. Busby *et al.* (2012) descrevem 14 tipos de bacias que se distinguem com relação à posição em relação ao arco, aos mecanismos de formação e ao grau de preservação. Dentre essas bacias, uma importância especial deve ser atribuída à bacia de *backarc*, devido à sua especificidade de processos e características magmáticas. Essa bacia se desenvolve acima da litosfera subductante e muitas vezes seu tamanho é ampliado pelo desenvolvimento de uma crista oceânica ativa (JOLIVET *et al.*, 1989; FRYER, 1996). O tipo e a quantidade de material que compõe a bacia variam com seu tamanho e proximidade do arco. Já em relação à atividade magmática, bacias de *backarc* são caracterizadas por incluir um vulcanismo félsico nos estágios iniciais, enquanto que nos estágios mais evoluídos são caracterizadas por uma margem oceânica ativa (CONDIE, 1997).

Tendo em vista que a área total da crosta terrestre permanece constante, à medida que litosfera é consumida em zonas convergentes, nova litosfera é criada nas zonas divergentes, resultando na formação de oceanos. A ocorrência contínua destes processos forma um ciclo que resulta na constante abertura e fechamento de oceanos. Esse ciclo foi descrito por J. Tuzo Wilson em 1966 e nomeado por Burke *et al.* (1976) como Ciclo de Wilson. Condie (1997) descreve este ciclo com início a partir do rifteamento do continente, seguido da abertura de uma bacia de margem continental passiva em ambos os lados dos continentes. Com a continuação da abertura do rifte, uma bacia oceânica extensa pode se desenvolver. O enfraquecimento de uma ou ambas margens passivas provoca a ruptura da litosfera oceânica, a partir da qual se desenvolve uma zona de subducção, resultando no fechamento do oceano. O estágio após o fechamento do oceano consiste na colisão entre os dois continentes.

O período que sucede a colisão continente-continente, mas que antecede o período de ambiente intraplaca, é definido por Liégeois (1998) como pós-colisional. Este período é caracterizado como um ambiente intracontinental, no qual ocorrem muitos movimentos horizontais de terrenos ao longo de mega-zonas de cisalhamento transcorrentes, o que o distingue de um período intraplaca. A complexidade dos processos geológicos no ambiente pós-colisional envolve, além de movimentos ao longo de zonas de cisalhamentos transcorrentes, encaixe por colisão oblíqua, subducção de pequenas placas oceânicas e geração de riftes. Esses processos envolvem muitas vezes regimes extensionais, o que explica a ocorrência de grande quantidade de magmatismo nesse ambiente. DUGGEN *et al.* (2005) descrevem o magmatismo no ambiente pós-colisional como tendo a característica de transição entre o ambiente de subducção e o ambiente intraplaca. Segundo aqueles autores o processo responsável pela elevação continental e pela geração do magmatismo no ambiente pós-colisional consiste na delaminação da litosfera subcontinental, quando essa é associada com a litosfera oceânica subductada densa.

Em ambientes colisional, uma elevação continental de escala quilométrica pode ocorrer simultaneamente com a atividade magmática, o que reflete a resposta litosférica às mudanças rápidas na geometria do manto superior (BIRD, 1979; TURNER *et al.*, 1993; DUGGEN *et al.*, 2003). A reorganização em larga escala do manto superior pode estar relacionada a: (1) reversão e desprendimento de litosfera oceânica subductada (INNOCENTI *et al.*, 1982; KELLER, 1982; DAVIES e BLANCKENBURG, 1995; WILSON e BIANCHINI, 1999; WORTEL e SPAKMAN, 2000) (2) desprendimento ou afinamento convectivo da litosfera subcontinental (PEARCE *et al.*, 1990; PLATT e ENGLAND, 1993; TURNER *et al.*, 1999; LÓPEZ-RUIZ *et*

al., 2002); ou (3) delaminação da litosfera subcontinental (BIRD, 1979; SERRI *et al.*, 1993; DOCHERTY e BANDA, 1995; GIRBACEA e FRISCH, 1998; DUGGEN *et al.*, 2003).

Como consequência do equilíbrio gravitacional e da extensão orogênica relativa ao final de cada ciclo de Wilson, os cinturões orogênicos colisional, inevitavelmente desenraizam-se (*unroots*) ou colapsam (REY *et al.*, 2001). O período logo após a colisão principal entre os dois continentes é caracterizado como um período transicional, o qual exhibe uma alta tendência de gerar magmas de vários tipos (BONIN, 2004, LIÉGEOIS *et al.*, 1998). Nesse período as forças tectônicas e estilos mudam com a construção e colapso da montanha, respectivamente. O magmatismo neste período é geralmente atribuído aos eventos tectônicos, incluindo (1) *slab breakoff* (BLANCKENBURG e DAVIS, 1995), (2) delaminação litosférica em larga escala (BIRD, 1979) e (3) erosão convectiva da litosfera subcontinental (HOUSEMAN *et al.*, 1981). Em decorrência dessa diversidade de mecanismos e processos geodinâmicos, magmas derivados do manto e da crosta podem ambos se formarem num ambiente pós-colisional. Magmas do manto são universalmente marcados pela complexidade composicional, provavelmente devido a reorganização do fluxo mantélico e ao metassomatismo do manto durante a subducção continental (DUGGEN *et al.*, 2005, ZHAO *et al.*, 2007), ou contaminação crustal (YANG *et al.*, 2007). Já a fusão da crosta poderia acontecer durante e após a início da exumação continental (LABROUSSE *et al.*, 2011; SONG *et al.*, 2014), possibilitando a geração de magmas graníticos (WANG *et al.*, 2014).

Bussy *et al.* (2000), através de datação de alta precisão em U-Pb em zircão e monazita no maciço de Aiguilles Rouges, nos Alpes Ocidentais, discriminam três pulsos magmáticos bimodais de vida curta durante um ambiente pós-colisional. De acordo com aqueles autores esses corpos intrudiram sintectonicamente através de zonas de cisalhamento dextral em um regime tectônico transcorrente. A exumação tectônica concomitantemente levava a descompressão isotérmica, fusão e a segregação local do derretimento dentro dos níveis médio da crosta, assim como erosão ativa a nível superficial. As composições do magma evoluíram através do tempo, refletindo uma mudança na fonte crustal e do manto. Os processos de mistura de magma teriam sido de fundamental importância. A fonte crustal evoluía de litologias inferiores até crosta intermediária, com progressivo aquecimento da crosta continental, enquanto as fontes do manto evoluíram desde um manto litosférico previamente metassomatizado, até uma fonte astenosférica primitiva. Esses eventos teriam terminado com um magmatismo acido-

básico contemporâneo. A evolução geral é interpretada no cenário da restauração pós-colisional para a espessura normal da litosfera continental, caracterizada pela extensão tardi-orogênica.

A identificação do ambiente geotectônico no qual se formou determinada rocha é realizada através dos diagramas de discriminação geoquímica, os quais utilizam elementos maiores e traço (WILSON, 1989). Para escolha do elemento a ser utilizado considera-se, entre outros fatores, a composição da rocha e o seu grau de alteração. Apesar do uso desses diagramas ser amplamente difundido, o consenso de que possam caracterizar os ambientes geotectônicos é motivo de controvérsia entre os pesquisadores da área de geociências. Contudo, como alguns tipos de magmatismo estão restritos a certos ambientes geotectônicos, entende-se que a geoquímica não está totalmente dissociada de seu ambiente de origem (LIÉGEOIS, 1998).

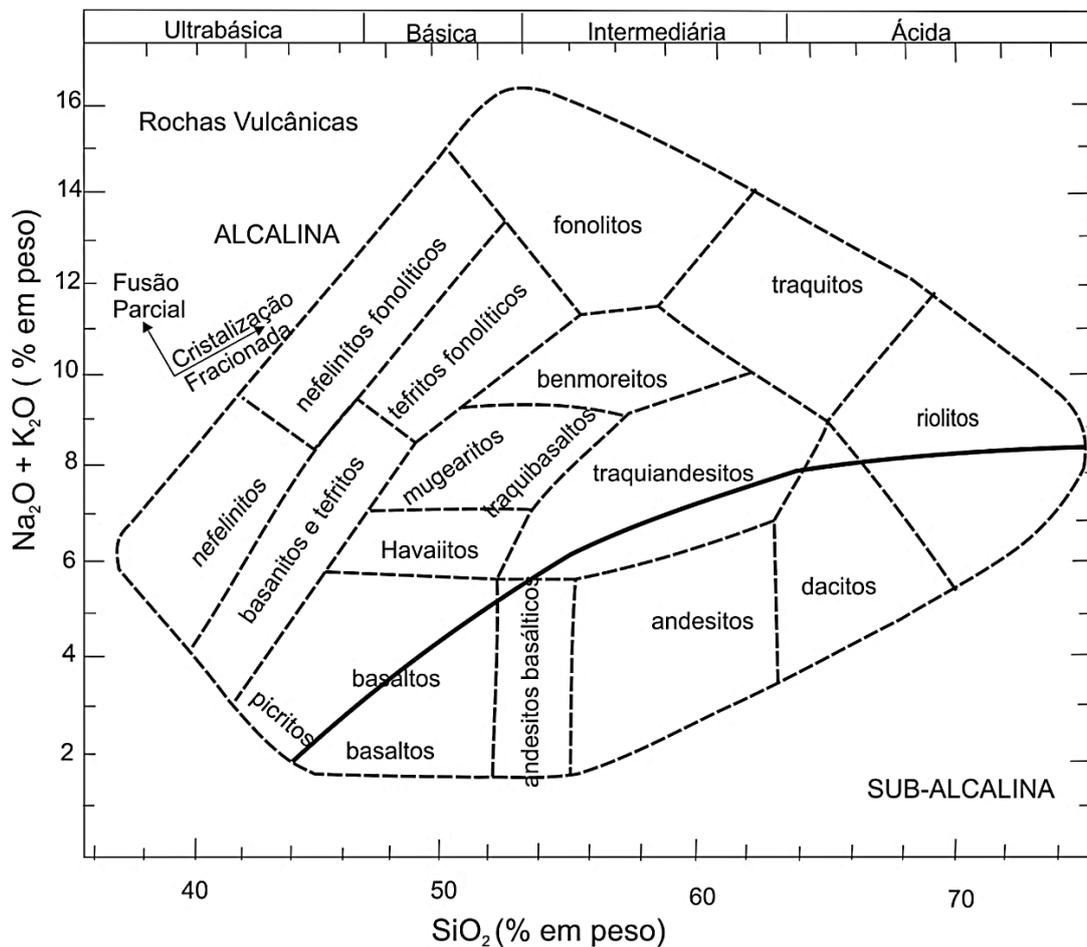
Os elementos maiores são utilizados para dar nomenclatura às rochas e alguns deles, como Si e Al, servem como índice na avaliação da evolução do magma. Através do diagrama SiO_2 vs álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), também denominado de TAS (*Total-Alcali vs. Sílica*), de Cox *et al.* (1979), representado na figura 10, dois campos são separados pela linha sólida. Esta divisão proposta por Iddings (1892) e elaborada por Harker (1909), Macdonald e Katsura (1964), Macdonald (1968), Irvine e Baragar (1971) e Miyashiro (1978), divide as rochas em alcalinas e sub-alcalinas. Dentro de ambas as classificações, tem-se uma variação desde rochas básicas até ácidas, que, quando avaliado uma série de rochas geneticamente relacionadas, caracterizam as diferentes séries magmáticas.

Essas séries magmáticas são espacialmente e temporalmente distribuídas e podem ser definidas por suas características mineralógicas e químicas, bem como suas tendências evolutivas. Dentre as principais séries magmáticas pode-se citar as séries cálcio-alcalina, a toleítica, a alcalina sódica e a alcalina potássica (shoshonítica). A distinção entre essas séries pode ser realizada utilizando alguns diagramas geoquímicos que exibem suas características químicas, mineralógicas e evolutivas (WERNICK, 2004). Essas séries magmáticas são função principalmente das variáveis cristalização fracionada e fusão parcial e, por isso, também estão relacionadas com o tipo de ambiente em que ocorre o magmatismo (WILSON, 1989).

Em ambientes redutores, a formação de minerais de óxido de Fe e Ti é reprimida pela ausência de oxigênio. Ao invés disso, minerais ricos em Mg são cristalizados, resultando no aumento rápido da taxa FeO_T/MgO até um ponto de inflexão, o qual corresponde ao início da cristalização da magnetita. A partir deste ponto, a relação FeO_T/MgO torna-se praticamente constante. Esse comportamento evolutivo caracteriza a série toleítica. Já em ambientes

oxidantes, nos quais há oxigênio presente, possibilitará a cristalização de óxidos de Fe e Ti, juntamente com silicatos de Mg, desde as fases iniciais. Isto resultará numa taxa de FeO_T/MgO praticamente constante durante todo o processo de cristalização magmática, caracterizando a série cálcio alcalina, como proposto por Osborn (1962) e Miyashiro (1974). Desta forma, essas séries magmáticas podem caracterizar seus ambientes geotectônicos e, portanto, o vulcanismo é definido por diferentes séries magmáticas, de acordo com o estágio dentro do ciclo de Wilson no qual é gerado. Assim, as características de cada um destes ambientes devem ser analisadas.

Figura 10 – Diagrama TAS, com a nomenclatura das rochas vulcânicas com a linha divisória entre os campos das séries alcalina e sub-alcalina.



traduzido de Wilson (1989).

Fonte:

No interior das placas tectônicas, o magmatismo pode ocorrer em três ambientes distintos. Nos oceanos, o magmatismo expressa-se através de ilhas, ou platôs oceânicos. Já nos

continentes, atividade magmática pode ocorrer através do extravasamento de lavas basálticas por extensas áreas, caracterizando as grandes províncias basálticas (platôs continentais) ou estar associado a sistemas de riftes intracontinentais. Nas ilhas oceânicas, o magmatismo é caracteristicamente basáltico (*ocean-island basalt* – OIB). Algumas ilhas oceânicas apresentam características da série toleítica nos estágios iniciais, com lavas alcalinas predominando nos estágios finais. No entanto, a maioria dessas ilhas oceânicas apresenta caráter alcalino durante toda sua formação. Os OIBs são cerca de 10 vezes mais enriquecidos que os MORBs (*mid-ocean ridge basalts*) nos elementos incompatíveis. Já em relação aos ETRs pesados, os MORBs apresentam-se muito mais enriquecidos que os OIBs, sugerindo que ambos os magmas tenham sido gerados a partir de fontes distintas. As grandes províncias ígneas são formadas pelos platôs oceânicos e pelos basaltos de platôs continentais. Essas províncias constituem um alto volume de magma, como a região do Decan, na Índia, com uma taxa média anual de produção de magma de 5 km³ (WHITE, 1993; COUTILLOT e RENNE, 2003). Esses platôs oceânicos e continentais pertencem à série toleítica, sendo que os continentais podem apresentar-se com uma variação um pouco mais evoluída. Em termos de elementos traço, apresentam-se muito heterogêneos, o que deve-se à fatores como a espessura da litosfera e à interação com a crosta sílica do continente (GILL, 2014).

Através de estudos realizados, Fitton e Dunlop (1985) sugerem que a fonte mantélica do magmatismo de setores intra-continentais apresenta características diferentes daquelas observadas na litosfera subcontinental. Essas características podem ser observadas nos diagramas de ETRs, nos quais as rochas formadas do magmatismo no interior do continente mostram grande enriquecimento nos ETRs leves em relação aos pesados. De forma geral, Wilson (1989) caracteriza o magma gerado nesse ambiente com picos nos elementos Nb e Ta, além de enriquecimento em elementos como Ba e K, decorrente da contaminação crustal. O grau de contaminação estaria diretamente relacionado à taxa de abertura do rifte, já que altas taxas de abertura implicariam em grandes volumes de magmas, que induziriam alto gradiente geotermal e, conseqüentemente, maior fusão da crosta.

Em zonas de divergência de placas, o magmatismo é principalmente basáltico da série toleítica (*mid-ocean ridge basalts* – MORB), com o teor de SiO₂ variando de 47% a 51% ao longo de toda a série. Devido à pouca variação em seu teor, a sílica não é um bom indicador da evolução magmática. Ao invés disso, o conteúdo de MgO, ou valor de M ($M = (100 \times \text{Mg}) / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$) é usado para indicar a evolução de magmas primitivos até os mais evoluídos. Nas principais bacias oceânicas, as rochas apresentam uma grande variação no valor

de “M”, entretanto, os valores mais elevados situam-se entre 55 a 65, sendo que o valor igual a 70 corresponde ao magma em equilíbrio com a olivina do manto (WILSON, 1989).

De forma geral, os MORBs se mostram empobrecidos em elementos-traço, tanto em cátions grandes de baixa valência (Cs, Rb, K, Ba e Pb), quanto em cátions grandes de alta valência (Th, U, Zr, Hf, Nb e Ta) em relação aos basaltos toleíticos de arcos magmáticos e de ilhas oceânicas. Contudo, em alguns segmentos do sistema das dorsais, pode-se desenvolver atividade vulcânica associada a pontos quentes. Os basaltos formados nessa situação (denominados de E-MORBs - *enriched-type* MORB) tornam-se mais enriquecidos em relação aos basaltos que se desenvolvem na dorsal normal (N-MORBs - *normal-type* MORB), principalmente nos cátions grandes de alta valência (BASALTIC VOLCANISM STUDY PROJECT, 1981).

Associado à convergência de placas litosféricas, pode-se desenvolver atividade magmática em três ambientes distintos, sendo eles o ambiente de arco de ilha, o de margem continental ativa e o de trás do arco. O sistema de arco de ilha resulta da convergência de duas placas oceânicas, na qual uma subducta sob a outra. Quando a convergência de placas traduz-se na subducção de uma placa oceânica sob a placa continental, há o desenvolvimento de um arco magmático continental (margem continental ativa). Por fim, o desenvolvimento de uma bacia extensional atrás do arco magmático (bacias de *backarc*) pode resultar em atividade magmática nesta região. A subducção de placas litosféricas até o manto-lherzolítico leva consigo elementos que estão em abundância na crosta, como Sr, Ba, K e ETRs leves, além de componentes fluidos e líquidos silicáticos saturados em água. Este mecanismo torna-se responsável por desenvolver um ambiente propício ao desenvolvimento da série cálcio alcalina, o que justifica a quase exclusividade desta série em ambientes de subducção (WILSON, 1989).

Um modelo generalizado para o magmatismo de arco é proposto por Kearey *et al.* (2009). De acordo com tal modelo, o *slab* descendente recebe calor do manto, gerando desidratação de minerais através de reações metamórficas a uma velocidade rápida de dezenas de milhares de anos (TURNER e HAWKESWORTH, 1997). À medida que o manto transfere calor para o *slab*, reduz sua temperatura e é arrastado para baixo juntamente com o *slab*, causando ascensão de material mais quente e menos viscoso. A fusão ocorre como resultado da interação entre manto, *slab* e fluido que se encontram em subsidência. Este mecanismo de geração de magma é frequentemente denominado de metassomatismo.

Ambientes de arcos de ilha, bem como de margem continental ativa, mostram magmatismo com enriquecimento seletivo em elementos incompatíveis de fraco potencial iônico (Sr, K, Rb, Ba \pm Th) em relação aos N-MORBs. No entanto, assim como os N-MORBs, apresentam uma baixa abundância nos elementos de alto potencial iônico (Ta, Nb, Ce, P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y, Yb, Sc e Cr). O enriquecimento nos elementos incompatíveis de fraco potencial iônico pode ser devido ao processo de metassomatismo do manto. Já o empobrecimento nos elementos incompatíveis de alto potencial iônico, poderia representar alto grau de fusão parcial da fonte mantélica, estabilidade de fases residuais (como rutilo, zircão ou esfeno), que reteria estes elementos na fonte mantélica, ou ainda a fusão de uma fonte já empobrecida nestes elementos (BASALTIC VOLCANISM STUDY PROJECT, 1981; WILSON; 1989).

Uma assinatura para os magmas gerados na cunha do manto em zonas de subducção é proposta por Saunders *et al.* (1980) e Keppler (1996). Essa assinatura é gerada em resposta à liberação de água salina dos minerais hidratados que compõem a crosta oceânica. Essa água carrega elementos LILE, que são solúveis nesses líquidos, para a cunha do manto, onde ocorre o processo de metassomatismo. Contudo, elementos como Nb e Ta, por serem insolúveis, permanecem na crosta subductada, acarretando na depleção desses elementos no magma gerado na cunha mantélica. Dessa forma, anomalias negativas nesses elementos em diagramas de elementos-traço poderiam representar tal mecanismo durante a geração do magma correspondente.

Apesar das semelhanças geoquímicas entre o magmatismo de arco de ilha e de margem continental ativa, Ewart (1982) distingue esses dois ambientes quanto às características de suas séries magmáticas. De forma geral, as quatro principais séries magmáticas encontradas em arco de ilhas também estão presentes em margem continental ativa, a saber: série de baixo K, cálcio alcalina, cálcio alcalina alto K e shoshonítica. Contudo, em margem continental ativa, a série de baixo K é pobremente representada enquanto que as séries cálcio alcalina alto K e shoshonítica são mais comuns e mais abundantes que em arco de ilhas.

Assim como um maior enriquecimento em K, o magmatismo de margem continental ativa mostra-se mais enriquecido em vários elementos-traço como Ta, Nb, Zr, Hf, Ti, Y, Yb em comparação com o magmatismo de arcos de ilhas, se assemelhando mais ao magmatismo intra-placa que aos MORBs. Pearce (1983) atribui essa especificidade do magmatismo de margem continental ativa a uma fonte mantélica litosférica subcontinental enriquecida. Em contrapartida, o magma de arco de ilhas seria gerado na astenosfera empobrecida, sendo que a

presença dos elementos móveis Sr, K, Rb, Ba, Ce e Sm corresponderia ao fluido derivado da subducção.

Outra distinção entre o magmatismo de arco de ilhas e o magmatismo de margem continental ativa resulta da diferença de espessura entre a crosta que está envolvida. Enquanto a crosta oceânica, por ser pouco espessa, possibilita que o magma ascenda facilmente até a superfície, a grande espessura da crosta continental torna inevitável a ascensão do magma sem a ocorrência de contaminação. Por conseguinte, o magmatismo em margem continental ativa pode em geral ter uma assinatura distintiva nos isótopos de Sr, Nd, Pb e O, refletindo a natureza da crosta com a qual o magma interagiu, se crosta inferior ou superior, jovem ou mais antiga. Da mesma forma, a diferença de densidade entre a crosta continental e oceânica também influencia na característica do magmatismo relacionado aos ambientes de arco. De forma geral, a crosta oceânica apresenta densidade próxima à dos magmas gerados a partir da fusão da cunha do manto. Em contrapartida, a crosta continental mostra uma densidade muito menor que a densidade desses magmas. Essa diferença de densidade entre a crosta e o magma nos ambientes continentais faz com que a crosta continental haja como um filtro, acarretando na estagnação do magma e, conseqüentemente, favorecendo com que os processos de assimilação e cristalização ocorram em um nível profundo (WILSON, 1989).

Quando presente, o magmatismo em bacias de *backarc* também apresenta características peculiares. Através dos dados do trabalho de Saunders e Tarney (1979) sobre o magmatismo toleítico em uma bacia de *backarc*, Wilson (1989) conclui que o magmatismo nesse ambiente apresenta, em termos de elementos maiores, muitas semelhanças aos MORBs toleíticos, com teor de sílica restrito entre 49 e 54%. A principal diferença entre os MORBs e os basaltos de *backarc* deve-se à aproximação deste último com o magmatismo de arco, às vezes com elevado teor de K, mostrando característica de alta alumina. Assim como pode-se perceber através do comportamento dos elementos-traço, o magma gerado em bacias de *backarc* sugere a participação de uma fonte com características semelhantes tanto aos MORBs, como aos basaltos de ilhas oceânicas e aos basaltos de zona de subducção.

Por fim, o período pós-colisional é marcado por intensa atividade magmática, em resposta aos movimentos horizontais na crosta e seu rifteamento. As características geoquímicas principais desse ambiente incluem um magmatismo potássico, cálcio alcalino alto K, com uma quantidade subordinada de rochas shoshoníticas, além da série alcalina que ocorre

de forma predominantemente neste ambiente e em ambientes anorogênicos. Este ambiente inclui também rochas graníticas altamente ricas em alumínio (peraluminosas com $Al_2O_3 > (Na_2O + K_2O + CaO)$). Devido às características do magmatismo pós-colisional, entende-se que tal magmatismo tenha sido desencadeado em resposta aos movimentos horizontais ao longo de mega-zonas reativando fontes jovens ainda quentes de manto ou de fontes da crosta terrestre, mantendo, portanto, aspectos relacionados à subducção (LIÉGEOIS, 1998).

Como sugerido por Nardi e Bitencourt (2009), em ambiente pós-colisional podem formar os típicos granitoides tipo A, os quais são geralmente reconhecidos como de origem anorogênica. A classificação das rochas graníticas como do tipo A leva em consideração quatro critérios, sendo: i) associação genética com rochas magmáticas de afinidade alcalina sódica ou ultrapotássica; ii) valores de $(Na_2O + K_2O) > 9$ e $((FeO_T)/(FeO_T + MgO)) > 0,9$; iii) composição peralcalina e iv) taxas de $((10000 * Ga)/Al) > 2.6$, $(Ce + Y + Nb + Zr) > 340$ ppm, plotando no campo correspondente ao ambiente de intraplaca no diagrama $(Nb + Y)$ versus Rb (WHALEN *et al.*, 1987 e PEARCE *et al.*, 1984). De acordo com Nardi e Bitencourt (2009) as rochas félsicas do magmatismo pós-colisional do sul do Brasil se classificam como do tipo A, e satisfazem os critérios i e ii supracitados. A gênese dessas rochas é descrita como resultado de pelo menos um dos três processos seguintes, sendo: i) cristalização fracionada de magmas básicos à intermediários das séries alcalinas ultrapotássica ou sódica saturadas em sílica; ii) fusão de rochas metamórficas de alto grau ou ígneas, em alguns casos metassomatizadas por fluidos derivados do manto; iii) cristalização fracionada de magmas toleíticos continentais de médio à alto-K.

Uma das questões do magmatismo pós-colisional ainda em discussão, consiste no problema da fonte de calor necessária para produzir grandes volumes de magmas derivados da crosta. Grandes volumes de magmas de composição granodiorítica requer temperaturas acima de 800°C e reações de fusão por desidratação da biotita em larga escala. Os mecanismos que são normalmente utilizados para explicar tal problema são o calor gerado pelo espessamento da crosta e decaimento radioativo e o calor gerado pela delaminação basáltica (BUSSY *et al.*, 2000). De acordo com o modelo proposto por Gerdes *et al.* (1998) um espessamento de 50 km de unidades metassedimentares poderia aquecer, simplesmente através de produção de calor radiogênico, em um intervalo de tempo de 20 a 40 Ma e potencialmente produzir acima de 80.000 km³ de magma através da fusão por desidratação de 35-50% do volume de uma crosta média (27-35 km) a uma temperatura de 870-935°C. Por outro lado, delaminação basáltica tem sido muito invocado para a produção de magmas graníticos em um regime tectônico extensional

pós-colisional (LORENZ e NICHOLLS, 1984; MÉNARD e MOLNAR 1988; SCHALTEGGER e CORFU 1995).

Wang et al., (2014) descreve um magmatismo pós-colisional num terreno eclogítico ao norte do Platô do Tibe, em um cinturão metamórfico de ultra alta pressão. Nesse magmatismo foram formados granitos levemente a altamente peraluminoso, tonalito, granodiorito, biotita monzogranito e diques máficos. Além da composição variada, este magmatismo também possui a característica de ser altamente diverso em idade. Tal especificidade indica múltiplos estágios, fusão de várias fontes e interação entre magmas de origem na crosta e no manto, associado com uma evolução tectônica complexa de exumação para o colapso do orógeno. O magmatismo teria iniciado com a fusão de diferentes camadas da crosta continental e seguido com a participação do manto, com intensiva interação crosta-manto e fusão da astenosfera em larga escala através de descompressão. O magma gerado caracteriza-se por apresentar significantes variações devido a diferentes fontes e processos de formação.

Tal magmatismo teria iniciado com a formação do granito e do tonalito, os quais apresentam semelhanças no espectro de zircões herdados, mas com diferenças na composição isotópica e química. Essa especificidade indica que foram formados por diferentes níveis de fusão parcial da crosta continental durante sua exumação, induzida pelo rompimento da placa subductada. O granito de duas micas é caracterizado como sendo mais provavelmente derivado da crosta continental superior, enquanto que o tonalito de origem da crosta continental inferior. A gênese do granodiorito seria o resultado da mistura de magma, possibilitada pelo envolvimento de magma do manto astenosférico, a partir do desenraizamento/delaminação de todo o manto litosférico. O biotita monzogranito representa o membro crustal final na mistura de magma. A relativamente completa mistura de magmas pode refletir interação significativa e duradoura entre crosta e manto, possivelmente uma característica do magmatismo no estágio inicial da ressurgência do manto, quando a extensão orogênica permaneceu em uma taxa relativamente baixa. Finalmente, os dioritos com diques maficos representam a fusão do manto astenosférico com menos contaminação crustal comparado ao granodiorito. O aumento de magmas derivados do manto é provavelmente devido à extensão e ressurgência do manto, tendo alcançado sua máxima extensão. O magmatismo do manto em larga escala marca o estágio final do ciclo orogênico (WANG *et al.*, 2014).

Bussy *et al.* (2000) consideram improvável que a tipologia de um magma, sozinha, permita uma clara discriminação entre as configurações relacionadas com a subdução e o colapso em um ambiente pós-colisional. Assim, também é incerto afirmar que com um alongamento do backarc dentro de um cinturão acrecionário e altamente heterogêneo, possivelmente com suturas oceânicas internas, não gerará magmas cálcio alcalinos típicos de arco. A heterogeneidade dentro de um cinturão acrecionário complexo, e com um manto litosférico associado, produzirão assinaturas geoquímicas e isotópicas variáveis e ambíguas. Portanto, evidências de campo que apontem para eventos de subdução e de colisão devem estar atreladas às informações geoquímicas de cada associação petrotectônica.

5.1.5 - Modelagem geoquímica

A caracterização e a quantificação da extensão dos processos de formação e evolução de magmas nos diversos ambientes geotectônicos podem ser realizadas através de modelos matemáticos. Estes modelos são empregados de forma a simplificar os sistemas reais, sem, contudo, desconsiderar os processos e fenômenos característicos desse sistema. Visto que a formação e a evolução de magmas são processos endógenos e que, portanto, não são passíveis de observação, sua modelagem requer uma boa compreensão dos seus resultados, bem como das técnicas de modelagem. Modelos matemáticos são definidos a partir de equações que possibilitam a representação quantitativa das ideias propostas na construção do modelo, as quais são fundamentadas no sistema real que se deseja modelar. Dentre as diversas vantagens em utilizar-se tal ferramenta, Marion (2008) considera a possibilidade de destacar a maior precisão da linguagem, que favorece a elaboração de ideias, a identificação de premissas e a possibilidade da utilização de programas computacionais para executar cálculos numéricos.

Um modelo pode ser definido como uma representação de um sistema real e da forma como ocorrem as modificações neste sistema (SODRÉ, 2007). Marion (2008) expõe o conceito de modelo como uma forma de descrever nossas crenças acerca do funcionamento de um sistema ou de parte dele. Ao se realizar uma modelagem matemática, objetiva-se representar determinadas crenças através de uma linguagem matemática. O conceito de sistema pode ser entendido como um grupo de componentes que mantêm relações entre si de forma dinâmica em um espaço definido. Um sistema é classificado como aberto quando mantêm relações com os componentes de outro sistema, e fechado quando ocorre de forma isolada do meio externo.

Devido ao grande número de componentes e complexidade de suas relações, torna-se difícil entender o funcionamento da maioria dos sistemas existentes, justificando a necessidade de se recorrer à utilização de modelos. Portanto, um modelo consiste em um sistema artificial concebido para representar de forma simplificada um sistema real (DYM, 2004).

A classificação dos modelos matemáticos pode ser realizada de acordo com o parâmetro que está sendo avaliado. Marion (2008) considera duas formas possíveis para esta classificação, cujos parâmetros descritos são o tipo de resultado previsto pelo modelo e o nível de entendimento no qual ele é baseado. Na primeira classificação, o modelo pode ser determinístico ou estocástico. Já na segunda, os modelos são agrupados em mecanísticos ou empíricos.

Modelos determinísticos desconsideram variações randômicas, de forma que ao partir de um ponto inicial, obter-se-á sempre o mesmo resultado. Em suma, os modelos determinísticos são os que oferecem resultados exatos, como por exemplo, a área de um círculo, ou o volume de uma esfera. Em contrapartida, modelos estocásticos ou probabilísticos são aqueles que possuem uma ou mais entradas aleatórias, o que conduz a saídas também aleatórias. Nesta situação, os resultados são estimativas das verdadeiras características do sistema, como realizado em modelos geostatísticos que empregam técnicas numéricas para inferir sobre a continuidade espacial de atributos geológicos. Em análises geostatísticas, as técnicas de estimativas são empregadas após a avaliação e modelagem da variabilidade espacial, obtendo como resultado imagens representativas da distribuição das propriedades analisadas (STURARO e GOVONE, 2010).

Quando considerada a hierarquia das estruturas organizacionais na qual o sistema é modelado, os modelos empíricos apresentam menor complexidade que os modelos mecanísticos. Enquanto que nos modelos empíricos as modificações no sistema são notadas e explicadas de acordo com diferentes condições, nos mecanísticos emprega-se maior quantidade de informações teóricas a fim de descrever as variações em cada nível de hierarquia.

O tipo de modelo empregado depende do objetivo da pesquisa, podendo ser aplicado ambos os tipos em uma só pesquisa. Modelos mecanísticos são empregados quando o objetivo principal consiste na compreensão de como um determinado sistema responde a certos mecanismos. Neste modelo são elaboradas hipóteses que compõem o sistema e como deve ser o seu comportamento. Após a elaboração das hipóteses, segue a descrição matemática do

sistema, na qual as hipóteses constituem parte da equação. Como resultado dessas equações, pode-se obter números ou funções que são as previsões dos dados através do modelo. Desta forma, o modelador mecanístico elabora seus modelos antes da realização dos experimentos, tendo em mente seus mecanismos e entendimento de suas consequências a partir do modelo. Em contrapartida, os modelos empíricos procuram obter e entender a resposta de um sistema antes de estruturá-lo. As hipóteses sobre os componentes do sistema são estudadas sem utilizar suas consequências matemáticas. Neste modelo, observam-se os dados experimentais a partir dos quais elaboram-se suposições inteligentes na forma de conjunto de equações ou de explicações intuitivas (MARION, 2008).

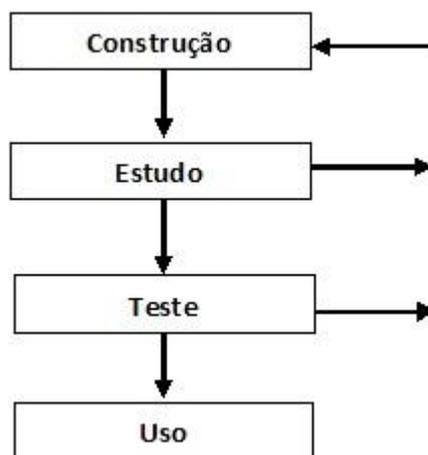
Através do entendimento dessas categorias de classificação dos modelos torna-se possível a percepção de aspectos relevantes sobre sua estrutura. Apesar disto, a construção de um modelo não é parte integral do trabalho de modelagem, mas sim a primeira parte de um processo que inclui construção, estudo, teste e uso do modelo, que devem ser realizados de forma interativa durante todo o processo. Um esquema de modelagem abrangendo estas quatro categorias de atividades é proposto por Marion (2008), onde o processo de modelagem ocorre de forma lenta, desde a construção do modelo até o seu uso. Neste processo, as falhas localizadas durante os estágios de estudo e teste devem ser reparadas, retornando ao estágio de construção. Da mesma forma, quando há alteração no modelo, então os estágios de estudo e teste devem ser refeitos. Tal interação entre as etapas do projeto de modelagem é ilustrada através do esquema na figura 11.

5.1.5.1 - Quantificação dos processos de fusão parcial

No meio científico, os modelos matemáticos constituem uma ferramenta de extrema importância e aplicabilidade. Assim como sugerido por Rosembueth e Weiner (1945), a complexidade do universo impossibilita que sua compreensão e controle sejam feitos sem abstração, de forma que os estudos científicos só são possíveis devido à substituição de parte do universo por modelos semelhantes, e que apresentam estruturas mais simples. O sistema Terra, quando investigado através de uma perspectiva geoquímica, também mostra grande complexidade, especialmente no que tange aos processos endógenos. Visto que tem-se acesso somente aos seus produtos, restam apenas suposições do que realmente aconteceu. Entretanto, o esplendor dos seus resultados impulsiona muitos cientistas a buscarem um meio de entender

os processos que os caracterizam, através da elaboração de modelos determinísticos. Nestes modelos, o coeficiente de partição representa uma peça de fundamental importância no produto final, de forma que é empregado em quase todas as equações que descrevem os processos de formação e evolução magmática (KESKIN, 2002; PETRELLI *et al.*, 2005; ERSOY e HELVACI, 2010).

Figura 11 – Esquema ilustrativo da interatividade entre as etapas de um processo de modelagem.



Fonte: traduzido de Marion (2008).

O comportamento dos elementos-traço durante distintos processos geológicos sugere que a distribuição desses elementos é controlada pelos mecanismos que acontecem em cada ambiente geotectônico (ROLLINSON, 1993). Isso deve-se principalmente ao fato desses elementos apresentarem mobilidade relativa ao tipo de processo ao qual são submetidos, bem como à composição do material envolvido. A partir dessa premissa, os processos de formação e evolução de magmas, como fusão parcial, cristalização fracionada, assimilação crustal e mistura de magmas, são quantificados através de modelos que permitem descrever o comportamento dos elementos químicos durante processos petrológicos diversos (SCHILLING e WINCHESTER, 1967; ANDERSON e GREENLAND, 1969; LANGMUIR *et al.*, 1977; DEPAOLO, 1981; MCKENZIE, 1985; O'HARA, 1993; OZAWA e SHIMIZU, 1995; SHAW, 2000; OZAWA, 2001; ZOU, 1998, 2007; NISHIMURA, 2009). Como modelos determinísticos, as hipóteses e considerações acerca dos processos e mecanismos que atuam em determinado ambiente de formação e evolução do magma fazem parte da equação matemática.

Como produto dessa modelagem, obtêm-se um número que representa as condições impostas no modelo. A sequência de números obtidos descreve uma curva que representa um *trend* de evolução magmática.

Vários modelos são propostos para caracterização desses processos. Esses modelos se distinguem em termos de ser um sistema aberto ou fechado, do equilíbrio entre a fase líquida e sólida, da forma com que os minerais cristalizados são retirados do contato com o líquido residual, entre outros fatores. Esses fatores consistem nas premissas de cada modelo e, portanto, assim como descrito para modelos determinísticos e mecanísticos, são parte da equação matemática que descreve cada etapa dos processos de formação e evolução do magma. A fusão parcial do manto e/ou da crosta ocorre de forma gradual e, portanto, pode ser descrita quantitativamente através do grau ou porcentagem de fusão. Vários parâmetros são utilizados para descrever a forma como ocorre a fusão do material e como se dá a separação entre material sólido e líquido, resultando em modelos distintos para a quantificação do processo de geração de magmas (ZOU, 1998).

Quando considerado o equilíbrio químico entre o sólido remanescente e o líquido produzido, o processo de fusão parcial pode ser descrito por três modelos distintos, sendo eles: fusão em equilíbrio (*batch melting*), fusão fracionada e fusão dinâmica (SCHILLING e WINCHESTER, 1967; GAST, 1968; ZOU, 1998). Ainda de acordo com a possibilidade de troca de material com as rochas envolventes, os processos podem ser descritos em sistemas abertos ou fechados. No modelo de fusão em equilíbrio (*batch melting*) considera-se que o material líquido permanece em equilíbrio químico com o sólido durante a fusão, como demonstrado na figura 12. Quando a proporção de minerais fundidos é a mesma da fração de minerais que permanecem na fonte, o modelo é denominado como fusão modal. Já no modelo de fusão não modal, a proporção de minerais fundidos se difere da que permanece na fonte. Contudo, em virtude da fusão seletiva dos minerais, na prática não ocorre a fusão modal (ERSOY, 2013).

A descrição destes modelos segue o proposto por Schilling e Winchester (1967) e Zou (1998). Através da fusão modal em equilíbrio, a concentração dos elementos-traço instantaneamente após a fusão (C_I^m) ou acumulado (C_L^m) é dada por:

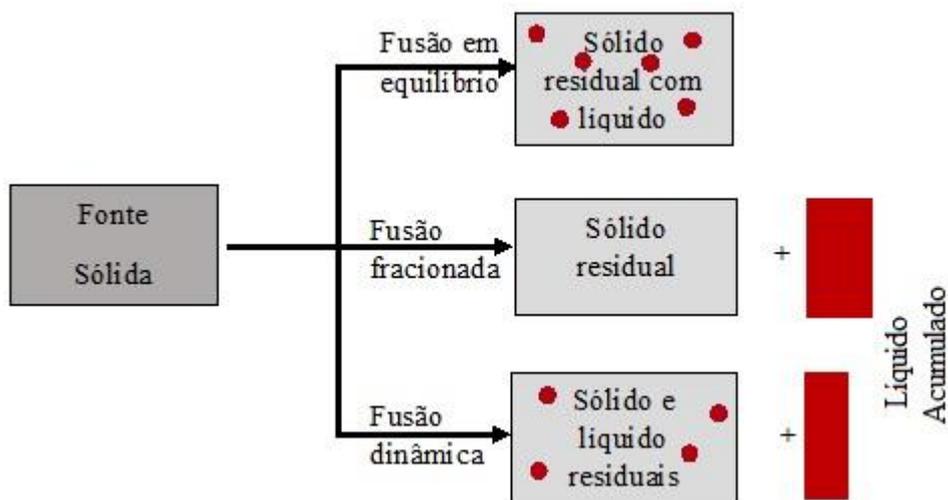
$$C_I^m = C_L^m = \frac{C_0^m}{D_0 + F(1 - D_0)} \quad ((3))$$

Onde (C_0^m) representa a concentração inicial do elemento-traço na rocha fonte, ou composição inicial, F consiste na fração de líquido produzido durante a fusão e D_0 representa o coeficiente de partição total do elemento-traço, calculado através da equação:

$$D_0 = \sum D_j^i x W_j \quad ((4))$$

Onde D representa o coeficiente de partição do elemento de posição “i” referente ao mineral de posição “j” e W é a proporção na fonte do mineral cuja posição é “j”.

Figura 12 – Representação dos modelos de fusão parcial em um sistema fechado. As porções em vermelho representam o líquido que permanece no sólido (círculo) e o líquido que é separado do contato com o sólido (retângulo à direita).



Fonte: traduzido de Zou (1998).

No modelo de fusão parcial em equilíbrio não modal, o coeficiente de partição dos elementos-traço é alterado à medida que o processo ocorre, já que alguns minerais como a granada e o clinopiroxênio são preferencialmente consumidos. Isso faz com que o sólido e o líquido assumam composições diferentes, causando a modificação no coeficiente de partição ao longo do processo de diferenciação magmática. Desta forma, para o cálculo da concentração do elemento-traço considera-se, além do coeficiente de partição total do sistema (D_0), o

coeficiente de partição do elemento-traço inserido no líquido (P_0). A concentração deste elemento no líquido instantâneo (C_I^m) e acumulado (C_L^m) é dada por:

$$C_I^m = C_L^m = \frac{C_0^m}{D_0 + F(1 - P_0)} \quad ((5))$$

$$P_0 = \sum D_j^i x P_j \quad ((6))$$

Onde P é a fração em peso do mineral de posição “j” adicionado ao líquido.

A concentração do elemento-traço no material sólido (C_S^m), ou no resíduo total (C_R^m), resultante da fusão parcial em equilíbrio, pode ser expressa através da equação 7, quando considerado o processo de forma modal, ou da equação 6, para o processo não modal:

$$C_S^m = C_R^m = \frac{D_0 C_0^m}{D_0 + F(1 - D_0)} \quad ((7))$$

$$C_S^m = C_R^m = \frac{D_0 - F P_0}{(1 - F)} \frac{C_0^m}{D_0 + F(1 - P_0)} \quad ((8))$$

Quando o termo “ P_0 ” na equação 6 assume o mesmo valor de “ D_0 ”, as equações 7 e 8 se equivalem, já que nesta situação os coeficientes de partição no material fundido e no resíduo da fusão apresentam o mesmo valor e, portanto, atuariam como no processo de fusão parcial modal em equilíbrio.

O modelo que descreve o processo de fusão parcial de forma fracionada considera que o fundido é removido do material residual logo após a fusão, como pode ser observado na figura 11. Desta forma, considera-se que somente a última gota de material fundido está em equilíbrio com o restito da fusão parcial, sem que haja material fundido residual (SCHILLING e WINCHESTER, 1967; GAST, 1968; ZOU, 1998). Durante o processo modal de fusão parcial fracionada, a concentração do elemento-traço no líquido instantâneo (C_I^m) e acumulado (C_L^m), bem como no sólido residual (C_S^m) e resíduo total (C_R^m), é definida por:

$$C_I^m = \frac{C_0^m}{D_0} (1 - F)^{\left[\left(\frac{1}{D_0}\right) - 1\right]} \quad ((9))$$

$$C_L^m = \frac{C_0^m}{F} \left[1 - (1 - F)^{\left(\frac{1}{D_0}\right)}\right] \quad ((10))$$

$$C_S^m = C_R^m = C_0^m (1 - F)^{\left[\left(\frac{1}{D_0}\right) - 1\right]} \quad ((11))$$

Da mesma forma, para o modelo não modal de fusão parcial fracionada, a concentração do elemento-traço no líquido instantâneo (C_I^m) e acumulado (C_L^m), e no resíduo sólido (C_S^m) e total (C_R^m), é expressa por:

$$C_I^m = \frac{C_0^m}{D_0} \left(1 - \frac{FP_0}{D_0}\right)^{\left[\left(\frac{1}{P_0}\right) - 1\right]} \quad ((12))$$

$$C_L^m = \frac{C_0^m}{F} \left[1 - \left(1 - \frac{FP_0}{D_0}\right)^{\left(\frac{1}{P_0}\right)}\right] \quad ((13))$$

$$C_S^m = C_R^m = \left(\frac{D_0 - FP_0}{1 - F}\right) \frac{C_0^m}{D_0} \left(1 - \frac{FP_0}{D_0}\right)^{\left[\left(\frac{1}{P_0}\right) - 1\right]} \quad ((14))$$

O último modelo teórico do processo de fusão parcial consiste no modelo de fusão dinâmica, o qual pode ser entendido como um modelo intermediário entre os membros finais fusão em equilíbrio e fusão fracionada. Neste processo considera-se que uma porção do material fundido permanece em equilíbrio químico com o resíduo da fusão. Contudo, a quantidade desse material que é mantido junto ao material sólido é função da porosidade de massa crítica (*critical mass porosity*) da rocha fonte, como descrito por Zou (1998).

A principal vantagem deste modelo deve-se à possibilidade de explicar a extração de elementos que são fortemente incompatíveis. Conforme este modelo, só ocorrerá a separação de material fundido da porção sólida quando a porosidade de massa do resíduo ou fração de massa fundida (ψ) for menor que a porosidade de massa do resíduo (valor crítico para a separação – ϕ) (LANGMUIR *et al.*, 1977; WOOD, 1979; MAALOE, 1982; MCKENZIE, 1985; ZOU, 1998).

O modelo de fusão dinâmica modal possibilita a determinação da concentração dos elementos-traço nos líquidos instantâneos (C_I^m) e acumulados (C_L^m) e nos resíduos sólidos (C_S^m) e totais (C_R^m) através das seguintes equações:

$$C_I^m = \frac{C_0^m}{\phi + (1-\phi)D_0} (1 - X)^{\left[\frac{1}{\phi + D_0(1-\phi)}\right]} \quad ((15))$$

$$C_L^m = \frac{C_0^m}{X} \left[1 - (1 - X)^{\left[\frac{1}{\phi + D_0(1-\phi)}\right]} \right] \quad ((16))$$

Onde ϕ representa o valor crítico para separação da fase líquida do contato com a fase sólida no modelo de fusão dinâmica e o parâmetro “X” nesta equação é dado pela seguinte relação:

$$X = \frac{F - \phi}{1 - \phi} \quad (17)$$

$$C_S^m = D_0 X C_I^m \frac{D_0 C_0^m}{\phi + (1-\phi)D_0} (1 - X)^{\left[\frac{1}{\phi + D_0(1-\phi)}\right] - 1} \quad (18)$$

$$C_R^m = \phi C_I^m + (1 - \phi) C_S^m \quad (19)$$

No modelo de fusão parcial dinâmica, a concentração do elemento-traço no resíduo é dada pela soma entre o resíduo sólido e o resíduo líquido. O resíduo líquido consiste na porção que permanece em equilíbrio químico com o restito. Assim como para o modelo modal, o modelo não modal também oferece a possibilidade de determinação da concentração destes elementos através das seguintes equações:

$$C_I^m = \frac{C_0^m}{D_0 + \phi(1-P_0)D_0} X \left\{ 1 - \frac{X[P_0 + \phi(1-P_0)]}{D_0 + \phi(1-P_0)} \right\}^{\left[1/\phi + P_0(1-\phi)\right] - 1} \quad ((20))$$

$$C_L^m = \frac{C_0^m}{X} \left\{ 1 - \left[1 - \frac{X[P_0 + \phi(1-P_0)]}{D_0 + \phi(1-P_0)} \right]^{\left[1/[\phi + (1-\phi)P_0]\right]} \right\} \quad ((21))$$

$$C_S^m = D X C_I^m \quad ((22))$$

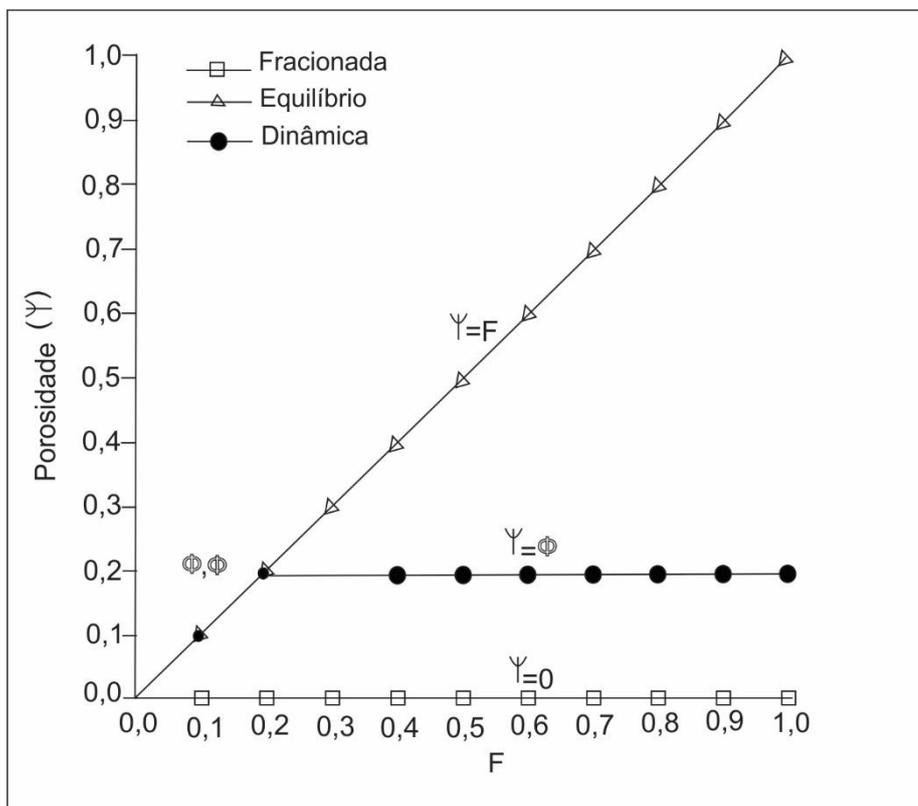
Onde “D” é dado por:

$$D = \frac{D_0 - FP_0}{1 - P} \quad ((23))$$

$$C_R^m = (1 - \phi)C_S^m + \phi C_I^m \quad ((24))$$

Zou (1998) distingue os três modelos de fusão através de um diagrama de porosidade em massa do resíduo (ψ) *versus* o grau de fusão parcial (F). A análise desse diagrama, ilustrado na figura 13, possibilita visualizar que para a fusão em equilíbrio o grau de fusão e a porosidade em massa do resíduo são equivalentes, ou seja, antes de iniciar a extração de líquido $\psi = F$. Durante todo o processo de fusão fracionada, $\psi = 0$, uma vez que todo o líquido é sempre extraído do sólido. Já o processo de fusão dinâmica pode ser entendido como duas situações: $\psi = F$, quando $F < \phi$ (líquido permanece junto ao sólido); e $\psi = \phi$, quando $F > \phi$ (líquido é separado do sólido).

Figura 13 – Diagrama representando a porosidade em massa (ψ) em função da fração de líquido (F) para os três modelos de fusão parcial: fusão fracionada, fusão em equilíbrio e fusão dinâmica.



Fonte: traduzido de Zou (1998).

5.1.5.2 - Quantificação dos processos de cristalização fracionada

O processo de cristalização dos minerais pode ser modelado em sistemas fechados sem a introdução de novos materiais, ou em sistemas abertos nos quais a cristalização está diretamente associada com a assimilação de materiais de mais baixa temperatura de fusão. Este modelo de cristalização é descrito por DePaolo (1981) como a combinação dos processos de assimilação e cristalização fracionada (*assimilation and fractional crystallization* – AFC).

Já para o processo de cristalização fracionada em sistema fechado são propostos modelos matemáticos distintos por diferentes autores. Estes incluem os modelos de cristalização em equilíbrio perfeito, cristalização fracionada, cristalização em equilíbrio e cristalização fracionada imperfeita, e cristalização zonada e cristalização fracionada imperfeita, sendo cada um desses, descritos por suas respectivas equações (RAYLEIGH, 1896; NISHIMURA, 2009; ERSOY, 2013).

No modelo descrito como cristalização em equilíbrio perfeito (*perfect equilibrium crystallization* – PEC) todo o material cristalizado permanece em contato com o líquido, mantendo equilíbrio químico entre as duas fases (ERSOY, 2013). Durante este processo a concentração do elemento-traço na fase líquida (C_{lc}^{PEC}) é definida por:

$$(C_{lc}^{PEC}) = \frac{C_0^f}{F + D_0(1 - F)} \quad (25)$$

Onde (C_0^f) consiste na concentração do elemento-traço no magma inicial, F representa a fração em massa do magma residual em relação à massa inicial e D_0 expressa o coeficiente de partição total referente à assembleia mineral que está sendo fracionada, calculado através da equação 4.

Quando o mineral formado é pronta e perfeitamente removido do líquido inicial, não permitindo interação entre a fase sólida e a fase líquida, o processo é denominado de cristalização fracionada perfeita (*perfect fractional crystallization* – PFC), ou fracionamento de Rayleigh (RAYLEIGH, 1896). Nesta situação, a concentração (C_{lc}^{PFC}) do elemento-traço no líquido remanescente é dada por:

$$C_{lc}^{PEC} = C_0^f F^{(D_0-1)} \quad ((26))$$

Conforme sugerido por Ersoy (2013), este modelo não pode ser aplicado quando quantidades infinitesimais de cristais são removidas do líquido. Além disso, aquele autor descreve o processo em que possa ocorrer um perfeito equilíbrio entre os cristais suspensos e o magma que está resfriando com uma separação imperfeita dos minerais, os quais não desenvolvem uma zonação química. Neste modelo, denominado de cristalização em equilíbrio e cristalização fracionada imperfeita (*equilibrium crystallization and imperfect fractional crystallization* – EC-IFC), define-se a concentração (IC_{lc}^{EC-IFC}) do elemento-traço como:

$$IC_{lc}^{EC-IFC} = C_0^f F^{\left(\frac{D_0}{1-\delta+\delta D_0}-1\right)} \quad ((27))$$

Onde δ representa a fração em massa de cristais suspensos.

Nishimura (2009) cita a ocorrência de rochas nas quais os fenocristais apresentam-se em matriz vulcânica e mostram uma zonação, sugerindo que o equilíbrio químico se deu apenas entre a superfície do cristal e o líquido circundante. Esta característica remete à ideia de que a cristalização não se realizou de forma perfeita. Este processo é descrito por Ersoy (2013) como cristalização zonada e cristalização fracionada imperfeita (*zoned cristalization and imperfect fractional cristalization* – ZC-IFC). Define-se a concentração (IC_{lc}^{ZC-IFC}) do elemento-traço neste modelo por:

$$(C_{lc}^{ZC-IFC}) = C_0^f \left[F^{\left(\frac{1-\delta}{\delta}\right)} + \frac{(1-\delta)^{D_0}}{1-\delta D_0} (F^{(D-1)} - F^{\left(\frac{1-\delta}{\delta}\right)}) \right] \quad ((28))$$

Onde $\delta D_0 \neq 1$ e $\delta \neq 0$.

No modelo em que os processos de cristalização fracionada e assimilação estão associados (*combined assimilation and fractional crystallization* – AFC), a concentração (IC_{lc}^{AFC}) dos elementos-traço no magma resultante é dada por:

$$(C_{lc}^{AFC}) = C_0^f [F^{-z} + (\frac{r}{r-1}) \frac{C_a}{zC_0^f} (1-F^{-z})] \quad ((29))$$

Onde C_a consiste na concentração do elemento no material assimilante e “r” representa a relação entre a quantidade de material assimilado (m_a) e a quantidade de material cristalizado (m_c), de forma que:

$$r = \frac{m_a}{m_c} \quad ((30))$$

$$z = \frac{r+D_0-1}{r-1} \quad ((31))$$

Este processo é frequentemente considerado como o responsável por formar os representantes riolíticos de associações de rochas básicas e ácidas, apesar de haver pesquisadores que consideram essas rochas mais evoluídas como o resultado da fusão de basaltos alterados (NICHOLSON *et al.*, 1991; JONASSON, 1994). A despeito da influência de assimilação crustal, Gill (2014) considera as rochas do vulcão Thingmuli, na Islândia, como um exemplo clássico do resultado de cristalização fracionada, desde o magma basáltico. Neste vulcanismo, os riolitos teriam se formado a partir do fracionamento de minerais de um magma básico, o qual passaria a uma composição de islandito (andesito toleítico) e dacito, acarretando nas composições mais ácidas.

Gill (2014) considera dois possíveis processos para a formação do vulcanismo bimodal, como o do Iêmen. Na primeira hipótese, o acesso do magma à superfície é realizado de forma seletiva, sendo os termos básicos e os extremamente silícicos preferencialmente envolvidos nos eventos vulcânicos, em detrimento dos termos intermediários. Na segunda hipótese, considera-se que o magma silícico seria o resultado da fusão parcial da crosta através da qual passara, sendo o riolito gerado a partir dos primeiros líquidos magmáticos a se formarem na fusão parcial destas rochas crustais.

O processo AFC pode ser entendido como intermediário entre estes dois mecanismos extremos de diferenciação magmática. Neste modelo, além da possibilidade de estabelecer a presença ou ausência de contaminação do magma a partir da fusão parcial de material da crosta, torna-se possível ajustar a quantidade de material que é assimilado em relação à quantidade de material cristalizado. Este controle é realizado através do parâmetro “r”.

O último processo de diferenciação magmática consiste na mistura entre dois magmas. Neste processo, a variação na concentração dos elementos-traço pode ser modelada da seguinte forma (POWELL, 1984):

$$C_m = X (C_1 - C_2) + C_2 \quad ((32))$$

Onde C_m corresponde à concentração final do elemento, resultante da mistura dos magmas “a” e “b”, com suas respectivas concentrações C_1 e C_2 de determinado elemento, e X representa o grau de mistura entre os dois magmas.

5.2 - Trabalhos anteriormente aplicados

Sommer *et al.* (1999) descrevem uma sucessão de rochas ácidas na região sul do Platô do Taquarembó, as quais são relacionadas à Formação Acampamento Velho (FAV). Essa sucessão é formada por rochas efusivas de composição traquidacíticas à riolíticas e por depósitos piroclásticos. Através de cálculos de modelagem de elementos maiores, sugerem que as rochas riolíticas teriam se formado por cristalização fracionada de um magma de composição traquítica, a partir do qual teria fracionado plagioclásio, feldspato alcalino, piroxênio e magnetita. Apesar de não serem localizadas rochas de composição basálticas associadas, consideram que um magma basáltico tenha sofrido diferenciação magmática através dos processos de assimilação crustal e cristalização fracionada, dando origem a essas rochas traquíticas.

Wildner *et al.* (1999) caracterizam uma associação plutonovulcânica alcalina na região do Platô do Taquarembó, a qual é designada como pertencente à um ambiente pós-colisional. Essa associação é composta por basaltos de alto Ti-P, basaltos de baixo Ti-P, intrusões quartzo monzoníticas, intrusões sieníticas, fluxos de lavas comendííticas e lavas riolíticas, que constituem um magmatismo bimodal. A caracterização por elementos-traço sugere que o magma formador dessas rochas foi gerado a partir da fusão de um manto previamente modificado por subducção. A evolução magmática teria se dado principalmente através de

fracionamento de fases como plagioclásio, feldspatos alcalinos e piroxênio, além de uma influência de voláteis e contaminação crustal na formação das rochas mais ácidas.

Zerfass *et al.* (2000) caracterizam duas associações de rochas cogenéticas da FAV na região da Serra de Santa Bárbara, no Cerro do Perau e no Cerro do Bugio, no município de Caçapava do Sul. Essas associações são constituídas por uma sucessão de rochas básicas na base e rochas ácidas na parte superior, estando separadas por uma superfície de descontinuidade estratigráfica. As rochas ácidas compreendem rochas piroclásticas e fluxos riolíticos, que mostram contato abrupto, sendo portando considerado um produto de erupção do tipo Pliniana. A FAV nesta área é descrita como o registro de um evento vulcânico inicialmente basáltico e que culminou nos termos de lavas ácidas.

Almeida *et al.* (2002) classificam essas rochas da FAV no município de Caçapava do Sul como tendo um padrão moderadamente alcalino e como sendo desenvolvidas durante um período de extensão em um ambiente de retroarco. Através de estudos geoquímicos de elementos-traço imóveis como Y, Nb, Zr, Ta, Th e ETRs, são interpretadas as possíveis gênese das rochas básicas e ácidas dessa unidade. As rochas básicas representariam o registro do magma básico hidratado inicialmente diferenciado, sem ocorrência de contaminação crustal. As rochas ácidas teriam sido geradas a partir de um magma mais evoluído, o qual teria sofrido extensa contaminação crustal.

Wildner *et al.* (2002) relatam a ocorrência de um pacote de rochas aflorantes na região do Platô do Taquarém, de caráter tanto vulcânico quanto plutônico. Essas rochas exibem uma variação na composição de SiO₂ entre 45% e 76%, com um “gap” nos valores entre 56% e 74%, o que leva a sugestão de que a FAV seja considerada como uma associação vulcanoplutônica bimodal. Nessa região as rochas foram divididas em dois grupos: o primeiro formado por rochas alcalinas metaluminosas e o segundo composto por rochas peralcalinas comendííticas. As rochas de valores mais elevados de Ti-P são descritas como reflexo do menor grau de fusão parcial que aquelas com valores menores de Ti-P. Tanto as rochas ácidas quanto as básicas são interpretadas como decorrentes do processo de cristalização fracionada sem influência externa substancial, com proveniências de fonte tipo EMI em um ambiente pós-colisional.

Almeida *et al.* (2005) utilizam isótopos de Sr, Nd e Rb, além de outros elementos como Ba e Th, para investigar as fontes das rochas da FAV. Através dos resultados obtidos, sugerem que o magma da FAV tenha sido gerado a partir de uma fonte já contaminada, em média com 20% a 30% de sedimentos quartzo-arcosianos neoproterozoicos. Tal contaminação teria se dado

por meio do processo de subducção. Sob condições de alta fugacidade de oxigênio, este magma teria iniciado sua ascensão como uma massa única até um ponto, a partir do qual se particionaria em duas frações, uma das quais resultaria nas rochas básicas da unidade, e a outra que sofreria intenso efeito de contaminação crustal para gerar as rochas ácidas.

Sommer *et al.* (2005a) caracterizam na região do Platô da Ramada uma sequência de rochas vulcânicas e vulcanossedimentares compostas na porção inferior por depósitos de fluxo de lavas andesíticas e conglomerados vulcanogênicos da Formação Hilário (FH). Sucedendo essas rochas, ocorrem rochas básicas e ácidas de alto e baixo Ti e alto Nb, que fazem parte do vulcanismo bimodal da FAV. O caráter anorogênico dessas rochas é descrito como resultado do estágio final do período pós-colisional. Apesar de não serem localizados termos intermediários nessa região, as rochas traquíticas e riolíticas são descritas como resultado da cristalização fracionada de um magma básico, com intenso fracionamento de plagioclásio, o que explicaria seu caráter comendítico e seu padrão de elementos-traço.

Sommer *et al.* (2005b) comparam o vulcanismo da FAV ao da Formação Campo Alegre (FCA), presente na Bacia de Campo Alegre no estado de Santa Catarina. Ambos os eventos vulcânicos ocorreram durante o Neoproterozoico, entre 602 e 540 Ma, e mostram característica alcalina bimodal, com rochas predominantemente comendíticas. Os dois eventos se diferem principalmente no fato da FAV ser sucedida por rochas shoshoníticas e precedida por sedimentos continentais, além da FCA mostrar importante influência de contaminação crustal na geração de seus termos enriquecidos em sílica, que apresentam alto Th e baixo Zr.

Sommer *et al.* (2006) fazem uma comparação geoquímica entre as rochas shoshoníticas do vulcanismo da FH (608 a 592 Ma) e as rochas alcalinas da FAV (602 a 549 Ma). Suas considerações acerca desses magmatismos pós-colisional incluem: eventos magmáticos finais sódicos ao invés de potássico ou ultrapotássico; magmatismo inicial toleítico alto-K ao invés de cálcio alcalino; e a contemporaneidade do magmatismo lamprófito-sienítico e o magmatismo shoshonítico. Essas características estariam justificadas pela heterogeneidade da fonte mantélica.

Matté *et al.* (2012) descrevem rochas hipabissais de composição diorítica na região do Platô da Ramada, também pertencentes à FAV. Através de cálculos de modelagem geoquímica, sugerem que essas rochas representam os termos intermediários entre as rochas básicas e ácidas de baixo e alto Ti da região, sendo a cristalização fracionada o principal mecanismo de

diferenciação magmática. Contudo, a ausência de andesitos relacionados a esta unidade mantém o vulcanismo com caráter bimodal.

Estas características descritas no vulcanismo da FAV permitem compara-lo ao vulcanismo de Gedemsa, localizado no rifte do leste africano. Assim como o vulcanismo da FAV, o vulcanismo de Gedemsa é caracterizado por ser um vulcanismo bimodal, no qual há o predomínio de rochas ácidas sobre as básicas e pequenas quantidades ou ausência de rochas intermediárias, conforme descrito por Peccerillo *et al.* (2003).

Ao estudarem o vulcanismo bimodal do vulcão Gedemsa no rifte da Etiópia Central, Peccerillo *et al.* (2003) concluem que o processo responsável pela formação das rochas mais evoluídas consiste na cristalização fracionada, com moderada quantidade de assimilação de crosta pré-cambriana. A cristalização fracionada teria sido responsável por gerar uma câmara magmática fracionada, na qual o magma ácido, por ser menos denso, ocuparia seu topo, sobrepondo o magma intermediário e básico. Isto favoreceria que o magma ácido alcançasse preferencialmente a superfície, explicando a prevalência de riolitos. A escassez ou ausência de magmas intermediários é justificada pela redução abrupta da temperatura, processo que seria responsável pela diferenciação do magma básico, sem a ocorrência de magmas intermediários. Uma zona de anomalia gravitacional positiva abaixo do vulcão Gedemsa sugere a presença de rochas de alta densidade, representando rochas cumuláticas máficas e ultramáficas.

6 - MATERIAIS E MÉTODOS

Durante a etapa de revisão bibliográfica, foram reunidos trabalhos desenvolvidos sobre o tema, bem como os desenvolvidos na área de estudo, de modo a caracterizar o problema abordado neste trabalho. A esta etapa, seguiu-se a seleção dos dados, cabendo à última etapa, a modelagem dos processos petrológicos.

Para a realização desta modelagem foram selecionados dados geoquímicos de rocha total da região da Serra de Santa Bárbara, obtidos de Almeida *et al.* (2002), do Platô da Ramada, obtidos de Matté *et al.* (2012), e do Platô do Taquarembó, obtidos de Wildner *et al.* (1999). Esses dados geoquímicos são apresentados nas tabelas 1, 2, 3 e 4. Essas tabelas apresentam as duas primeiras linhas com diferentes nomenclaturas. A primeira linha consiste na nomenclatura

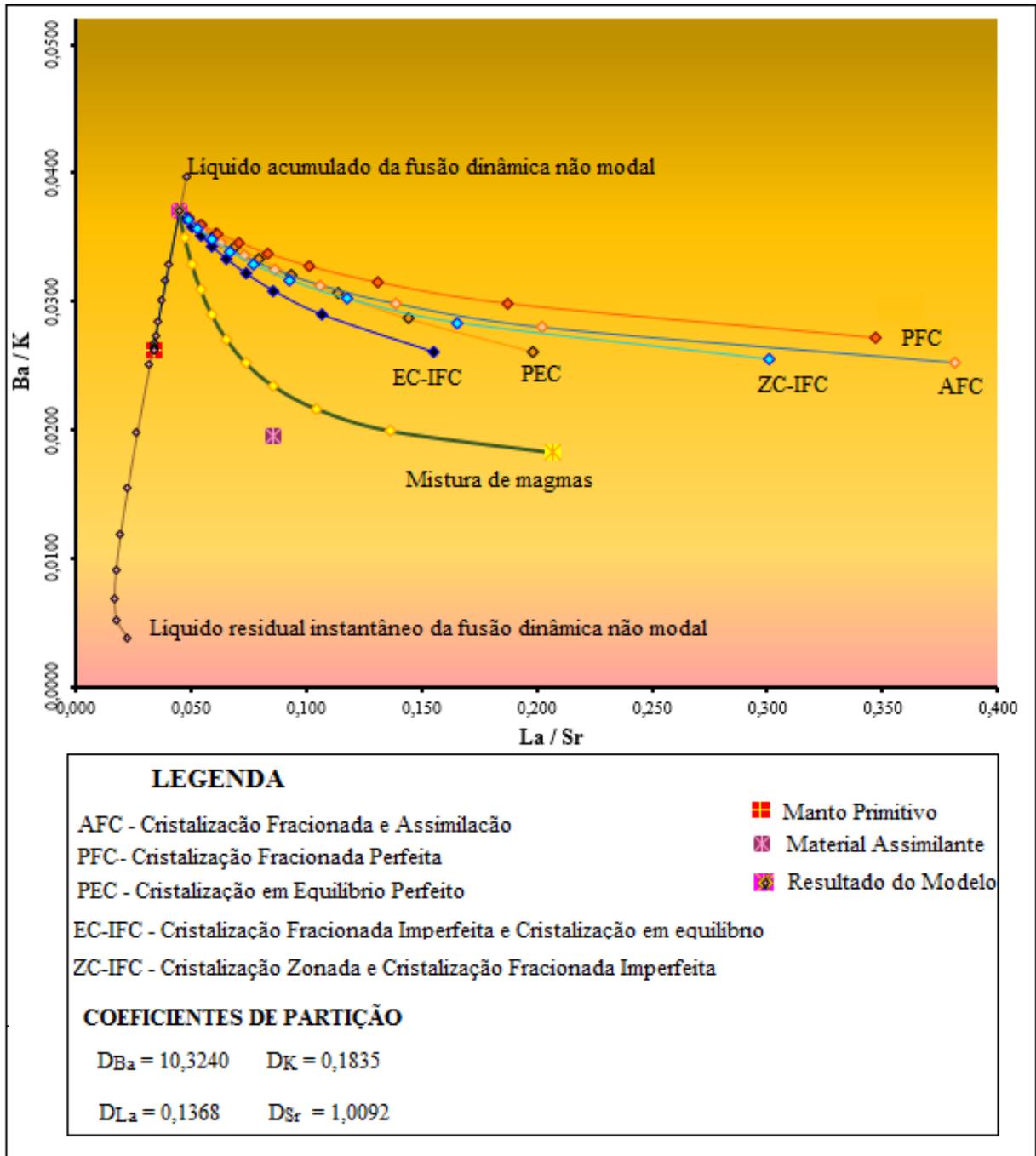
atribuída às análises neste trabalho, enquanto que a segunda linha representa a nomenclatura original dessas análises, atribuídas pelos respectivos autores.

A modelagem foi realizada em duas etapas, sendo a primeira com o emprego dos elementos maiores para o cálculo de balanço de massa, e a segunda com os elementos-traço. Como os elementos maiores são facilmente lixiviados durante o intemperismo, foi empregado como critério de seleção dos dados, valores de LOI inferiores a 3%, o que representou uma dificuldade principalmente para as rochas básicas, visto que são facilmente alteradas.

A figura 14 ilustra os *trends* dos processos geológicos modelados no programa Petromodeler[®], em que cada curva representa um processo específico. A partir dos parâmetros utilizados e das condições impostas na modelagem, é gerado uma tabela numérica contendo a composição dos elementos avaliados em cada ponto dessas curvas e a porcentagem de fusão ou cristalização correspondente a esse ponto. Dessa forma, quando selecionadas as composições das rochas em estudo, entende-se que a curva na qual mais se adequa o comportamento dos elementos condiz com o processo de formação dessas rochas.

Os cálculos com os elementos maiores e traço foram realizados com os *softwares* Petrograph[®] e Petromodeler[®], respectivamente. O funcionamento desses softwares e os resultados oferecidos por eles encontram-se baseados nas equações de 4 a 32 descritas (ERSOY, 2013). No programa Petromodeler[®] os coeficientes de partição utilizados são os de Foley *et al.* (1996), Fujimaki *et al.* (1984), Matsui *et al.* (1977), McKenzie e O’Nions (1991) e Rollinson (1993). Os materiais assimilantes incluem crosta continental superior, média e inferior descritas por Taylor e McLennan (1995) e crosta continental de Hart *et al.* (1999). Em adição a estes dados, foram utilizados dados geoquímicos correspondentes ao embasamento Precambriano da região, obtidos de Saalman *et al.* (2005). Para os modelos de fusão, foram utilizadas as composições de manto primitivo de Sun e McDonough (1989) e de Palme e O’Neill (2004). As fácies mineralógicas do manto foram espinélio-lherzolito e granada-lherzolito (KINZLER, 1997; WALTER, 1998). As composições químicas das fases fracionadas foram obtidas de Wildner *et al.* (1999), já que as composições dos magmas são representadas pelas composições das análises geoquímicas obtidas, em parte, daquele autor.

Figura 14 – Diagrama Ba/K versus La/Sr, mostrando as curvas dos processos modelados a partir da fusão do manto primitivo de Palme e O'Neill (2004), assimilação da crosta continental superior de Taylor e McLennan, (1995), representando um valor de “r” de 0,05, e fracionamento de aproximadamente 50% de plagioclásio e 5% de biotita.



Fonte: elaborada pelo autor com o *software* Petromodeler®.

7 - RESULTADOS

Os resultados da modelagem são apresentados a seguir. Esses resultados incluem os cálculos de balanço de massa e a modelagem com os elementos-traço. O balanço de massa foi realizado para todas as rochas do PT e para as rochas ácidas da SSB, já que as análises das rochas básicas apresentaram elevados valores de LOI, o que pode significar numa perda significativa de alguns elementos maiores. A modelagem com os elementos-traço foi realizada em várias etapas, sendo essas, diferentes para as regiões do PT e da SSB. Para ambas as associações foi modelado o processo de fusão do manto. Entretanto, além da fusão do manto, analisou-se também o comportamento dos elementos-traço das rochas ácidas da SSB em relação ao magma resultante da mistura entre os magmas originado da fusão do manto e da fusão da crosta. Nesses processos foi considerado o modelo de fusão dinâmica. Para a formação das rochas ácidas de ambas as regiões foi avaliado o processo de cristalização fracionada. Os modelos considerados foram o da Assimilação e Cristalização Fracionada (AFC) e o de Cristalização em Equilíbrio e Cristalização em Fracionada Imperfeita (EC-IFC). As etapas, os processos e os modelos utilizados nessa modelagem estão sintetizados no quadro 1.

Quadro 1 – Síntese das etapas, processos e modelos empregados para a obtenção dos resultados desta modelagem.

Região	Etapa		
	Balanço de Massa	Modelagem com os Elementos-traço	
	Processo	Processo	Modelo
Platô do Taquarembó	Cristalização Fracionada	Fusão Parcial do manto	Fusão Dinâmica
		Cristalização Fracionada	AFC e EC-IFC
Serra de Santa Bárbara		Fusão Parcial do manto	Fusão Dinâmica
		Fusão Parcial da crosta	Fusão Dinâmica
		Cristalização Fracionada	AFC e EC-IFC
		Mistura de magmas	Mistura de magmas

Fonte: elaborado pelo autor.

7.1 - Elementos maiores – Balanço de massa

Após a sua formação, as rochas sofrem contínua ação dos processos exógenos que decorrem dos diferentes tipos de climas. Os elementos climáticos como a chuva, por exemplo, são responsáveis pela maior ou menor alteração destas rochas. Durante essa alteração alguns elementos são mais facilmente remobilizados que outros. Os elementos que são mais facilmente remobilizados são os elementos móveis, os quais incluem os elementos maiores Na, Ca, K e os traços Rb, Sr, Ba e Cs. Já os elementos imóveis não são tão afetados por esses processos exógenos. Dentre estes elementos estão Ti, P, Zr, Hf, Y, Nb, Ta, Th e ETRs (Rollinson, 1993). Para indicar o grau de alteração das rochas é usado o parâmetro LOI (*loss on ignition*, ou perda ao fogo), o qual é alto para altas taxas de alteração. Desta forma, foi empregado para o cálculo de balanço de massa apenas as análises cujo LOI encontra-se inferior a 3%.

Para as rochas da FAV na região do PT, os cálculos de balanço de massa foram realizados em 4 etapas, partindo-se de um magma básico. Foi testada a formação do sienito a partir do magma básico tanto de alto Ti-P quanto do de baixo Ti-P. Cada uma das etapas corresponde a um possível estágio evolutivo do magma original. As fases fracionadas foram definidas a partir da petrografia dessas rochas (ALMEIDA *et al.*, 2002; WILDNER e NARDI, 2002). Os resultados obtidos são expressos nas tabelas de 5 a 9.

Partindo-se de um magma de composição correspondente à do basalto de alto Ti-P (PT2) chega-se a um magma de composição sienítica (PT5), conforme demonstrado na tabela 5. As fases fracionadas nessa situação são ilmenita, plagioclásio, augita e biotita, sendo o piroxênio e o plagioclásio as fases fracionadas mais expressivamente, enquanto que a ilmenita corresponderia a uma pequena proporção de aproximadamente 4%. O líquido magmático atingiria a composição final sienítica a partir do fracionamento de aproximadamente 66% da sua massa total inicial. Os valores zerados para as fases adicionadas indicam que a evolução magmática seria decorrente principalmente da cristalização fracionada.

O cálculo de balanço de massa para a formação do sienito a partir do magma básico de baixo Ti-P é dado na tabela 6. Esses resultados correspondem a um magma inicial de composição igual ao da amostra PT4 e final igual ao da PT6. Nessa situação, a principal fase fracionada seria o plagioclásio (~27%), seguido do piroxênio (~14%), e biotita (~3%). O magma atingiria a composição sienítica após o fracionamento de aproximadamente 45% nas fases descritas. De acordo com os valores obtidos, a diferenciação magmática se daria sem a adição expressiva de alguma dessas fases.

Na tabela 7 são apresentados os valores para o balanço de massa correspondente ao processo de formação de um magma de composição quartzo-monzonítica (PT11) a partir de um magma de composição sienítica (PT5). De acordo com os valores presentes nesta tabela, nota-se que esse resultado poderia decorrer do fracionamento principalmente das fases feldspato alcalino, anfibólio e plagioclásio seguido das fases biotita ilmenita e piroxênio. O líquido inicial teria sido submetido ao fracionamento de 50% de sua massa inicial total, até a formação do magma de composição quartzo-monzonítica.

Tabela 5 – Cálculo de balanço de massa de um magma basáltico de alto Ti-P (L_0) até um magma sienítico (L_f). Valores recalculados para 100%.

Óxido	L_0	L_f	Ilm	Bt	Plag	Aug	C _{fr}	D _{ob}	D _{cl}	Resíduo
SiO ₂	50.38	60.53	0.00	28.51	54.21	51.94	45.551	10.149	9.944	0.205
TiO ₂	2.06	1.49	52.60	0.00	0.00	0.90	2.724	-0.568	-0.816	0.247
Al ₂ O ₃	14.81	13.90	0.00	20.11	28.86	3.25	15.573	-0.918	-1.113	0.195
FeO _{tot}	12.18	9.70	47.40	38.11	0.73	8.04	13.471	-2.483	-2.503	0.02
MnO	0.17	0.27	0.00	1.28	0.00	0.17	0.333	0.103	-0.043	0.146
MgO	6.09	1.68	0.00	11.86	0.10	15.69	8.729	-4.406	-4.68	0.274
CaO	9.08	3.12	0.00	0.12	11.79	19.60	11.948	-5.955	-5.86	-0.095
Na ₂ O	2.92	4.37	0.00	0.00	3.98	0.36	1.537	1.452	1.882	-0.43
K ₂ O	1.55	4.49	0.00	0.00	0.34	0.04	0.134	2.947	2.896	0.052
P ₂ O ₅	0.76	0.44	0.00	0.00	0.00	0.00	0	-0.32	0.294	-0.615
									Total	0
Soma dos Quadrados dos Resíduos										0.81
Fases fracionadas (%)			-2.98	-13.75	-23.28	-26.39				
Fases fracionadas*			4.49	20.71	35.05	39.75				
Fases adicionadas*			0	0	0	0				
Fases subtraídas*			4.49	20.71	35.05	39.75				
Total fracionado (%)			66.41							

L_0 : Composição do líquido inicial; L_f : Composição do líquido final; C_{fr} : Composição do fracionado;

D_{ob} : Diferença observada entre magmas; D_{cl} : Diferença calculada entre magmas; *: resultado para 100%.

Considerando as rochas mais evoluídas da FAV no PT, as últimas a se formarem seriam as lavas riolíticas e os fluxos comendífticos. O balanço de massa do processo de formação do magma riolítico a partir do magma de composição quartzo-monzonítica é dado na tabela 8. Neste processo seriam fracionados os minerais anfibólio, biotita, plagioclásio e ilmenita. O

líquido final (PT10) neste processo seria obtido a partir do fracionamento de aproximadamente 23% da massa total inicial (PT11), sem que seja necessário a adição de nenhuma dessas fases.

Tabela 6 – Cálculo de balanço de massa de um magma basáltico de baixo Ti-P (L_0) até um magma sienítico (L_f). Valores recalculados para 100%.

Óxido	L_0	L_f	Bt	Aug	plg	C_{frc}	D_{ob}	D_{cl}	Resíduo
SiO ₂	57.4	61.11	28.51	51.94	55.66	52.329	3.711	4.002	-0.291
TiO ₂	1.084	1.322	0	0.9	0	0.281	0.238	0.475	-0.237
Al ₂ O ₃	16.88	14.11	20.11	3.25	28.07	19.728	-2.771	-2.56	-0.211
FeO _{tot}	7.529	8.977	38.11	8.04	0.57	5.891	1.448	1.407	0.041
MnO	0.122	0.256	1.28	0.17	0	0.156	0.135	0.046	0.089
MgO	4.226	1.968	11.86	15.69	0.09	5.876	-2.258	-1.781	-0.477
CaO	7.175	3.095	0.12	19.6	10.96	12.772	-4.08	-4.411	0.331
Na ₂ O	3.111	4.232	0	0.36	4.26	2.707	1.121	0.695	0.426
K ₂ O	2.027	4.489	0	0.04	0.41	0.26	2.462	1.927	0.535
P ₂ O ₅	0.446	0.441	0	0	0	0	-0.005	0.201	-0.206
							Total		0
Soma dos Quadrados dos Resíduos									1.04
Fases fracionadas (%)			-3.65	-14.15	-27.78				
Fases fracionadas*			8.01	31.04	60.95				
Fases adicionadas*			0	0	0				
Fases subtraídas*			8.01	31.04	60.95				
Total fracionado (%)			45.58						

L_0 : Composição do líquido inicial; L_f : Composição do líquido final; C_{frc} : Composição do fracionado;

D_{ob} : Diferença observada entre magmas; D_{cl} : Diferença calculada entre magmas; *: resultado para 100%.

Finalmente, o magma de composição comediítica (PT7) teria sido formado a partir do processo de fracionamento das fases feldspato alcalino (~ 14%) plagioclásio (~ 6%) e anfibólio (~ 1%) totalizando aproximadamente 21% da massa total do magma riolítico (PT10). Esses resultados são apresentados na tabela 9.

A partir dos resultados obtidos e observados em ambas as tabelas, nota-se que nenhuma fase é acrescida ao magma inicial para a obtenção da composição final definida. Isto sugere que a evolução magmática destas rochas teria se dado principalmente pelo processo de cristalização fracionada, como sugerido por Wildner e Nardi (2002). De acordo com aqueles autores, os valores elevados apresentados nessas rochas para alguns elementos, como o Ba, deve-se à contaminação da fonte mantélica ainda durante a subducção da litosfera oceânica, ao invés de serem oriundos da contaminação crustal pelo magma.

Tabela 7 – Cálculo de balanço de massa de um magma sienítico (L_0) até um magma quartzo-monzonítico (L_f). Valores recalculados para 100%.

Óxido	L_0	L_f	Px	Ilm	Anf	Plg	Bt	Feld	C_{frc}	D_{ob}	D_{cl}	Resíduo
SiO ₂	60.53	68.47	49.58	0.00	54.69	55.66	28.51	64.72	53.48	7.95	7.50	0.44
TiO ₂	1.49	0.94	0.45	52.60	0.51	0.00	0.00	0.00	2.51	-0.56	-0.79	0.23
Al ₂ O ₃	13.90	13.90	0.15	0.00	0.74	28.07	20.11	18.29	14.76	0.01	-0.43	0.43
FeO _{tot}	9.70	4.34	28.98	47.40	35.78	0.57	38.11	0.17	16.02	-5.36	-5.85	0.49
MnO	0.27	0.08	1.88	0.00	0.22	0.00	1.28	0.00	0.21	-0.19	-0.07	-0.12
MgO	1.68	1.22	1.21	0.00	1.84	0.09	11.86	0.00	1.38	-0.46	-0.08	-0.38
CaO	3.12	3.05	14.26	0.00	0.24	10.96	0.12	0.00	3.67	-0.08	-0.31	0.24
Na ₂ O	4.37	3.37	3.49	0.00	5.89	4.26	0.00	1.01	3.29	-1.00	0.04	-1.04
K ₂ O	4.49	4.25	0.01	0.00	0.09	0.41	0.00	15.81	4.69	-0.25	-0.22	-0.03
P ₂ O ₅	0.44	0.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.06	0.19	-0.25
											Total	0
Soma dos Quadrados dos Resíduos												2.04
Fases fracionadas (%)			-1.72	-2.24	14.21	14.17	-3.34	14.38				
Fases fracionadas*			3.43	4.47	28.38	28.31	6.66	28.74				
Fases adicionadas*			0	0	0	0	0	0				
Fases subtraídas*			3.43	4.47	28.38	28.31	6.66	28.74				
Total fracionado (%)			50.06									

L_0 : Composição do líquido inicial; L_f : Composição do líquido final; C_{frc} : Composição do fracionado;

D_{ob} : Diferença observada entre magmas; D_{cl} : Diferença calculada entre magmas; *: resultado para 100%.

Na região da Serra de Santa Bárbara (SSB), o evento vulcânico é descrito como tendo um *gap* entre os valores de sílica de 54% a 67%, tendo as duas associações de rochas (básicas e ácidas) características cogenéticas (ALMEIDA *et al.*, 2002), o que é visto nos diagramas de ETR (figura 5). A evolução do magma básico até o magma ácido através da cristalização fracionada poderia formar rochas intermediárias, as quais não são localizadas na região. Visando verificar a existência de uma possível relação entre as rochas ácidas da região da SSB e as rochas intermediárias da região do Platô da Ramada, são apresentados os cálculos de balanço de massa da formação do magma ácido (SSB11) a partir do magma intermediário (PR1).

Tabela 8 – Cálculo de balanço de massa de um magma quartzo-monzonítico (L_0) até um magma riolítico (L_f). Valores recalculados para 100%.

Óxido	L_0	L_f	Ilm	Bt	Anf	Plg	C_{fre}	D_{ob}	D_{cl}	Resíduo
SiO ₂	68.47	72.29	0.00	55.66	49.76	64.72	54.17	3.82	4.14	-0.33
TiO ₂	0.94	0.46	52.60	0.00	1.44	0.00	1.23	-0.47	-0.17	-0.30
Al ₂ O ₃	13.90	13.91	0.00	28.07	3.05	18.29	15.81	0.01	-0.43	0.44
FeO _{tot}	4.34	2.87	47.40	0.57	21.47	0.17	9.57	-1.46	-1.53	0.07
MnO	0.08	0.07	0.00	0.00	0.62	0.00	0.25	-0.01	-0.04	0.03
MgO	1.22	0.69	0.00	0.09	11.29	0.00	4.62	-0.52	-0.90	0.37
CaO	3.05	0.41	0.00	10.96	7.10	0.00	7.31	-2.63	-1.58	-1.05
Na ₂ O	3.37	4.74	0.00	4.26	4.17	1.01	3.59	1.37	0.26	1.11
K ₂ O	4.25	4.45	0.00	0.41	1.08	15.81	3.4	0.20	0.24	-0.04
P ₂ O ₅	0.38	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0	-0.28	0.023	-0.31
									Total	0
Soma dos Quadrados dos Resíduos										2.98
Fases fracionadas (%)			-0.28	-9.26	-9.31	-4.05				
Fases fracionadas*			1.24	40.43	40.66	17.67				
Fases adicionadas*			0	0	0	0				
Fases subtraídas*			1.24	40.43	40.66	17.67				
Total fracionado (%)			22.9							

L_0 : Composição do líquido inicial; L_f : Composição do líquido final; C_{fre} : Composição do fracionado;

D_{ob} : Diferença observada entre magmas; D_{cl} : Diferença calculada entre magmas; *: resultado para 100%.

Tabela 9 – Cálculo de balanço de massa de um magma riolítico (L_0) até o magma comendítico (L_f). Valores recalculados para 100%.

Óxido	L_0	L_f	Plg	Anf	Feld	C_{fre}	D_{ob}	D_{cl}	Resíduo	
SiO ₂	72.29	75.10	54.21	49.76	68.46	63.56	2.81	2.38	0.42	
TiO ₂	0.46	0.25	0.00	1.44	0.00	0.07	-0.21	0.04	-0.25	
Al ₂ O ₃	13.91	12.05	28.86	3.05	20.56	21.97	-1.86	-2.05	0.19	
FeO _{tot}	2.87	4.22	0.73	21.47	0.10	1.36	1.34	0.59	0.75	
MnO	0.07	0.02	0.00	0.62	0.00	0.03	-0.05	0.00	-0.05	
MgO	0.69	0.04	0.10	11.29	0.00	0.60	-0.65	-0.12	-0.54	
CaO	0.41	0.05	11.79	7.10	0.06	3.67	-0.36	-0.75	0.39	
Na ₂ O	4.74	3.98	3.98	4.17	10.23	8.19	-0.76	-0.87	0.11	
K ₂ O	4.45	4.25	0.34	1.08	0.60	0.55	-0.20	0.76	-0.97	
P ₂ O ₅	0.10	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.06	0.01	-0.07	
								Total	0	
Soma dos Quadrados dos Resíduos										2.23
Fases fracionadas (%)			-5.72	-1.05	-13.88					
Fases fracionadas*			27.71	5.08	67.21					
Fases adicionadas*			0	0	0					
Fases subtraídas*			27.71	5.08	67.21					
Total fracionado (%)			20.65							

L_0 : Composição do líquido inicial; L_f : Composição do líquido final; C_{fre} : Composição do fracionado;

D_{ob} : Diferença observada entre magmas; D_{cl} : Diferença calculada entre magmas; *: resultado para 100%.

A composição para o magma intermediário foi obtida de Matté *et al.* (2012) e corresponde a uma composição média dentre as análises geoquímicas das rochas intermediárias da região do Platô da Ramada. O resultado do cálculo de balanço de massa é apresentado na tabela 10. As fases fracionadas incluem plagioclásio, anfibólio, feldspato alcalino e augita, sendo o plagioclásio a principal fase fracionada e o piroxênio representando uma pequena proporção. Neste processo seria fracionado um total de aproximadamente 78% da massa total do magma intermediário para a formação das rochas mais ácidas da FAV na região da SSB, sem, contudo, considerar a adição de fases.

Tabela 10 – Cálculo de balanço de massa de um magma intermediário (L_0) do Platô da Ramada, até um magma riolítico (L_f) da Serra de Santa Bárbara. Valores recalculados para 100%.

Óxido	L_0	L_f	Plg	Anf	Aug	Feld	C_{frc}	D_{ob}	D_{cl}	Resíduo
SiO ₂	60.08	72.37	55.66	54.69	51.94	64.72	56.84	12.29	12.10	0.19
TiO ₂	0.62	0.71	0.00	0.51	0.90	0.00	0.24	0.08	0.36	-0.28
Al ₂ O ₃	15.15	14.93	28.07	0.74	3.25	18.29	15.58	-0.22	-0.50	0.28
FeO _{tot}	9.46	4.30	0.57	35.78	8.04	0.17	11.23	-5.16	-5.40	0.24
MnO	0.16	0.01	0.00	0.22	0.17	0.00	0.08	-0.15	-0.06	-0.09
MgO	1.53	0.22	0.09	1.84	15.69	0.00	2.32	-1.31	-1.64	0.32
CaO	5.17	0.19	10.96	0.24	19.60	0.00	6.66	-4.99	-5.04	0.05
Na ₂ O	3.71	3.19	4.26	5.89	0.36	1.01	3.61	-0.51	-0.32	-0.19
K ₂ O	3.49	3.98	0.41	0.09	0.04	15.81	3.45	0.49	0.41	0.08
P ₂ O ₅	0.62	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.53	0.07	-0.60
							Total			0
Soma dos Quadrados dos Resíduos										0.7685
Fases fracionadas (%)			-31.17	-21.91	-8.76	-16.05				
Fases fracionadas*			40.02	28.13	11.25	20.61				
Fases adicionadas*			0	0	0	0				
Fases subtraídas*			40.02	28.13	11.25	20.61				
Total fracionado (%)			77.9							

L_0 : Composição do líquido inicial; L_f : Composição do líquido final; C_{frc} : Composição do fracionado;

D_{ob} : Diferença observada entre magmas; D_{cl} : Diferença calculada entre magmas; *: resultado para 100%.

Magmas com elevados teores de sílica, como os intermediários, e principalmente os ácidos, possuem viscosidade muito altas. Em magmas intermediários essa viscosidade varia de 500 a 10^4 Pa, enquanto em magmas ácidos a viscosidade varia de 10^4 a 10^9 Pa (JERRAM e PETFORD, 2014). Essa característica dos magmas mais evoluídos dificulta o fracionamento de cristais. Em decorrência disso, torna-se duvidoso um fracionamento tão expressivo como o valor encontrado para a formação das rochas ácidas da SSB a partir do fracionamento do magma intermediário como o do PR (tabela 10). Esse resultado pode corroborar a ideia de que as rochas

ácidas da FAV na região da SSB não seriam formadas apenas pelo processo de cristalização fracionada, mas teriam, no mínimo, sofrido influência de contaminação crustal significativa. Por outro lado, a segregação dos cristais do líquido magmático intermediário poderia ter se dado pela ação de fluxo magmático, o qual possibilitaria a separação dessas fases mesmo em magmas mais viscosos e, por conseguinte, a evolução magmática ora proposta.

Para avaliar a qualidade dos resultados encontrados no cálculo do balanço de massa, o programa Petrograph® fornece a soma dos quadrados dos resíduos (SQR). Boas soluções apresentam os menores valores de SQR, de forma que baixos valores (< 2) são normalmente melhores que altos valores (> 5) (STOMER e NICHOLLS, 1978). Os resultados encontrados e demonstrados nas tabelas de 5 a 10 forneceram SQR que se classificam de baixo a médio (entre 0 e 2,9).

7.2 - Elementos-traço – Modelagem dos processos geoquímicos

A seguir são apresentados os resultados obtidos através da modelagem com os elementos-traço. Inicialmente analisou-se o comportamento dos elementos-traço durante o processo de fusão do manto, para caracterizar sua fácies e a que grau esta fusão teria ocorrido para a formação das rochas básicas da FAV. Posteriormente foi analisado o comportamento dos elementos-traço para a formação das rochas ácidas. Os processos avaliados nessa etapa foram a fusão da crosta com a subsequente mistura entre os magmas gerados pela fusão da crosta e do manto, além do processo de cristalização fracionada com e sem contaminação crustal.

7.3.2.1 – Formação das rochas básicas

Dentre os modelos teóricos apresentados para os processos de fusão, optou-se nesta modelagem pelo modelo de fusão dinâmica, por ser entendida como um meio termo entre a fusão em equilíbrio e a fusão fracionada. Já para o processo de cristalização, são considerados os processos de Cristalização Fracionada e Assimilação (AFC) e de Cristalização Fracionada Imperfeita e Cristalização em Equilíbrio (EC-IFC). A escolha desses modelos baseia-se no fato de serem intermediários entre os extremos, de forma que entende-se que ambos os processos para a cristalização podem ocorrer simultaneamente.

A formação das rochas básicas envolve a fusão parcial de um material ultrabásico (manto), gerando um magma básico cuja composição depende do tipo de manto fundido, bem como do grau de fusão. A composição do manto é heterogênea, podendo ser classificado com

relação ao mineral estável naquelas condições de temperatura e de pressão. Condições de menor pressão favorecem a formação do mineral espinélio (espinélio-lherzolito). Já em condições de pressões mais elevadas o mineral estável é a granada (granada-lherzolito). O magma primário pode sofrer diversos processos de diferenciação, como a cristalização fracionada e a contaminação crustal, tornando-se mais evoluído e possibilitando que uma gama composicional de rochas magmáticas seja formada.

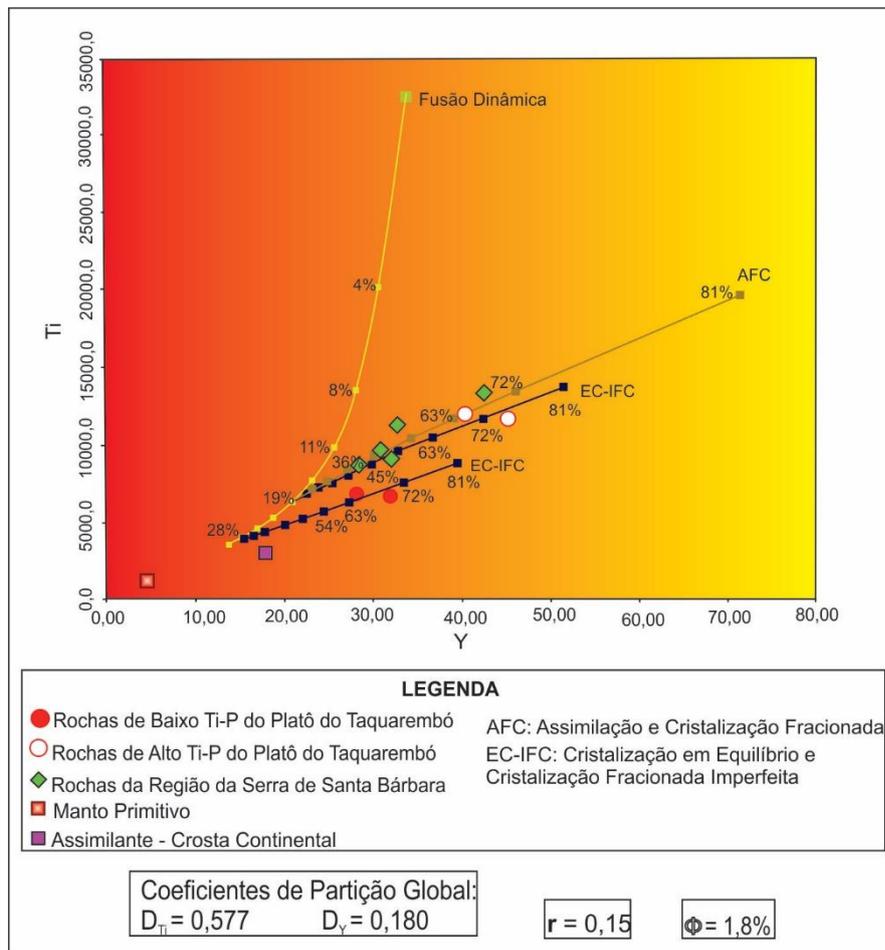
Como material assimilante serão considerados dados geoquímicos do embasamento da Bacia do Camaquã. Este embasamento é constituído de gnaisses dioríticos e tonalítico/trondhjemíticos (HARTMANN *et al.*, 2007). De acordo com Almeida *et al.* (2002; 2005), as rochas ácidas da FAV foram formadas a partir de intensa participação de material crustal, cujo protólito teria sido extraído do manto no Mesoproterozoico. Os dados geoquímicos das rochas do embasamento foram obtidos de Saalman *et al.* (2005).

Através dos diagramas Ti *versus* Y e Ti *versus* Tb representados na figura 15 e 16, respectivamente, torna-se possível verificar os diferentes processos e suas quantificações que foram responsáveis pela formação das rochas básicas da FAV na região da SSB e do PT. Esses resultados sugerem que o magma que formou estas rochas tenha sido gerado a partir da fusão parcial de um manto primitivo com composição semelhante à descrita por Sun e McDonough (1989), condizente com a fácies espinélio-lherzolito (KINZLER, 1997). Os índices apresentados nos nas curvas de cristalização correspondem aos valores de F (fração de magma remanescente) durante todo o processo. Nota-se que os elementos das rochas de alto Ti-P e baixo Ti-P se comportam de forma diferente, indicando que diferentes graus de fusão podem ter ocorrido, como sugere Wildner e Nardi (2002), para as rochas da região do PT. Como são elementos incompatíveis, os elementos Ti e P se concentrariam mais nos magmas oriundos de um baixo grau de fusão parcial em relação aos magmas de mais elevado grau de fusão.

O comportamento dos elementos Ti, Y e Tb indica que as rochas de baixo Ti-P do PT poderiam ter se formado a partir de um magma gerado por aproximadamente 28% de fusão de manto primitivo, seguido de aproximadamente 70% de cristalização fracionada. As rochas do PT de alto Ti-P, bem como as rochas da região da SSB, seriam formadas a partir de um magma gerado a partir de 19% de fusão do mesmo tipo de manto, seguido do processo de cristalização fracionada. Enquanto a formação das rochas básicas de alto Ti-P do PT seria a partir do fracionamento de aproximadamente 70% do magma inicial formado, a formação das rochas básicas da região da SSB seria a partir do fracionamento do magma de 40% a 70%.

Os valores apresentados para a fusão do manto mostram concordância com o sugerido por Elthon e Scarfe (1984), segundo os quais em ambientes extensionais os valores de fusão parcial do manto ocorrem entre 15% e 30%. As curvas dos processos de cristalização representam o fracionamento das fases plagioclásio (40%), piroxênio (38%), feldspato alcalino (14%), magnetita (entre 3% e 5%) e ilmenita (entre 2% e 5%), conforme a petrografia dessas rochas (ALMEIDA *et al.*, 2002; WILDNER e NARDI, 2002).

Figura 15 – Diagrama Ti versus Y com as curvas dos processos AFC e EC-IFC e com as análises das rochas básicas da FAV nas regiões do PT e da SSB.

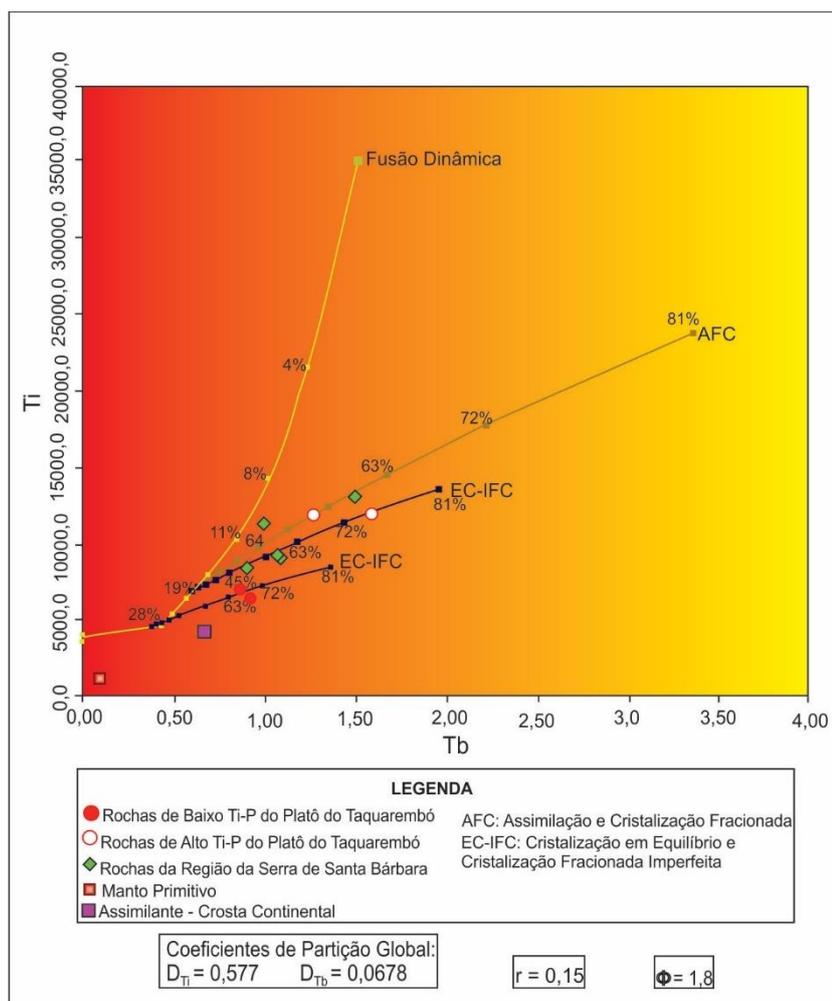


Fonte: elaborada pelo autor a partir dos resultados obtidos com o *software* Petromodeler®. Dados Geoquímicos obtidos de Wildner *et al.* (1999) e Almeida *et al.* (2002).

A curva do processo de fusão corresponde à fusão dinâmica, segundo a qual o material fundido é separado do material sólido após atingir uma porosidade de massa crítica (Φ) para a separação. O valor mais adequado para esta porosidade de massa crítica na modelagem da formação destas rochas foi de 1,8% ($\Phi = 1,8\%$). A curva AFC mostrada nas figuras 15 e 16 representa uma relação entre material assimilado e material cristalização (r) igual à 0,15. Isto

significa que a quantidade de material que é assimilado pelo magma corresponde a aproximadamente 15% do material fracionado deste mesmo magma. O coeficiente de partição global (D) apresentado nas figuras 15 e 16 corresponde ao coeficiente de partição de cada elemento durante o fracionamento de todas as fases descritas.

Figura 16 – Diagrama Ti versus Tb com as curvas dos processos AFC e EC-IFC e com as análises das rochas básicas da FAV nas regiões do PT e da SSB.



Fonte: elaborada pelo autor a partir dos resultados obtidos com o *software* Petromodeler®. Dados Geoquímicos obtidos de Wildner *et al.* (1999) e Almeida *et al.* (2002).

O comportamento das curvas de cristalização fracionada (AFC e EC-IFC) sugere que ambos os processos podem ter operado após a fusão do manto, resultando na diferenciação inicial do magma primário e consequente formação dessas rochas básicas da FAV na região do Platô do Taquarembó e da Serra de Santa Bárbara.

A concentração dos demais elementos-traço, obtida a partir das condições citadas, é dada na tabela 11.

Tabela 11 – Concentração dos elementos-traço no magma resultante da fusão parcial do manto, o qual foi submetido ao fracionamento dos minerais plagioclásio, piroxênio, feldspato e em menor proporção, magnetita e ilmenita, através do processo AFC, com um valor de $r = 0,15$.

Elemento- traço	F (Fração de magma remanescente)									
	100%	91%	82%	73%	64%	55%	46%	37%	28%	19%
Cs	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4	0,6
Rb	2,5	2,8	3,2	3,6	4,2	4,9	5,9	7,3	9,6	14,0
Ba	28,0	32,2	37,3	43,6	51,4	61,5	75,2	94,9	125,8	182,5
Sr	84,4	87,8	91,5	95,7	100,5	106,0	112,6	120,7	131,2	146,1
Th	0,3	0,4	0,4	0,5	0,6	0,7	0,9	1,1	1,5	2,3
U	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,4	0,6
Zr	44,8	49,7	55,7	63,1	72,5	84,7	101,5	126,0	165,4	239,7
Y	17,4	19,0	21,0	23,3	26,3	30,0	35,1	42,4	53,7	74,3
Nb	2,8	3,2	3,6	4,0	4,6	5,4	6,5	8,0	10,4	14,9
La	2,7	3,1	3,5	4,1	4,7	5,6	6,8	8,4	11,0	15,8
Ce	7,1	8,0	9,0	10,3	12,0	14,1	17,0	21,1	27,5	39,4
Pr	1,1	1,2	1,4	1,6	1,8	2,2	2,6	3,2	4,2	6,1
Nd	5,4	6,0	6,8	7,7	8,8	10,3	12,2	15,1	19,6	27,8
Sm	1,8	2,0	2,2	2,4	2,8	3,2	3,8	4,6	5,9	8,2
Eu	0,7	0,7	0,8	0,8	0,9	1,0	1,2	1,3	1,6	2,0
Gd	2,4	2,6	2,9	3,3	3,7	4,3	5,0	6,1	7,9	11,1
Tb	0,4	0,5	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,1	1,4	1,9
Dy	2,9	3,2	3,6	4,0	4,5	5,2	6,1	7,5	9,6	13,4
Ho	0,7	0,7	0,8	0,9	1,0	1,2	1,4	1,7	2,1	3,0
Er	1,9	2,1	2,3	2,6	3,0	3,4	4,0	4,9	6,3	8,8
Tm	0,3	0,3	0,4	0,4	0,5	0,5	0,6	0,7	0,9	1,3
Yb	2,0	2,2	2,4	2,7	3,0	3,4	4,0	4,9	6,3	8,7
Lu	0,3	0,3	0,4	0,4	0,5	0,5	0,6	0,8	1,0	1,4

Fonte: elaborada pelo autor através dos resultados gerados pelo *software* Petromodeler[®].

7.3.2.2 - Formação das rochas ácidas da FAV

Existem muitos debates em torno da gênese e evolução do vulcanismo bimodal. Entre os aspectos discutidos desses eventos vulcânicos incluem: i) se a formação das rochas ácidas se dá de forma independente das rochas básicas ou se é através da cristalização fracionada do magma básico; ii) a ausência ou escassez das rochas intermediárias e iii) o predomínio das rochas ácidas sobre as rochas básicas (GASPARON *et al.*, 1993; PECCERILLO *et al.*, 2003;

PECCERILLO *et al.*, 2007). É muito discutido também que a formação de rochas ácidas através do processo de cristalização fracionada do magma básico suscita a ideia de existência de quantidades muito superiores de rochas básicas, bem como da presença de cumulos que seriam gerados pelo fracionamento dos cristais. Entretanto, no registro geológico muitas vezes não se visualiza essa abundância de rochas básicas, ou mesmo a presença desses cumulos. Uma possível resolução desse problema poderia resultar da investigação do substrato rochoso em profundidades mais elevadas, nos locais de ocorrência dessas rochas, por meio de ferramentas geofísicas, visando identificar a possível ocorrência desses corpos rochosos (PECCERILLO *et al.*, 2007).

Em relação às rochas da FAV diferentes ideias são apresentadas, sendo predominante a ideia de que a evolução magmática teria se dado principalmente pela cristalização fracionada, com pouca participação de material crustal (SOMMER *et al.*, 1999; WILDNER *et al.*, 1999; WILDNER e NARDI 2002; MATTÉ *et al.*, 2012). Outra linha de pensamento sugere que as rochas ácidas da FAV teriam se formado a partir da mistura de magmas de composições diferentes, sendo um gerado no manto e o outro na crosta (ZERFASS *et al.*, 2000; ALMEIDA *et al.*, 2002; ALMEIDA *et al.*, 2005).

Através de estudos de isótopos de Sr e Nd, bem como dos elementos Ba e Th, Almeida *et al.* (2005) sugerem que o manto a partir do qual teria sido gerado o magma responsável pela formação das rochas básicas da FAV na região da SSB tenha sido previamente contaminado em 20% a 30% por rochas neoproterozoicas (quartzitos feldspáticos) durante o processo de subducção. Os valores negativos de ϵ_{Nd} para as rochas ácidas e inferiores aos das rochas básicas são considerados como sendo o resultado da sua origem a partir da fusão crustal ou da mistura entre um magma máfico (do manto) com componentes de origem crustal.

As rochas básicas da FAV na região da SSB apresentam valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$ variando de 0,707 a 0,731, com uma razão inicial ($^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$) variando de 0,706 a 0,711. Os valores de ϵ_{Nd} descritos para essas rochas variam de -9,34 a -16,66, com os valores em “t” ($\epsilon_{Nd(t)}$) entre -2,97 e -10,31. Os tufos ácidos desta mesma formação apresentam valores de $^{87}Sr/^{86}Sr$ variando de 0,745 a 0,771 e valores iniciais de 0,701 a 0,713. Nestas rochas os valores de ϵ_{Nd} encontram-se entre -11,93 e -16,44, com valores em “t” entre -7,2 a -9,8. Os maiores valores desses índices são encontrados nos fluxos riolíticos, que apresentam para a razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ os valores medidos variando de 0,771 a 0,939 e iniciais de 0,701 a 0,721. Já os valores de ϵ_{Nd} para os riolitos

variam de -7,14 a -16,25, com os valores iniciais variando de -5,69 a -8,80. Esses valores de razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ e de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ das rochas da FAV são semelhantes aos de rochas neoproterozoicas derivadas do manto encontradas no ESrg, representadas pelo Complexo Cambaí (BABINSKI *et al.*, 1996; ALMEIDA *et al.*, 2005; SAALMANN *et al.*, 2005). Este complexo inclui gnaisses de composição monzogranítica, granodiorítica, diorítica, tonalítica e trondhjemítica, que possuem razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ e valores de $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ que sugerem uma fonte juvenil neoproterozoica para a geração destas rochas, em um ambiente de arco de ilhas (CHEMALE JR., 2000).

Nesta etapa da modelagem da formação das rochas ácidas foram realizados testes para os processos de mistura entre magmas básicos e ácidos e de cristalização fracionada com e sem assimilação crustal. Nesses testes foi analisado o comportamento dos elementos-traço dessas rochas da FAV, o qual forneceu uma compreensão da possível ocorrência de cada um desses processos.

7.3.2.2.1 – Processo de mistura de magmas

Para analisar o comportamento dos elementos-traço das rochas ácidas da FAV em relação ao processo de mistura de magmas do manto e da crosta, são inicialmente realizados testes que simulam a fusão da crosta. O magma mantélico é representado pelas rochas básicas da FAV da SSB, enquanto que o magma crustal é considerado como sendo aquele resultante da fusão das rochas do Complexo Cambaí. Foram consideradas duas diferentes composições de rochas metatonalíticas, obtidas de Saalman *et al.* (2005). Estas duas análises de rochas mostram valores muito distintos para os elementos-traço, o que justifica a necessidade de avaliar a fusão de ambas. Para efeito de diferenciação entre as duas composições, são considerados o metatonalito de baixa razão La/Y (0,47) e o metatonalito de alta razão La/Y (2,7).

As concentrações de alguns elementos-traço no magma resultante da fusão parcial da crosta são apresentadas nas tabelas 12 e 13. Foram obtidas composições de magmas para diferentes graus de fusão parcial da crosta, os quais variaram de 1% a 19%. Estas composições foram obtidas a partir do modelo de fusão dinâmica não modal, empregando uma porosidade de massa crítica para a separação igual a 1,8 ($\phi = 1,8$), correspondente à composição do líquido acumulado. Pode-se notar que a maioria dos elementos mostra um aumento na sua concentração com o aumento do grau de fusão parcial. Entretanto, elementos como Sc, Cr, Ni e Co, que

possuem maior afinidade com rochas básicas, mostram uma redução da concentração no magma com o aumento do grau de fusão parcial.

A partir destas composições de magma, representantes da fusão da crosta metatonalítica, foi analisado o comportamento dos elementos-traço das rochas ácidas da FAV em relação à curva que representa a mistura dos magmas oriundos do manto (termos básicos da FAV) com os magmas de origem crustal (fusão dos metatonalitos). Diversos elementos demonstram um comportamento que se ajusta à curva de mistura entre os magmas. Dentre esses elementos, são apresentados os diagramas Th/Rb *versus* Rb/Nb e Pb *versus* Y/Nb, respectivamente figura 16 e 17. De acordo com os resultados obtidos, pode-se considerar que a fusão de ambas as rochas consideradas (alto La/Y e baixo La/Y) forneceriam magmas capazes de se misturarem com o magma básico da FAV e formar as rochas ácidas da FAV. Entretanto, os elementos-traço se adequam melhor à curva do processo de mistura do magma básico da FAV com o magma oriundo da fusão do metatonalito de baixo La/Y. A concentração desses elementos no magma resultante da mistura entre o magma básico e o magma oriundo da fusão de 1% da crosta, é dada na tabela 14.

Para ambas as composições de magmas resultantes das fusões da crosta, a razão La/Y é herdada do protólito. Entretanto, nota-se que independentemente do valor inicial da razão La/Y, o progressivo aumento do grau de fusão da crosta provoca o aumento considerável do valor dessa razão. Esse comportamento pode ser verificado nas tabelas 12 e 13. Na tabela 12, percebe-se que apesar dessa razão inicial ser de 0,46, chega a 1,43 no magma resultante de 19% da fusão crustal.

O comportamento desses elementos-traço pode ser entendido de acordo com os seus respectivos coeficientes de partição para os minerais presentes no protólito. Em rochas básicas os valores de Kd do Y para o anfibólio, por exemplo, podem assumir valores 5 vezes maiores que o do La. Para os minerais piroxênio e granada, os Kds do Y podem chegar a valores de 10 a 100 vezes maiores que os do La para esses mesmos minerais (FOLEY *et al.*, 1996; FUJIMAKI *et al.*, 1984; MATSUI *et al.*, 1977; MCKENZIE e O'NIONS, 1991; ROLLINSON, 1993). Dessa forma, a fusão parcial da crosta resultaria em um sólido residual rico em piroxênio e possivelmente contendo granada, os quais seriam responsáveis por reter tanto Y como ETRs pesados, diminuindo a concentração desses elementos no líquido e aumentando a razão La/Y do líquido resultante.

Tabela 12 – Composição de alguns elementos-traço no magma resultante de diferentes graus de fusão parcial de crosta metatonalítica neoproterozoica de baixo La/Y.

Elem.	Crosta	Porcentagem de fusão da crosta							
	baixo La/Y	1%	4%	6%	9%	11%	14%	16%	19%
Rb	40,0	181,0	204,6	235,2	276,5	335,0	423,4	567,4	823,5
Ba	471,4	2133,4	2411,2	2772,0	3950,5	4997,7	4997,7	6717,9	9823,2
Sr	266,0	1203,5	1359,4	3259,0	1825,2	6717,9	2685,0	3396,2	4425,0
Pb	7,7	34,8	39,3	45,2	53,1	64,4	81,5	109,7	161,1
Th	3,0	13,0	14,4	16,0	17,9	20,1	22,8	26,1	29,9
Zr	196,1	886,1	998,6	1140,5	1322,0	1557,2	1864,8	2270,3	2807,3
Hf	4,8	21,5	23,9	26,8	30,2	34,2	38,9	44,3	50,5
Y	31,6	128,2	137,3	146,8	156,8	167,2	178,1	189,5	201,2
Nb	2,1	9,3	10,4	11,7	13,4	15,4	18,0	21,3	25,4
Sc	15,3	14,9	14,6	14,3	14,0	13,7	13,5	13,3	13,1
Cr	42,0	8,0	7,4	6,9	6,5	6,1	5,8	5,6	5,3
Ni	8,0	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
Co	13,0	3,1	3,1	3,1	3,1	3,1	3,1	3,1	3,1
V	51,0	62,8	62,8	62,7	62,7	62,7	62,7	62,6	62,6
La	15,0	67,9	76,7	88,2	103,6	125,2	157,2	206,9	288,6
Ce	33,0	149,3	168,7	193,8	227,2	273,2	338,7	434,8	579,5
Nd	15,9	71,9	81,1	92,8	107,8	127,3	152,8	186,3	230,3
Sm	3,8	16,9	19,0	21,5	24,5	28,2	32,6	37,8	43,9
Tb	1,0	4,5	5,0	5,6	6,3	7,1	8,0	9,0	10,1
Yb	4,0	17,9	19,9	22,2	24,9	28,0	31,6	35,7	40,2
La/Y	0,46	0,53	0,56	0,60	0,66	0,749	0,88	1,09	1,43

Fonte: elaborada pelo autor. Obtido através do software Petromodeler® a partir dos dados obtidos de Saalman *et al.* (2005).

Os diagramas apresentados nas figuras 16 e 17 sugerem que as rochas ácidas da FAV poderiam ter se formado após o magma básico oriundo da fusão do manto ter se misturado com um magma de origem crustal. De acordo com a curva de mistura entre os magmas, a fusão da crosta poderia ter ocorrido entre 1% e 6%.

Tabela 13 – Composição de alguns elementos-traço no magma resultante de diferentes graus de fusão parcial da crosta metatonalítica neoproterozoica de alto La/Y.

Elem.	Crosta alto La/Y	Porcentagem de fusão da Crosta							
		1%	4%	6%	9%	11%	14%	16%	19%
Ba	854,0	3864,6	4367,8	5021,3	5903,7	7156,1	9053,2	12169,2	17794,4
Sr	938,0	4243,9	4793,8	5501,3	6436,1	7704,2	9468,2	11976,2	15603,9
Pb	20,0	90,5	102,3	117,6	138,3	167,6	212,2	285,8	419,5
Th	3,8	16,5	18,2	20,2	22,6	25,5	28,9	33,0	37,9
U	2,0	8,9	10,0	11,3	12,9	14,9	17,5	20,7	24,9
Zr	69,0	311,7	351,3	401,2	465,1	547,8	656,0	798,7	987,6
Hf	4,8	21,5	23,9	26,8	30,2	34,2	38,9	44,3	50,5
Y	15,0	60,9	65,2	69,8	74,5	79,5	84,7	90,0	95,6
Nb	17,0	75,8	84,8	95,7	109,3	126,1	147,2	173,9	207,9
Sc	13,5	13,2	12,9	12,6	12,4	12,1	11,9	11,7	11,5
Cr	64,0	12,2	11,2	10,5	9,8	9,3	8,9	8,5	8,1
Ni	45,0	2,5	2,5	2,5	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4
V	126,0	155,2	155,1	155,0	154,9	154,9	154,8	154,8	154,7
La	40,0	181,0	204,6	235,1	276,2	333,9	419,1	551,7	769,5
Ce	82,0	371,1	419,3	481,6	564,6	678,9	841,6	1080,4	1439,9
Nd	33,0	149,2	168,4	192,6	223,8	264,3	317,2	386,8	478,3
Sm	7,0	31,6	35,4	40,1	45,8	52,6	60,8	70,5	82,0
Tb	1,0	4,5	5,0	5,6	6,3	7,1	8,0	9,0	10,1
Yb	1,0	4,5	5,0	5,6	6,2	7,0	7,9	8,9	10,1
La/Y	2,67	2,97	3,13	3,37	3,71	4,20	4,95	6,13	8,04

Fonte: elaborada pelo autor. Obtido através do software Petromodeler® a partir dos dados obtidos de Saalman *et al.* (2005).

Os resultados obtidos e demonstrados nas figuras 17 e 18 poderiam corroborar com as ideias sugeridas em trabalhos anteriormente realizados na região da SSB, que consideram que as rochas ácidas da FAV seriam o resultado da mistura de um magma básico oriundo do manto com um magma gerado pela fusão da crosta (ZERFASS *et al.*, 2000; ALMEIDA *et al.*, 2000; ALMEIDA *et al.*, 2005).

Tabela 14 – Concentração dos elementos-traço no magma resultante da mistura entre os magmas gerados pela fusão do manto (C1: amostra SSB3) e pela fusão de 1% do metatonalito (C2: baixo La/Y).

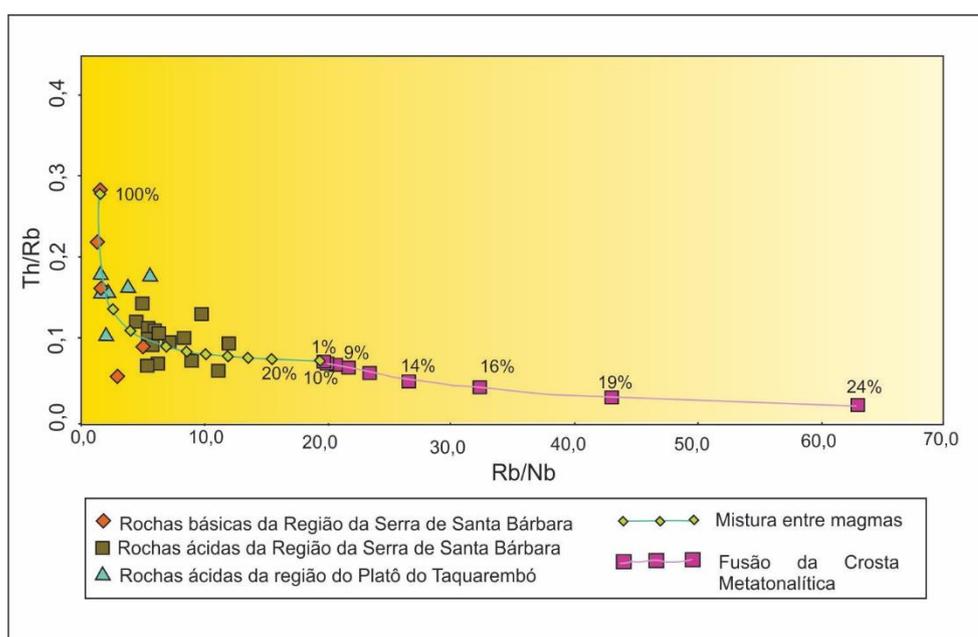
Elem.	C1	C2	Taxa de mistura entre os magmas de origem crustal e mantélica									
			100%	90%	80%	70%	60%	50%	40%	30%	20%	10%
Rb	12,1	181,0	12,1	29,0	45,9	62,8	79,7	96,6	113,4	130,3	147,2	164,1
Ba	240,0	2133,4	240,0	429,3	618,7	808,0	997,4	1186,7	1376,0	156,4	1754,7	1944,1
Sr	519,0	1203,5	519,0	587,5	655,9	724,4	792,8	861,3	929,7	998,2	1066,6	1135,1
Pb	9,0	34,8	9,0	11,6	14,2	16,7	19,3	21,9	24,5	27,0	29,6	32,2
Th	3,5	13,0	3,5	4,4	5,4	6,3	7,3	8,2	9,2	10,1	11,1	12,0
Zr	207,1	886,1	207,1	275,0	342,9	410,8	478,7	546,6	614,5	682,4	750,3	818,2
Hf	5,0	21,5	5,0	6,6	8,3	9,9	11,6	13,2	14,9	16,5	18,2	19,8
Y	31,0	128,2	31,0	40,7	50,4	60,2	69,9	79,6	89,3	99,1	108,8	118,5
Nb	9,6	9,3	9,6	9,6	9,5	9,5	9,5	9,4	9,4	9,4	9,3	9,3
Sc	22,0	14,9	22,0	21,3	20,6	19,9	19,2	18,5	17,8	17,0	16,3	15,6
Cr	110,0	8,0	110,0	99,8	89,6	79,4	69,2	59,0	48,8	38,6	28,4	18,2
Ni	83,0	0,4	83,0	74,7	66,5	58,2	50,0	41,7	33,5	25,2	17,0	8,7
Co	33,7	3,1	33,7	30,6	27,6	24,5	21,5	18,4	15,4	12,3	9,2	6,2
V	152,0	62,8	152,0	143,1	134,2	125,2	116,3	107,4	98,5	89,6	80,6	71,7
La	25,1	67,9	25,1	29,4	33,7	37,9	42,2	46,5	50,8	55,0	59,3	63,6
Ce	52,2	149,3	52,2	61,9	71,6	81,3	91,1	100,8	110,5	120,2	129,9	139,6
Nd	26,5	71,9	26,5	31,0	35,6	40,1	44,6	49,2	53,7	58,3	62,8	67,3
Sm	6,0	16,9	6,0	7,1	8,2	9,3	10,4	11,5	12,5	13,6	14,7	15,8
Tb	1,1	4,5	1,1	1,4	1,8	2,1	2,5	2,8	3,1	3,5	3,8	4,1
Yb	3,2	17,9	3,2	4,7	6,1	7,6	9,1	10,5	12,0	13,5	14,9	16,4

Fonte: elaborada pelo autor a partir dos dados obtidos pelo programa Petromodeler®. Dados geoquímicos obtidos de Almeida *et al.* (2002) e Saalman *et al.* (2005).

Nos diagramas apresentados nas figuras 17 e 18, além das rochas ácidas da FAV da região da SSB, são posicionadas também as rochas correspondentes à região do PT. Pode-se perceber que, assim como as rochas da região da SSB, as rochas da região do PT se ajustam bem à curva de mistura entre os dois magmas. Esse comportamento dos elementos-traço pode sugerir o envolvimento de material crustal no magma que teria formado as rochas ácidas da FAV. Entretanto, a maioria dos pesquisadores não considera a mistura de magmas como sendo o principal mecanismo de diferenciação magmática da FAV. Ao invés disso, sugerem que a cristalização fracionada tenha tido uma grande importância para a formação dessas rochas

(SOMMER *et al.*, 1999; WILDNER *et al.*, 1999; WILDNER e NARDI 2002; MATTÉ *et al.*, 2012).

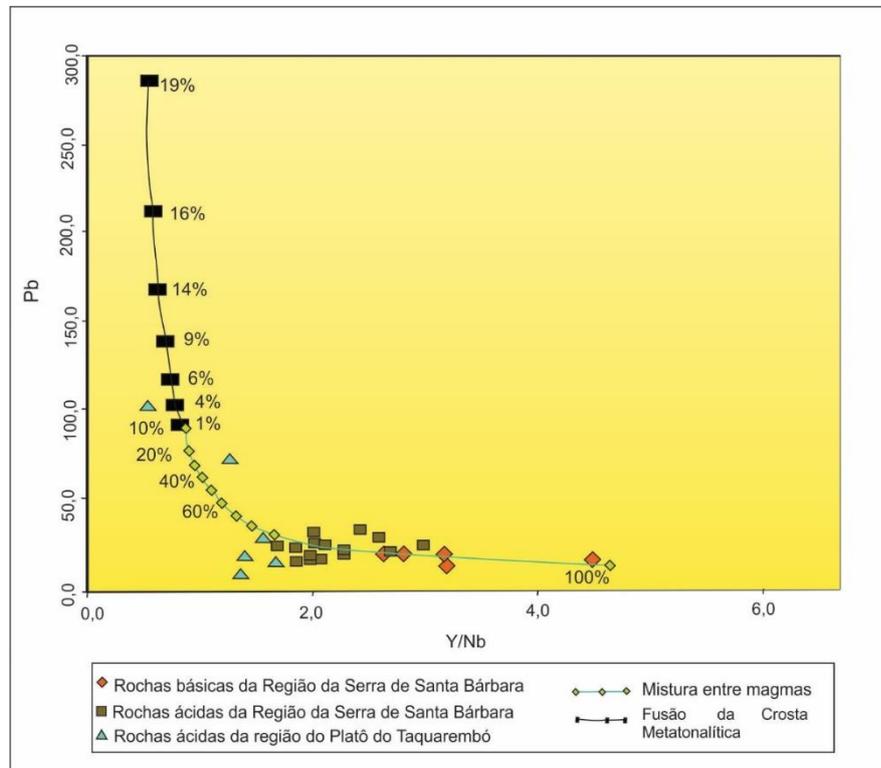
Figura 17 – Diagrama Th/Rb *versus* Rb/Nb mostrando a curva de fusão da crosta metatonalítica de baixo La/Y e a curva de mistura entre os magmas do manto (termos básicos da FAV) e os da crosta metatonalítica fundida. O comportamento dos elementos das rochas ácidas da FAV se ajusta ao sugerido pela curva do processo de mistura entre os magmas.



Fonte: elaborada pelo autor a partir dos dados obtidos pelo programa Petromodeler®. Dados geoquímicos obtidos de Wildner *et al.* (1999), Almeida *et al.* (2002) e Saalman *et al.* (2005).

Apesar de as rochas ácidas da FAV se posicionarem junto à curva de mistura de magmas, os resultados do cálculo de balanço de massa também corroboram com a ideia de cristalização fracionada como sendo o principal mecanismo de diferenciação magmática da FAV na região do PT (tabelas de 5 a 9). Desta forma, torna-se necessário a análise do comportamento dos elementos-traço das rochas ácidas da FAV em relação à curva de cristalização fracionada.

Figura 18 – Diagrama Th/Rb *versus* Rb/Nb mostrando a curva de fusão da crosta metatonalítica de alto La/Y e a curva de mistura entre os magmas do manto (termos básicos da FAV) e os da crosta metatonalítica fundida. O comportamento dos elementos das rochas ácidas da FAV se ajusta ao sugerido pela curva do processo de mistura entre os magmas.



Fonte: elaborada pelo autor a partir dos dados obtidos pelo programa Petromodeler®. Dados geoquímicos obtidos de Wildner *et al.* (1999), Almeida *et al.* (2002) e Saalman *et al.* (2005).

7.3.2.2.2 – Processo de fracionamento de cristais do magma

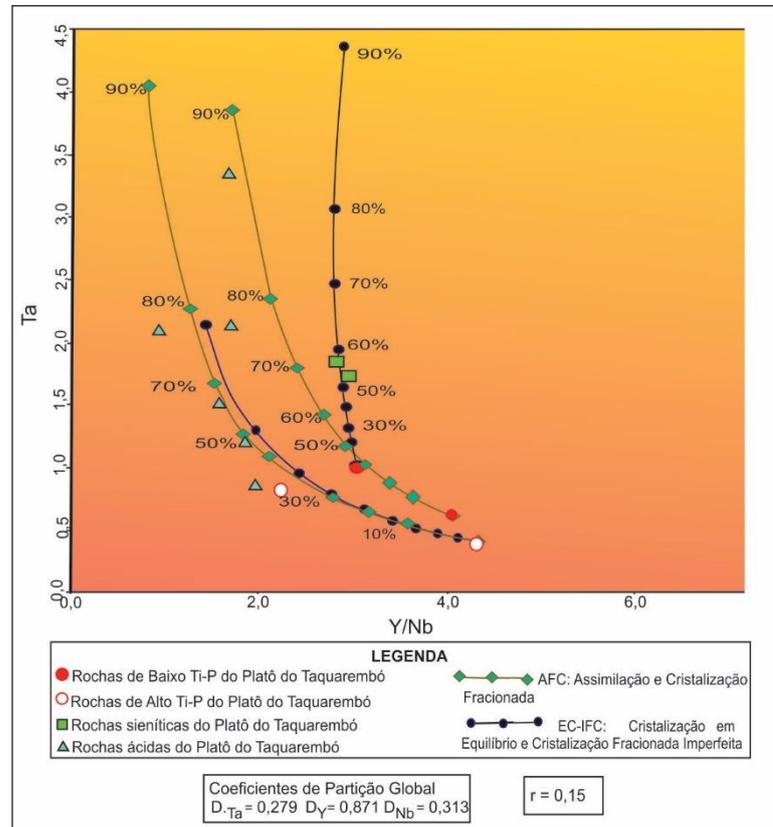
A modelagem da formação das rochas ácidas da FAV através do processo de cristalização fracionada foi realizada considerando os modelos de Cristalização em Equilíbrio e Cristalização Fracionada Imperfeita (EC-IFC) e de Assimilação e Cristalização Fracionada (AFC). As fases fracionadas foram principalmente plagioclásio (~40%) e piroxênio (~30%) e, em menor proporção, feldspato alcalino (~12%), anfibólio (~10%), magnetita (5%) e ilmenita (3%). Como material assimilante foi considerada a crosta metatonalítica descrita por Saalman *et al.* (2005). Com o objetivo de ajustar as curvas de cristalização às análises, foram testados diferentes valores de coeficiente de partição (Kd), referentes aos magmas básicos, intermediários e ácidos. Entretanto, aqueles que melhor permitiram a modelagem referem-se aos Kd do magma de composição intermediária (FOLEY *et al.*, 1996; FUJIMAKI *et al.*, 1984; MATSUI *et al.*, 1977; MCKENZIE e O'NIONS, 1991; ROLLINSON, 1993).

Os elementos cujos comportamentos foram analisados são elementos imóveis dos quais as concentrações não são alteradas por processos intempéricos. Desses elementos, considerou-se aqueles que pudessem representar melhor os processos que se propõem analisar, a saber, a cristalização fracionada e a assimilação. A falta de dados de K_d para alguns elementos nas fases fracionadas impediu que o comportamento destes, fosse analisado na modelagem. Dentre esses elementos encontram-se Sc, W, P, Zn, Cu, Ga e Pr.

Na região do PT, diferentes elementos demonstram comportamentos distintos, o que acarreta em pelo menos duas possibilidades de evolução magmática da FAV nessa região. Numa primeira análise, os elementos sugerem dois *trend* de evolução magmática, como pode ser visualizado no diagrama Ta *versus* Y/Nb apresentado na figura 19. De acordo com as curvas dos modelos demonstrados nesse diagrama, o fracionamento de cristais do magma de alto Ti-P (amostra PT1), teria resultado na formação dos magmas mais ácidos (fluxo comendítico, fluxo riolítico e intrusão quartzo monzonítica). Já o fracionamento dos cristais a partir do magma de baixo Ti-P (amostra PT3), resultaria na formação do magma de composição sienítica. Entretanto, em diagramas de alguns elementos como Ta *versus* U e Ta *versus* Th essa distinção não é tão clara, sendo mais facilmente modelado através de um único processo de cristalização fracionada a partir do magma de alto ou baixo Ti-P. Os resultados do balanço de massa suportariam a ideia de formação de ambas as rochas a partir da evolução de um único magma, mas não exclui a possibilidade de evolução dos dois tipos de magma básico (alto e baixo Ti-P) de forma independente, sendo ambos responsáveis por formar as rochas mais evoluídas da FAV no PT (tabelas de 5 a 9). Contudo, o comportamento da maior parte dos elementos-traço sugere a ocorrência de dois *trends* evolutivos. Dentre esses elementos inclui-se Ta, Y, Nb, Ti, K, Hf e ETRs.

De acordo com os resultados apresentados na figura 19, as rochas sieníticas poderiam ter se formado após o fracionamento de aproximadamente 50% do magma básico de baixo Ti-P. Já as rochas mais evoluídas da FAV na região do PT seriam o resultado do fracionamento de fases do magma de alto Ti-P. Esse fracionamento seria de 45% à 75% através do modelo AFC, ou de 80% a 90% através do modelo EC-IFC.

Figura 19 – Diagrama Ta versus Y/Nb, mostrando o comportamento das curvas de cristalização (AFC e EC-IFC). As análises da FAV sugerem diferentes *trends* de evolução magmática para a formação das rochas mais evoluídas da região do PT.



Fonte: elaborado pelo autor através dos resultados obtidos com o *software* Petromodeler®. Dados geoquímicos obtidos de Wildner *et al.* (1999).

Na tabela 6, os resultados do balanço de massa sugerem que o magma sienítico tenha se formado a partir do fracionamento de 46% do magma básico de baixo Ti-P, corroborando o resultado encontrado para a modelagem com os elementos-traço. As fases fracionadas no balanço de massa são predominantemente plagioclásio e piroxênio, semelhante ao fracionado na modelagem dos elementos-traço.

Para a modelagem da formação das rochas ácidas da FAV da região da SSB foi considerado como composição inicial uma amostra contendo 47% de SiO₂ (SSB3), a qual representa uma amostra de composição média entre as rochas básicas da FAV da região da SSB. Nessa modelagem foi considerado o fracionamento das mesmas fases supracitadas. Da mesma forma que para o PT, os valores de Kd que melhor permitiram a modelagem da formação das rochas foram os representados pelo magma intermediário (FOLEY *et al.*, 1996; FUJIMAKI *et al.*, 1984; MATSUI *et al.*, 1977; MCKENZIE e O'NIONS, 1991; ROLLINSON, 1993).

Muitos elementos tiveram seus comportamentos facilmente descritos pelas curvas dos processos EC-IFC e AFC. Dentre esses elementos inclui-se Yb, Y, Th, Nb e Ta, os quais são apresentados nas figuras 20 e 21. Pode-se notar que, tanto no diagrama Yb/Y *versus* Th (figura 20) quanto no diagrama Nb/Y *versus* Ta (figura 21), o magma ácido é obtido partindo-se do magma básico através do processo de cristalização fracionada. De acordo com a curva AFC, o magma ácido teria se formado a partir do fracionamento de aproximadamente 80% do magma básico. Nesse processo, a relação entre material assimilado e material cristalizado (r) é de 0,15, ou seja, a quantidade de material assimilado é 15% da quantidade de material cristalizado. Já de acordo com o modelo de cristalização EC-IFC, aproximadamente 85% do magma básico deveria ser fracionado nas fases citadas para a formação do magma mais evoluído, o qual teria dado origem às rochas ácidas da FAV da região da SSB.

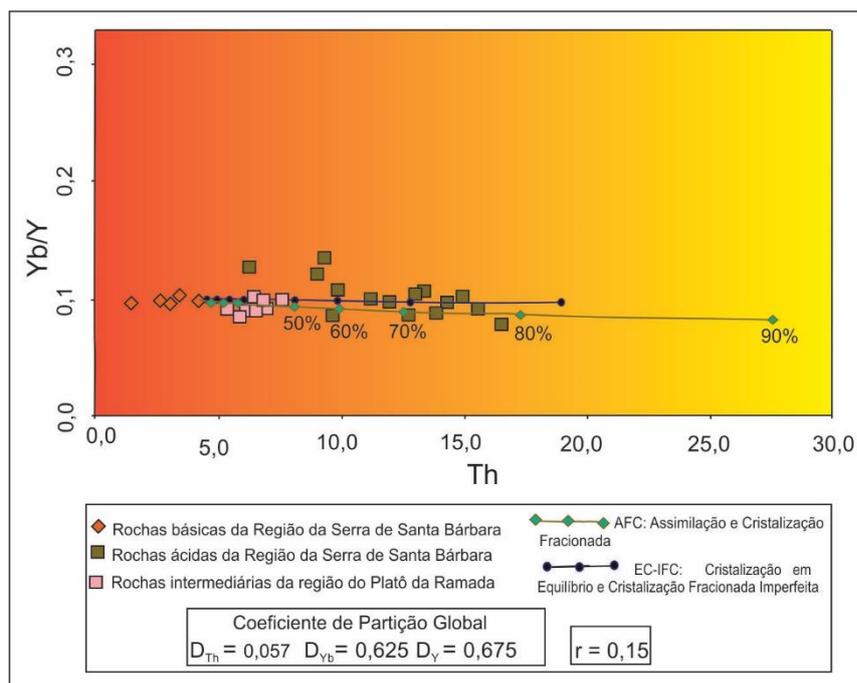
Esses resultados permitem sua comparação com as rochas ácidas e básicas do rifte da Etiópia, na África. Ao modelar a formação dessas rochas ácidas, Peccerillo *et al.* (2003) sugerem que o magma riolítico teria se formado a partir do fracionamento de aproximadamente 90% do total de massa de um magma básico. As fases fracionadas incluiriam plagioclásio, olivina, piroxênio, Ti-magnetita, apatita e adicionalmente grandes quantidades de feldspato poderiam ter sido fracionado, reduzindo a quantidade de piroxênio.

Uma limitação para a modelagem dos processos de cristalização fracionada consiste na determinação de valores de coeficiente de partição que permitam adequar as curvas dos processos às análises. Nesses processos deve-se assumir que o K_d permanece constante ao longo de todo o processo, o que dificilmente acontece, já que a composição do magma modifica constantemente à medida que as fases são fracionadas. Nessa modelagem, assumiu-se o K_d correspondente a um magma intermediário. Entretanto, valores maiores ou menores podem ter ocorrido ao longo do espectro de diferenciação magmática.

As discussões a respeito da geração de magma ácido a partir do fracionamento do magma básico em associações bimodais deve-se à ausência de termos intermediários que teriam sido gerados devido ao fracionamento das fases máficas. Nesse sentido, foram introduzidas nessa modelagem as análises de composições intermediárias da FAV da região do PR (MATTÉ *et al.*, 2012), visando observar como tais composições de magma se comportariam no espectro de diferenciação magmática. Nos diagramas representados nas figuras 20 e 21 pode-se notar

que o magma intermediário se posiciona exatamente entre o magma básico e ácido ao longo do espectro de diferenciação descrito pelos modelos de cristalização fracionada.

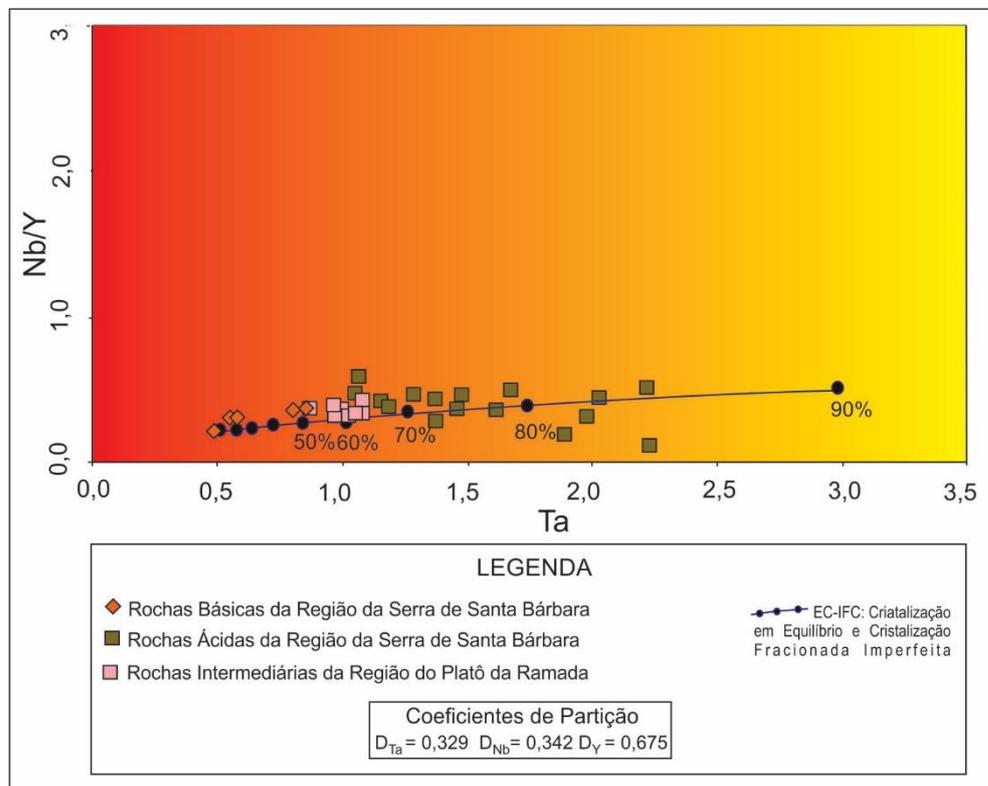
Figura 20 – Diagrama Yb/Y versus Th mostrando as curvas de cristalização fracionada EC-IFC e AFC, as quais descrevem o comportamento dos elementos-traço das rochas ácidas e intermediárias da FAV da região da SSB e do PR.



Fonte: elaborada pelo autor a partir dos dados obtidos pelo programa Petromodeler®. Dados geoquímicos obtidos de Wildner *et al.* (1999), Almeida *et al.* (2002) e Matté *et al.* (2012).

De acordo com esses diagramas, a formação do magma de composição intermediária teria se dado após o fracionamento de 50% a 60% do magma básico. Estes valores condizem com aqueles encontrados por Matté *et al.* (2012) na modelagem de formação dessas rochas intermediárias a partir das rochas básicas da região do Platô da Ramada. De acordo com a modelagem supracitada, seriam fracionadas as fases plagioclásio, olivina, clinopiroxênio e Ti-magnetita. Entretanto, nas rochas básicas da FAV no PT e na SSB não ocorre olivina (WILDNER *et al.*, 1999; ALMEIDA *et al.*, 2002), não sendo, portanto, considerada como fase fracionada nesta modelagem.

Figura 21 – Diagrama Nb/Y *versus* Ta mostrando a curva do processo de cristalização fracionada EC-IFC, segundo o qual as rochas ácidas da região da SSB poderiam ter se formado após o fracionamento de aproximadamente 85% de um magma básico. De acordo com este processo, as rochas intermediárias teriam se formado após aproximadamente 55% de cristalização fracionada do magma inicial.



Fonte: elaborada pelo autor a partir dos dados obtidos pelo programa Petromodeler®. Dados geoquímicos obtidos de Wildner *et al.* (1999), Almeida *et al.* (2002) e Matté *et al.* (2012).

8 – DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Apesar da ausência de rochas com teores de sílica entre 54% e 67% pertencentes à FAV na região da SSB (ALMEIDA *et al.*, 2002), os resultados obtidos e demonstrados pelas curvas nos diagramas Yb/Y *versus* Th e Nb/Y *versus* Ta sugerem que o processo de cristalização fracionada pode ter tido uma importância significativa para a formação das rochas ácidas da FAV. Ao longo desse processo poderia ter formado um magma intermediário com a composição semelhante ao descrito por Matté *et al.* (2012) na região do PR.

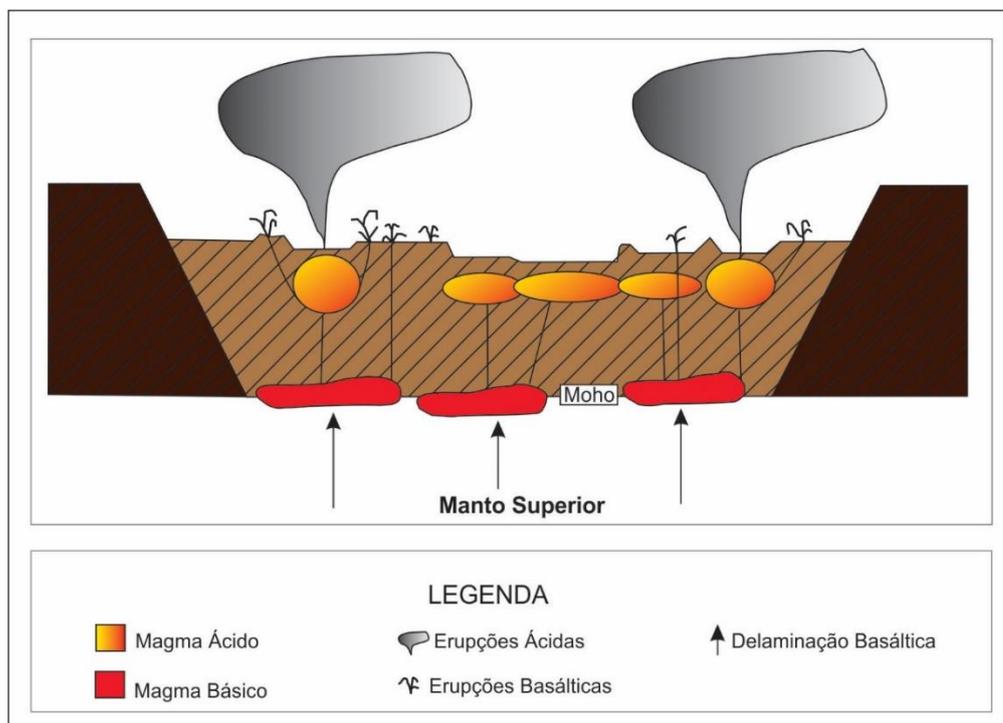
Peccerillo *et al.* (2003, 2007) sugerem que a formação de magmas ácidos pelo processo de cristalização fracionada de um magma básico em ambientes extensionais não requer necessariamente a formação de um magma intermediário. De acordo com aqueles autores, a formação de um magma intermediário ocorre em um intervalo restrito e estreito de temperatura. Nessa fase intermediária de diferenciação magmática, a quantidade do magma residual diminui muito acentuadamente, com as principais fases separando-se concomitantemente do magma. Assim, quando a redução de temperatura ocorre de forma abrupta, a formação do magma intermediário é suprimida.

Dessa forma são propostos modelos que justifiquem as características do vulcanismo bimodal (TURNER e CAMPBELL, 1986; PECCERILLO *et al.*, 2003). O evento vulcânico é descrito como sendo resultado de uma câmara magmática rasa, na qual o mecanismo de cristalização fracionada seria responsável por torná-la zonada. O magma ácido seria gerado pelo processo de cristalização fracionada do magma básico, que ocorreria principalmente ao longo das paredes frias da câmara magmática. Por ser menos denso, o magma ácido se colocaria no topo da câmara, onde se acumularia e sofreria maior grau de evolução. O magma básico estaria na base da câmara magmática, sofrendo constante agitação e misturando-se com outros magmas máficos, o que impediria a sua evolução para magmas ácidos. Já as frações de magma intermediário, quando geradas, estariam ricas em cristais e se posicionariam no intervalo entre as duas zonas (WOLFF e STOREY, 1984; TURNER e CAMPBELL, 1986; PECCERILLO *et al.*, 2003). Este modelo de câmaras magmáticas é ilustrado na figura 22.

Devido suas diferentes densidades, os magmas ácidos, intermediários e básicos coexistiram em uma mesma câmara magmática, sem se misturarem. Assim, por estarem no topo da câmara magmática, os magmas ácidos seriam preferencialmente envolvidos nas erupções, enquanto que os magmas básicos só atingiriam a superfície quando fraturas intersectassem a

camada inferior da câmara rasa, ou atingissem os magmas básicos nos reservatórios profundos. No rifte da Etiópia, além da presença de maiores quantidades de rochas ácidas em detrimento das básicas, evidências geofísicas fornecem suporte para este modelo de magmatismo (PECCERILLO *et al.* 2003, 2007).

Figura 22 – Seção transversal esquemática mostrando um possível modelo para a distribuição das câmaras de magma ao longo do setor norte do rifte da Etiópia, a qual também pode descrever as características do magmatismo da Formação Acampamento Velho.



Fonte: modificada de Peccerillo *et al.* (2007).

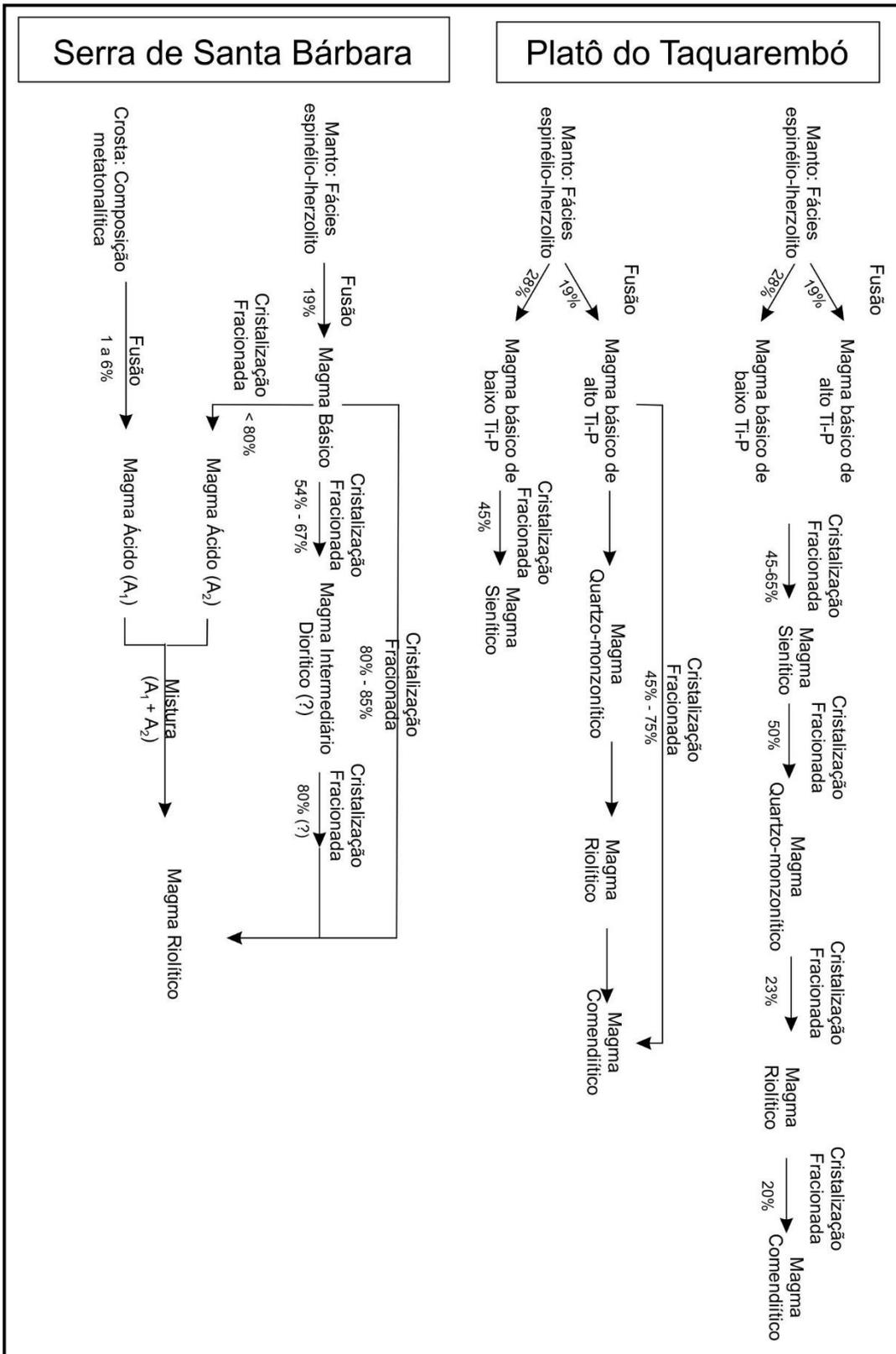
Esse modelo de magmatismo também poderia explicar as características vulcânicas da FAV e os resultados encontrados nesta modelagem. A ocorrência de movimentos extensionais e de rifteamento durante o período pós-colisional permitiria que a astenosfera quente estivesse sobre uma menor pressão. Isso provocaria sua fusão parcial em elevados graus (de 19% a 28%; figuras 15 e 16), gerando uma grande quantidade de magma. Esse magma, inicialmente básico, sofreria constante cristalização fracionada em virtude da redução de sua temperatura, que se daria principalmente nas bordas da câmara magmática. O contínuo fracionamento de cristais poderia ocasionar em um magma de composição intermediária quando esse fracionamento

atingisse aproximadamente 55% do magma básico. O magma ácido seria formado quando esse fracionamento atingisse aproximadamente 90% desse mesmo magma básico (figuras 19, 20 e 21). O magma ácido, por se colocar no topo da câmara magmática, logo abaixo da crosta (PECCERILLO *et al.*, 2007), poderia fundi-la parcialmente. Esses magmas de diferentes origens se misturariam (figuras 17 e 18), acarretando nas assinaturas isotópicas encontradas para as rochas ácidas (ALMEIDA *et al.*, 2002).

O *gap* composicional entre o intervalo de 54% a 67% de SiO₂ nas rochas da FAV na região da SSB (ALMEIDA *et al.*, 2002) poderia ser o resultado da ausência desse magma ou do seu não envolvimento no evento vulcânico. Na região do PT, rochas quartzo monzonítica e sienítica com teor de sílica entre 58% e 66% ocorrem como corpos plutônicos (WILDNER *et al.*, 1999). Já na região do PR, corpos dioríticos com teor de sílica variando de 56% a 63% estão presentes como corpos subvulcânicos (MATTÉ *et al.*, 2012).

Na figura 23 são sintetizados os resultados obtidos nesta modelagem, apresentando as quantificações dos processos responsáveis pela diferenciação magmática da FAV durante sua evolução na região da SSB e do PT. As setas representam os processos ou mecanismos de diferenciação magmática. Sob cada seta é posicionado o valor ou quantidade em porcentagem (%) desse processo partindo do magma de composição inicial (à esquerda da seta) até uma composição mais evoluída (à direita da seta).

Figura 23 – Síntese da quantificação dos processos responsáveis pela evolução magmática da FAV nas regiões do Platô do Taquarembó e da Serra de Santa Bárbara.



Fonte: elaborada pelo autor.

8.1 - Relação do magmatismo da FAV com o ambiente pós-colisional

As características do magmatismo estão diretamente relacionadas com o ambiente geotectônico correspondente. A fonte do magma, seus processos de evolução e suas características geoquímicas podem ser assim relacionados com o ambiente no qual determinados tipos de rochas se formaram. Isso pode ser observado, já que nem todos os tipos de magmatismo ocorrem em todos os tipos de ambientes geotectônicos (PEARCE, 1996; LIÉGEOIS, 1998).

A FAV consiste no segundo evento magmático da BC, a qual é considerada como sendo desenvolvida em um ambiente transcorrente pós-colisional do Ciclo Brasileiro-Panafricano (WILDNER *et al.*, 2002).

O ambiente pós-colisional pode ser definido como sendo aquele que sucede a principal colisão entre duas placas, estando, contudo, ainda relacionado a ela. Esse estágio é caracterizado por movimentos ao longo de zonas de cisalhamento, colisões oblíquas, delaminação litosférica, rifteamento, subducção de pequenas placas oceânicas e vulcanismos associados às bacias sedimentares (LIÉGEOIS, 1998; BONIN, 2004).

Muitas das características exibidas nesse ambiente devem-se a aspectos herdados da colisão das placas. Essas características podem incluir; i) encurtamento e espessamento crustal (ENGLAND e HOUSEMAN, 1986), ii) remoção convectiva do manto litosférico espesso (HOUSEMAN *et al.*, 1981; PLATT e ENGLAND, 1993), iii) substituição da raiz litosférica por uma astenosfera mais quente, o que aumenta a condição geotermal (CHUNG *et al.*, 2003).

Os processos e mecanismos presentes nesse ambiente o define como extensional. Considera-se a delaminação da litosfera espessa como sendo a principal causa do magmatismo no ambiente pós-colisional, sendo o manto astenosférico constantemente removido pelos processos convectivos, enquanto que a espessura da crosta permanece inalterada (PEARCE, 1996).

Devido aos movimentos extensionais, a astenosfera sofre uma descompressão, podendo provocar intensa fusão do manto, como ocorre em limites de placas divergentes (ELTHON e SCARFE, 1984). Esse magma derivado do manto sofre extensiva interação com a crosta, o que resulta principalmente da sua espessura elevada. Essas características do ambiente pós-colisional acarretam em assinaturas para as rochas eruptivas que exibem assimilação crustal

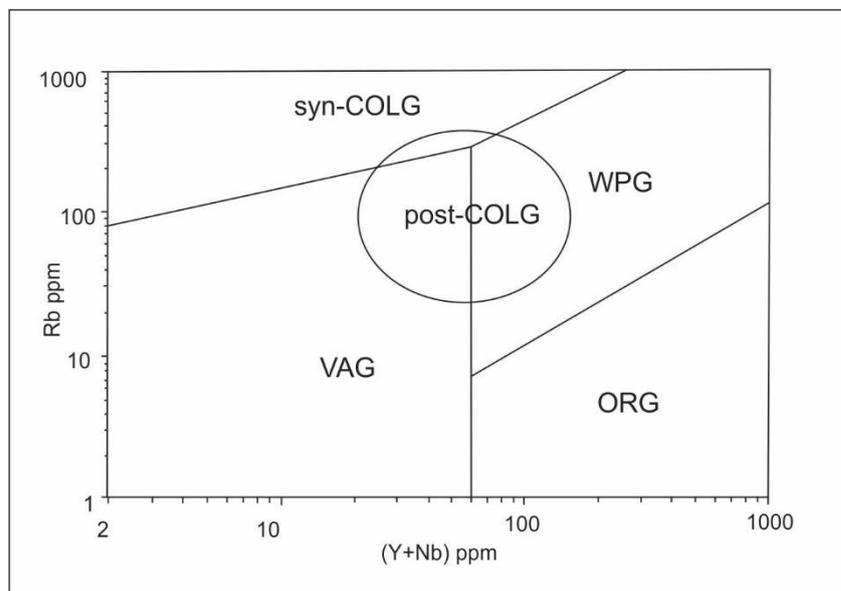
significante. A litosfera que sofre fusão pode ainda apresentar características que dependem da sua história pré-colisional, podendo ser semelhante ao ambiente intraplaca ou à zona de subducção (PEARCE *et al.*, 1990, 1996).

Apesar de reconhecer a ocorrência da fusão crustal e seu registro nas rochas de ambientes pós-colisional, não se sabe bem qual a extensão dessa fusão quando na ausência de calor transferido do magma derivado do manto. Teoricamente, uma crosta de 70 km de espessura poderia ter sua parte inferior fundida devido ao aquecimento radioativo após um tempo de 40 Ma (HARRIS *et al.*, 1986; PEARCE, 1996).

Pearce (1996) propôs a classificação de rochas graníticas em diferentes ambientes geotectônicos com base nos elementos Rb, Y e Nb. Esse diagrama, apresentado na figura 24, utiliza LILE e, portanto, elemento móvel em fluido (Rb), e HFSE, que são elementos imóveis em fluidos (Y e Nb). O emprego dos elementos Y e Nb se justifica devido a se comportarem de formas diferentes durante os processos de fusão e de cristalização. Enquanto o Nb é quase sempre incompatível, o Y pode ser compatível se existirem os minerais granada ou anfibólio no resíduo da fusão ou na assembleia a ser fracionada. O diagrama da figura 24 distingue entre os granitos de cordilheiras oceânicas (*Ocean Ridge Granite – ORG*), granitos de ambientes intraplaca (*Within Plate Granites – WPG*), granitos de arcos vulcânicos (*Volcanic Arc Granites – VAG*), granitos sin-colisionais (*Syn-collision Granites – syn-COLG*) e granitos pós-colisionais (*Post-collision Granites – post-COLG*).

O ambiente pós-colisional é caracterizado por uma grande variedade de possíveis fontes para a geração das rochas. Algumas dessas rochas apresentam características de arcos, tendo como fonte o manto afetado pela subducção. Outras dessas rochas apresentam características de uma fonte que remete a um ambiente intraplaca. Além disso, há uma extensiva interação entre magmas derivados do manto e da crosta que tende a mover a composição das rochas desse ambiente para o campo do vulcanismo de arco. O resultado dessas considerações é que magmas de ambiente pós-colisional apresentam um restrito alcance de composições. No diagrama Rb *versus* (Y+Nb), o campo desse magmatismo sobrepõe os campos dos outros tipos de magmas. Isso ocorre em reposta à complexidade das fontes dos magmas para esse ambiente (PEARCE 1996).

Figura 24 – Diagrama Rb *versus* (Y+Nb) de classificação de rochas graníticas em diferentes ambientes geotectônicos. ORG: granitos de cordilheiras oceânicas, WPG: granitos de ambientes intraplaca, VAG: granitos de arcos vulcânicos, syn-COLG: granitos sin-colisionais e post-COLG: granitos pós-colisionais.



Fonte: Pearce (1996).

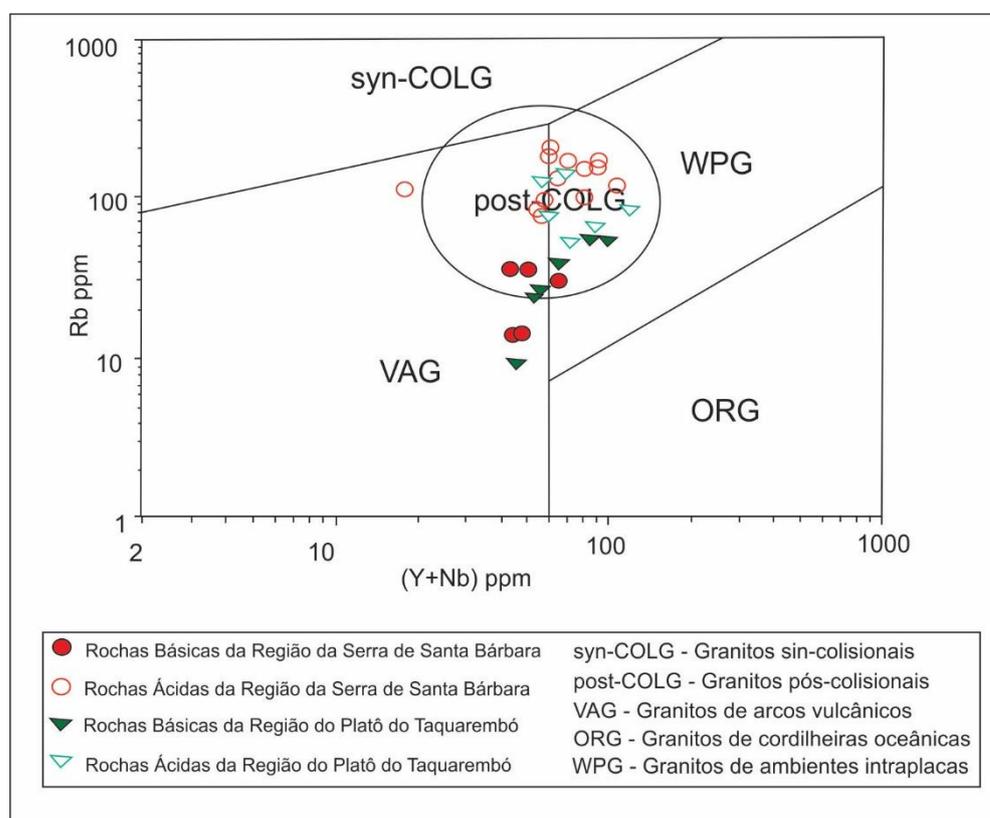
Os resultados encontrados para a quantificação dos processos do magmatismo da FAV na SSB e no PT podem ser analisados às luzes das características descritas do ambiente pós-colisional. A fusão do manto à elevadas e diferentes taxas, deve-se à resposta aos movimentos extensionais e/ou ressurgência do manto. A fusão da crosta espessa, deve-se ao calor oriundo dos elementos radioativos, do manto durante sua ascensão, delaminação, e/ou do próprio magma básico que se colocaria na porção superior da câmara magmática logo abaixo da crosta. A mistura entre o magma básico e ácido indica interação significativa entre manto e crosta.

Matté (2016), ao modelar a evolução do magmatismo da FAV na região do PR, sugere que apesar do mecanismo de fracionamento de cristais ter tido um importante papel nesta evolução, a participação de material da crosta, através do processo de cristalização e assimilação crustal tenha ocorrido de forma significativa, principalmente para a formação das rochas mais evoluídas. De acordo com aquele autor, a assimilação de rochas da crosta teria ocorrido a uma taxa de 20% a 30%. Tal resultado também demonstra uma intensa interação entre magma oriundo da fusão do manto com material da crosta durante a evolução do magmatismo.

Na figura 25, as análises das rochas da SSB e do PT na FAV são representadas no diagrama Rb *versus* Y+Nb. É possível verificar que essas rochas se colocam quase que

exclusivamente no campo correspondente ao magmatismo de ambiente pós-colisional. Enquanto as rochas básicas se colocam mais próximas do campo do ambiente de arcos vulcânicos, as rochas ácidas se aproximam mais do campo do ambiente intraplaca. Tal característica demonstra a complexidade dos processos atuantes durante a evolução do magmatismo da FAV e suportam os resultados encontrados e descritos neste trabalho.

Figura 25 – Diagrama Rb versus (Y+Nb) de classificação de rochas para diferentes ambientes geotectônicos, contendo as análises correspondentes as rochas da Formação Acampamento Velho na região da Serra de Santa Bárbara e do Platô do Taquarembó.



Fonte: Pearce (1996); dados geoquímicos obtidos de Almeida *et al.*, 2002 e Wildner *et al.*, 1999.

9 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

O desenvolvimento do presente estudo possibilitou a modelagem dos processos de formação e evolução do magmatismo da Formação Acampamento Velho, nas regiões da Serra de Santa Barbara e do Platô do Taquarembó. Os processos modelados incluíram a cristalização fracionada com e sem assimilação crustal, a fusão do manto e da crosta e a mistura desses dois magmas de origens distintas. Os resultados obtidos sugerem que as rochas básicas da SSB e as de alto Ti-P do PT tenham sido formadas a partir da fusão de aproximadamente 19% do manto. Já as de baixo Ti-P teriam se formado a partir da fusão de aproximadamente 28% do mesmo manto. A fácies do manto seria correspondente ao espinélio-lherzolito. As rochas ácidas do PT teriam se formado a partir de diferentes taxas de fracionamento de cristais do magma básico com contribuição de material da crosta, através do processo de assimilação. Já as rochas ácidas da SSB seriam o resultado dos processos de cristalização fracionada (80 a 85%) e de mistura de magmas de diferentes origens (do manto e da crosta). Durante a evolução magmática da FAV na região da SSB a formação do magma de composição intermediária poderia ter sido suprimida, ou se formado após o fracionamento de aproximadamente 55% do magma básico.

Os resultados encontrados e demonstrados neste trabalho corroboram com a ideia de que a FAV teria se formado em um ambiente pós-colisional. O calor liberado pelos elementos radioativos, a delaminação e erosão sublitosférica e ascensão do manto poderiam ter sido os principais mecanismos responsáveis por fundir a crosta continental espessa, ocasionando a sua fusão. A fusão do manto teria ocorrido como resultado da descompressão. A mistura entre os magmas pode significar uma interação duradora entre crosta e manto que pode ter sido facilitada por uma câmara magmática rasa, ou simplesmente pela ressurgência do manto.

Visando fornecer outros pontos de vista em relação aos processos formadores da FAV, outros trabalhos podem ser desenvolvidos, como a aplicação de métodos geofísicos de diferentes escalas. Estes estudos permitirão a identificação de possíveis corpos rochosos de densidades específicas em profundidades, e até mesmo a caracterização da câmara magmática, da qual o magma percussor dessas rochas tenha sido extraído e, portanto, podem fornecer subsídios às considerações aqui realizadas.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F.F. de, Amaral, G., Cordani, U.G. e Kawashira, K. **The Precambrian evolution of the South American Cratonic margin south of Amazon River.** In: Nairn, A.E.M. e Stehli, F. G. (eds.) *The ocean Basin and Margins*, 1:411-446, 1973.

ALMEIDA, D. del P.M. de., Zerfass, H., Basei, M.A. and Mello, K.S. de. **Caracterização Geoquímica da Sucessão Vulcânica dos Cerros do Bugio e Perau (Bacia do Camaquã, sub-Bacia Santa Bárbara), Caçapava do Sul, RS** (ext. abst.). In: SBG, Congr. Bras. de Geoquímica, 6, Salvador, v. 2, PP698-702, 1997.

ALMEIDA, D. del P.M., Zerfass, H., Basei M.A., Petry K., Gomes C.H. **The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian Bimodal Volcanic Package: Geochemical and Stratigraphic Studies from the Cerro do Bugio, Perau and Serra de Santa Bárbara (Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, RS – Brazil).** *Gondwana Research*, 5(3):721-733, 2002.

ALMEIDA, D. del P. M., Conceição, R. V., Junior F. C. Koester E. Borba A. W. Petry K. **Evolution of Heterogeneous Mantle in the Acampamento Velho and Rodeio Velho Volcanic Events, Camaquã Basin, Southern Brazil.** *Gondwana Research*, V. 8 no. 4 pp 479-492 2005.

ANDERSON, A.T. & Greenland, L.P. **Phosphorus fractionation diagram as a quantitative indicator of crystallization differentiation of basaltic liquids.** *Geochimica et Cosmochimica Acta* 33, 493–505 1969.

BABINSKI, M., Chemale Jr. F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R. and Silva, L.C. **Juvenile accretion at 750-700 Ma in Southern Brazil,** *Geology*, v. 24(5) 1996.

BASALTIC VOLCANISM STUDY PROJECT. **Basaltic volcanism on the terrestrial planets.** New York: Pergamon Press 1981.

BEN-AVRAHAM, Z., Nur, A. & Jones, D. **The emplacement of ophiolites by collision.** *J. geophys. Res.* 87, 3861–7, 1982.

BIRD, P. **Continental delamination and the Colorado plateau.** Journal of Geophysical Research 84, 7561–7571, 1979.

BLANCKENBURG, F.V., Davies, J. H. **Slab breakoff: a model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps.** Tectonics 14, 120–131, 1995.

BONIN, B. **Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review.** Lithos 78, 1–24 2004.

BRITTO NEVES, B. B., Cordani, U. G. **Tectonic evolution of South America during Late Proterozoic.** Precambrian Research, 53:23-40, 1991.

BUSBY, C., Azor, A. **Tectonics of Sedimentary Basins Recent Advances,** Blackwell Publishing Ltd, p 6, 2012.

BUSSY, F., Hernandez J., Raumer V., **Bimodal magmatism as a consequence of the post-collisional lithosphere (Aiguilles Rouges-Mont Blanc Massifs, Western Alps).** Earth Sciences, 91, 221—233, 2000.

BURKE, K., Dewey, J. F. and Kidd, W. S. F. **Precambrian paleomagnetic results compatible with contemporary operation of the Wilson cycle.** Tectonophys., 33, 287-299, 1976.

CAMPBELL, I. H. **A study of macro-rhythmic layering and cumulate process in the Jimberlana intrusion, Western Australia: I. The Upper Layered Series.** J. Petrol. 18,183-215, 1977.

CAMPBELL, I. H. **Convection and mixing in magma chambers.** Earth Sci. Ver. 23, 255-352, 1986.

CARVALHO, P. F. **Reconhecimento geológico do estado do Rio Grande do Sul.** Bol. Serv. Mineral. Rio de Janeiro, 66. 1-72, 1932.

CHEMALE, Jr., F. **Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense.** In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Ed.). Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, CIGO/UFRGS. p.13-52, 2000.

CHUNG, S. L., Liu, D. Y., Chu, Ji, M. F. Lee, H. Y., Wen, D. J., Lo, C. H. Lee T. Y., Qian Q., Zhang, Q. **Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet**, *Geology* 31, pp. 1021–1024, 2003.

CLARKE, G.L. N. R. Dackzo, K. A. Klepeis e T. Rushmer. **Roles for fluid and/or melt advection in forming high-P mafic migmatites**, *Fiordland, New Zealand. J. metam. geol.*, 23, 557–67; 2005.

COENRAADS, R. R., Koivula J. **Geológica las Fuerzas Dinámicas de la Tierra** Millennium House Pty Ltd p 54, 2007

CONDIE, K., C. **Plate Tectonics**, Copyright, fourth edition, 1-12, 1997.

COUTILLOT, V. E., Renne, P. R. **On the ages of floor basalt events**. *Comptes Rendus Geosciences* 335, 113-140, 2003.

COX, K., J. D. Bell & R. J. Pankhurst. **The interpretation of igneous rocks**. London; Allen and Unwin, 450 pp, 1979.

DEPAOLO, D. J. **Trace elemento and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation**. *Earth Planet. Sci Lett.* 53,189-202, 1981.

DAVIES, J. H. & Blanckenburg, F. v. **Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens**. *Earth and Planetary Science Letters* 129, 85–102, 1995.

DEWEY, J.F. **Ophiolite obduction**. *Tectonophysics* 31, 93–120, 1976.

DOCHERTY, C. & Banda, E. **Evidence for the eastward migration of the Alboran Sea based on regional subsidence analysis: a case for basin formation by delamination of the subcrustal lithosphere?** *Tectonics* 14, 804–818, 1995.

DUGGEN, S., Hoernle, K., Van Den Bogaard, P., Reupke, L. & Phipps Morgan, J. **Deep roots of the Messinian salinity crisis**. *Nature* 422, 602–606, 2003.

DUGGEN, S., Hoernle K., Van Den Bogaard P., Garbe-Schonberg D. **Post Collisional Transition from Subduction-to Intraplate-type Magmatism in the Westernmost Mediterranean: Evidence for Continental-Edge Delamination of Subcontinental Lithosphere**; *Journal of Petrology*, 1-47, 2005.

DYM, C. L. e Ivey, E. **Principles of Mathematical Modeling**, 2st Edition, Copyright, 2004.

ELTHON, D., Scarfe, C. M. **High pressure phase equilibria of a high-MgO basalt and the genesis of primary ceanic basalts**. *Amer. Mineral.*, 69, 1-15, 1984.

ENGLAND, P., Houseman, G. **Finite strain calculations of continental deformation: 2. Comparison with the India-Asia collision zone**, *J. Geophys. Res.*, 91, 3664–3676, 1986.

ENGLAND, P., Engdahl, R. & Thatcher, W. **Systematic variation in the depth of slabs beneath arc volcanoes**. *Geophys. J. Int.* 156, 377–408, 2004.

ERSOY, Y., Helvacı, C. **FC-AFC-FCA and mixing modeler: a MicrosoftR Excel spreadsheet program for modeling geochemical differentiations of magma by crystal fractionations, crustal assimilation and mixing**. *Computers and Geosciences* 36, 383-390, 2010.

ERSOY, E. Y **Petromodeler (Petrological Modeler): a Microsoft Excel spreadsheet program for modelling melting, mixing, crystallization and assimilation process in magmatic systems** *Turkish J Earth Sci*, 22: 115-125, 2013.

EWART, A. **The mineralogy and petrology of Tertiary – Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic – basaltic compositional range**. In *Andesites: orogenic andesites and related rocks*, R. S. Thorpe (ed.), 26-27, 1982.

FITTON, J. G. & H. M. Dunlop. **The Cameroon Line, West Africa, and its bearing on the origin of oceanic and continental álcali basalt**. *Earth Planet. Sci. Lett.* 72, 23-38, 1985.

FOLEY, S.F., Jackson, S.E., Fryer, B.J., Greenough, J.D., Jenner, G.A. **Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS.** *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 629–638, 1996.

FORSYTH, D. W. **Partial melting beneath a Mid-Atlantic segment detected by teleseismic PKP delays.** *Geophys. Res. Lett.*, 23, 463-466 1996.

FRYER, P. **Evolution of the Mariana convergent plate margin system.** *Revs. Geophys. Space Phys.*, 34, 89-125, 1996.

FUJIMAKI, H., Tatsumoto, M., Aoki, K-i. **Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between phenocrysts and groundmasses.** *Journal of Geophysical Research* 89, 662–672, 1984.

GASPARON, M., Innocenti, F., Manetti, P., Peccerillo, A., Tsegaye, A. **Genesis of the Pliocene to recent bimodal mafic-felsic volcanism in the Debre Zeit area, central Ethiopia: volcanological and geochemical constraints.** *Journal of African Earth Sciences* 17, 145–165, 1993.

GAST, P.W. **Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkalic magma types.** *Geochimica et Cosmochimica Acta* 32, 1057–1086, 1968.

GERDES, A., Worner, G. & Hcnk, A. **Thermal and geochemical evidence for granite generation and HT-LP metamorphism by crustal stacking and radiogenic heating (The Variscan Southern Bohemian masif).** Abstract, *Ada Universitatis Carolinae, Geologica* 42, 254, 1998.

GILL, R. **Rochas e Processos Ígneos – um guia prático.** Bookman, 2014.

GIRBACEA, R. & Frisch, W. **Slab in the wrong place: lower lithospheric mantle delamination in the last stage of the Eastern Carpathian subduction retreat.** *Geology* 26, 611–614, 1998.

GOLDSCHIDT V. M. **The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks.** *Journal of the Chemical Society of London* 140, 655-673, 1937.

HARKER, **The natural history of igneous rocks**. New York: Macmillan, 1909.

HARRIS, N. B. W., Pearce, J. A., Tindle, A. G., **Geochemical characteristics of collision-zone magmatism**: Geological Society Special Publication, v. 19, pp 67-81, 1986.

HART, S.R., Blusztajn, J., Dick, H.J.B., Meyer, P.S., Muehlenbachs, K. **The fingerprint of seawater circulation in a 500-meter section of ocean crust gabbros**. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 4059–4080, 1999.

HARTNADY C., Joubert, P e Stowe, C. **Proterozoic Crustal Evolution in Southwestern Africa**. *Episodes*, 8 (4): 236-244, 1985.

HARTMANN, L.A., Chemale Jr., F. & Philipp, R.P. **Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no PréCambriano**. In: Iannuzzi, R. & Frantz, J.C. (eds.). *50 Anos de Geologia*. Instituto de Geociências. Contribuições. Porto Alegre, Comunicação e Identidade, p. 97- 123, 2007.

HOUSEMAN, G., McKenzie, D., Molnar, P. **Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts**. *Journal of Geophysical Research* 86, 6115–6132, 1981.

HUPPERT, H. E., Sparks, R. S. J. **Cooling and contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through the continental crust**. *Earth Planet. Sci Lett.* 74, 374-86, 1985.

IDDINGS, J. P. **The origin of igneous rocks**. *Bull. Phil Soc. Wash.* 12, 89-213, 1982.

IRVINE, T. N., Baragar W. R. A. **A guide to the chemical classification of the common rocks**. *Can. F. Earth Sci.* 8, 523-48, 1971.

JARRARD, R.D. **Relations among subduction parameters**. *Rev. Geophys.* 24, 217–84, 1986.

JERRAM, D.; Petford, N. **The field description of igneous rocks**. (2ed.). Wiley-Blackwell, Singapore, 238 p 2011.

JOLIVET, L., Huchon, P. and Ranguin, C. **Tectonic setting of Western Pacific marginal basins.** *Tectonophys.*, 160, 23-47, 1989.

JONASSON, k. **Ryolite Volcanism in the Krafl a Central Volcano, Northeast Iceland.** *Bulletin of Volcanology* 56, 516-528, 1994.

KEAREY, P., Klepeis, K. A., and Vine, F., J. **Global tectonics.** – 3rd ed, 2009.

KELLER, J. Mediterranean island arcs. In: Thorpe, R. S. (ed.) **Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks.** Chichester: John Wiley, pp. 307–325, 1982.

KESKIN, M. **FC-modeler: a MicrosoftR Excel spreadsheet program for modeling Rayleigh fractionation vectors in closed magmatic systems.** *Computers & Geosciences* 28, 919–928, 2002.

KEPPLER, H. **Constraints from partitioning experiments of the composition of subduction-zone fluids.** *Nature*, 380, 237-240, 1996.

KINZLER, R. J. **Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: Application to mid-ocean ridge basalt petrogenesis,** *J. Geophys. Res.*, 102(B1), 853–874; 1997.

INNOCENTI, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati di Brozolo, F. & Villari, L. **Tertiary and Quaternary volcanism of the Erzurum–Kars area (Eastern Turkey): geochronological data and geodynamic evolution.** *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 13, 223–240, 1982.

LABROUSSE, L., Prouteau, G., Ganzhorn, A.-C. **Continental exhumation triggered by partial melting at ultrahigh pressure.** *Geology* 39, 1171–1174, 2011.

LANGMUIR, C.H., Bender, J.F., Bence, A.E., Hanson, G.N. & Taylor, S.R. **Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area Mid-Atlantic Ridge.** *Earth and Planetary Science Letters* 36, 133–156, 1977.

LEEMAN W. P. and Lindstrom D. J. **Partitioning of Ni²⁺ between basaltic melt and synthetic melts and olivines – Na experimental study.** *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 801-806, 1978.

LIÉGEOIS, J., P. **Preface-Some words on the post-colisional magmatism:** *Lithos*, vv 45 pp. xv-xvii, 1998.

LIMA, E.F. e Nardi, L.V.S. **The Lavras do Sul Shoshonitic Association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism in the southernmost Brazil.** *Journal of South American Earth Sciences*. 11(1): 67-77, 1998.

LIMA, E.F.L., Sommer, C.A. e Nardi, L.V.S. **O vulcanismo Neoproterozóico-Ordoviciano no escudo sul-riograndense: os ciclos vulcânicos da Bacia do Camaquã.** In: Iannuzzi, R.; Frantz, J. C. (Eds). 50 anos de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições. Porto Alegre: Comunicação e Identidade, p. 79-97, 2007.

LÓPEZ-RUIZ, J., Cebria, J. M. & Doblas, M. **Cenozoic magmatism I: The Iberian peninsula.** In: Gibbons, W. & Moreno, M. T. (eds) *The Geology of Spain*. London: Geological Society, pp. 417-438, 2002.

LORENZ, V. & Nicholls, L.A. **Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the Late Paleozoic.** *Tectonophysics* 107, 25-56, 1984.

MAALOE, S. **Geochemical aspects of permeability controlled partial melting and fractional crystallization.** *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46, 43-57, 1982.

MACDONALD, G. A., Katsura, T. **Chemical composition of Hawaiian lavas.** *J. Petrol.* 5, 82-133, 1964.

MACDONALD, G. A. **Composition and origin of Hawaiian lavas.** *Mem. Geol Soc. Am.* 116, 477-522, 1968.

MARION G. **An Introduction to Mathematical Modelling** 2008, disponível em www.maths.bristol.ac.uk. Acessado em 24/10/2016.

MARTIN D., Griffiths R. W., Campbell E I. H. **Compositional and thermal convection in magma chambers.** Contrib. Mineral Petrol. 96, 465-75 1987.

MATSUI, Y., Onuma, N., Nagasawa, H., Higuchi, H., Banno, S. **Crystal structure control in trace element partition between crystal and magma.** Tectonics 100, 315–324, 1977.

MATTÉ, V., Sommer, C.A., Lima, E. F., Saldanha, D.L., Pinheiro-Sommer, J.A. & Liz, J.D. **Rochas dioríticas do Platô da Ramada, Rio Grande do Sul, e sua relação com o vulcanismo alcalino da Formação Acampamento Velho, Neoproterozoico do Escudo Sul-Rio-Grandense.** Revista Brasileira de Geociências, 42 (2): 343-36, 2012.

MATTÉ, V. **O vulcanismo ediacarano da porção oriental do Platô da Ramada, oeste do Escudo Sul-rio-grandense** Repositório Digital, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, <http://hdl.handle.net/10183/150860>. 2016 Acessado em 08/11/2017.

MCBIRNEY, A.R. & R.M. Noyes. **Crystallisation and layering of the Skaergaard intrusion.** J. Petrol. 20,487-554, 1979.

MCBIRNEY A. R., B. H. Baker e R. H. Nilson. **Liquid fractionation, Part 1: Basic principles and experimental simulations.** J. Volcnol. Geotherm. Res. 24, 1-24 1985.

MCINTIRE W. L. **Trace element partition coefficients – a review of theory and applications to geology.** Geochim. Cosmochim. Acta, 27, 1209-1264,1963.

MCKENZIE, D. **^{230}Th - ^{238}U disequilibrium and the melting processes beneath ridge axes.** Earth and Planetary Science Letters 72, 149–1 57, 1985.

MCKENZIE, D., O’Nions, R.K. **Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations.** Journal of Petrology 32, 1021–1091 1991.

MÉNARD, G. & Molnar, P. **Collapse of a Hercynian Tibetan Plateau into a Late Paleozoic European Basin and Range province.** Nature 334, 235—7, 1988.

MILLER, R.B. & Paterson, S.R. **Influence of lithological heterogeneity, mechanical anisotropy, and magmatism on the rheology of an arc, North Cascades, Washington.** *Tectonophysics* 342, 351–70; 2001.

MIYASHIRO, A. **Volcanic rock series in island arcs and active continental margins.** *Am. F. Sci.* 274, 321-55; 1974.

MIYASHIRO, A. **Nature of Alkaline volcanic rock series.** *Contrib. Mineral. Petrol.* 66, 91-104, 1978.

NAKAMURA. **Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites.** *Geochim. Cosmochim. Acta* 38, 757-775, 1974.

NARDI, L.V.S. e Hartmann, L.A. **O Complexo Granulítico Santa Maria Chico do Escudo Sul-riograndense.** *Acta Geológica Leopoldensia*, 3 (6): 45-76, 1979.

NARDI L. V. S. Bitencourt M. F. **A-type granitic rocks in post-collisional settings in southernmost Brazil: Their classification and relationship with tectonics and magmatic series.** *The Canadian Mineralogist* vol 47, pp 000, 2009.

NICHOLSON, H., Condomines, M., Fitton, J. G., Fallick, A. E., Gronvold, K. e Rogers, G. **Geochemical and Isotopic Evidence for Crustal Assimilation Beneath Krafla, Iceland.** *Journal of Petrology*, 32, 1005-1020, 1991.

NILSON, R. H., McBirney, A. R., Baker, B.H. **Liquid fractionation, Part II: Fluid dynamics and quantitative implications for magmatic system.** *F. Vulcanol. Geotherm. Res.* 24, 25-54, 1985.

NISHIMURA K. **A trace-element geochemical model for imperfect fractional crystallization associated with the development of crystal zoning.** *Geochemical et Cosmochemical Acta* 73, 2142–2149, 2009.

O'HARA M. J. **Trace element geochemical effects of imperfect crystal–liquid separation.** In: **Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W. & Neary, C.R. (eds), Magmatic Processes and Plate Tectonics.** Geological Society, London, Special Publication, Insert number, 39–59, 1993.

OSBORN, E. F. **Reaction series for subalkaline igneous rocks based on different oxygen pressure conditions.** Am. Mineral. 47, 211-26, 1962.

OZAWA, K., Shimizu, N. **Open-system melting in the upper mantle: Constraints from the Hayachine-Miyamori ophiolite, northeastern Japan.** Journal of Geophysical Researches 100, 22315–22335, 1995.

OZAWA, K. **Mass balance equations for open magmatic systems: Trace element behavior and its application to open system melting in the upper mantle.** Journal of Geophysical Researches 106, 13407–13434, 2001.

PAIM, P.S.G., Chemale, Jr., F. and Lopes, R.C. **Aloestratigrafia, Sistemas Depositionais e Evolução Paleogeográfica da Bacia do Camaquã - Vendiano Superior/Ordoviciano Inferior do RS (ext. abst.). In: Simposio Sul- Bras. Geol., 4, Porto Alegre, pp. 39-50, 1995.**

PAIM, P.S.G.; Chemale Jr., F. & Lopes R.C. **A Bacia do Camaquã.** In: Holz M. & De Ros L.F. (Ed.). Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, CIGO/UFRGS. p. 231-374, 2000.

PALACZ Z. A. **Sr.-Nd-Pb isotopic evidence for crustal contamination in the Rhum intrusion.** Earth Planet. Sci. Lett. 74, 35-44, 1985.

PALME, H. and O'Neill, H. St. C. **Cosmochemical estimates of Mantle Composition.** In: Treatise on Geochemistry. Holland, H.D. and Turekian, K.K. (Editors), Elsevier, Amsterdam, The Netherlands. 2: 1-38, 2004.

PEARCE, J. A. **The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In Continental basalts and mantle xenoliths.** C. J. Hawkesworth e M. J. Norry (eds), 230-49. Nantwich: Shiva, 1983.

PEARCE, J., H arris, N.B.W. & T indl e, A. G: **Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks.** J. Petrol. 25, 956-983, 1984.

PEARCE, J. A., Bender, J. F., De Long, S. E., Kidd, W. S. F., Low, P. J., Geuner, Y., Saroglu, F., Yilmaz, Y., Moorbath, S. & Mitchell, J. G. **Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey.** *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 44, 189–229, 1990.

PECCERILLO, A., Donati, C., Santo, A. P., Orlando, A., Yirgu, G., Ayalew, D. **Petrogenesis of silic peralkaline rocks in the Ethiopian rift: Geochemical evidence and volcanological implications** *Journal of African Earth Sciences* 48, 161-173, 2007.

PECCERILLO A., Barbeiro M. R., Yirgu G., Ayalew D., Barbieri M. Wu T. W. **Relationships between Mafic and Peralkaline Silicic Magmatism in Continental Rift Settings: a Petrological, Geochemical and Isotopic Study of the Gedemsa Volcano, Central Ethiopian Rift.** *Journal of Petrology* v 44, n 11 pp 2003-2032, 2003.

PETRELLI M., Poli G., Perugini D., Peccerillo A. **Petrograph: a New Software to Visualize, Model, and Present Geochemical Data in Igneous Petrology.** *Geochem. Geophys. Geosyst.*, Vol 6, Q0711, 26 July 2005.

PLATT, J. P., England, P. C. **Convective removal of lithosphere beneath mountain belts: thermal and mechanical consequences.** *American Journal of Science* 293, 307–336, 1993.

POWELL, R. **Inversion of the assimilation and fractional crystallization (AFC) equations; characterization of contaminants from isotope and trace element relationships in volcanic suites.** *Journal of the Geological Society* 141, 447–452, 1984.

PRESS F., Siever R., Grotzinger J., Jordan T. H. **Para Entender a Terra** 4 ed, 656 p. 2006.

RAYLEIGH, J.W.S. **Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes.** *Philosophical Magazine* 42, 77–107, 1896.

REY, P., Vanderhaeghe, O., Teyssier, C. **Gravitational collapse of the continental crust: definition, regimes and modes.** *Tectonophysics* 342, 435–449, 2001.

RIBEIRO, M. e Fantinel, L.M. **Síntese da geologia do Rio Grande do Sul.** In: XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, Anais. 6: 2451-2464, 1993.

ROLLINSON, H.R. **Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation**, Longman Scientific & Technical. John Wiley & Sons, London, UK 352 pp, 1993.

ROSEMBLUETH A. & Weiner N. **The role of models in science**. *Philosophy of Science*, XII (4): 316-321, 1945.

RUDNICK, R.L. **Xenoliths – samples of the lower continental crust**. In Fountain, D.M., Arculus, R. & Kay, R.W. (eds) **Continental Lower Crust**, Elsevier, Amsterdam pp. 269–316 1992.

RYERSON F. J. and Hess P. C. **Implications of liquid-liquid distribution coefficients to mineral-liquid partitioning**. *Geochim. Acta*, 42, 921-932, 1978.

SAALMANN K, Remus M. V. D, Hartmann L. A. **Geochemistry and Crustal Evolution of Volcano-sedimentary successions and Orthogneisses in the São Gabriel block, Southernmost Brazil – Relics of Neoproterozoic Magmatic Arcs**. *Gondwana Research*, 8 N 2 pp 143-161, 2005.

SAUNDERS, A.D. & J. Tarney. **The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea**. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43, 555-72, 1979.

SAUNDERS, A. D., Tamey, J. and Weaver, S. D. **Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: Implications for the genesis of calcalkaline magmas**. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46, 344-360, 1980.

SCHALTEGGER, U. & Corfu, F. **Late Variscan 'Basin and Range' magmatism and tectonics in the Central Alps: evidence from U-Pb geochronology**. *Geodynamica Acta* 8, 82-98, 1995.

SCHILLING, J.G. & Winchester, J.W. **Rare-earth fractionation and magmatic processes in Mantles of Earth and Terrestrial Planets**, edited by S.K. Runcorn, Wiley Intersci., New York. pp. 267–283, 1967.

SCHUBERT, G., Turcotte, D.L. & Olsen P. **Mantle Convection in the Earth and Planets**, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 940, 2001.

SERRI, G., Innocenti, F. & Manetti, P. **Geochemical and petrological evidence of the subduction of delaminated Adriatic continental lithosphere in the genesis of the Neogene–Quaternary magmatism of central Italy.** *Tectonophysics* 223, 117–147, 1993.

SHAW, D.M. **Continuous (dynamic) melting theory revisited.** *Canadian Mineralogist* 38, 1041–1063, 2000.

SODRÉ U. **Modelos matemáticos.** Notas de aula. Departamento da UEL Londrina 2007. Disponível em <http://www.uel.br/projetos/matessencial/superior/pdfs/modelos.pdf>. Acessado em 24/10/2016.

SOMMER C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S. **Evolução do vulcanismo alcalino na porção sul do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito – RS.** *Rev. Bras. Geoc.*, 29:245-254.1999.

SOMMER C. A., Lima. E. F, Nardi L. V., Figueiredo A. M. G., Pierosan R. **Potassic and low- and high- Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil.***Journal of South American Earth Sciences*, 18, 237-254, 2005a.

SOMMER C. A., Lima E F., Nardi L. V. S, Liz J. D., Waichel B. L. **Neoproterozoic, Mildly Alkaline, Bimodal Volcanism in Southern Brazil: Geological and Geochemical Aspects.** *International Geology Review*, 47, p 1090-1110, 2005 b.

SOMMER C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S., Liz J.D., Waichel B.L. **The evolution of Neoproterozoic magmatism in southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basins.** *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 78:573-589, 2006.

SONG, S.G., Niu, Y.L., Su, L., Zhang, C., Zhang, L.F. **Continental orogenesis from ocean subduction, continent collision/subduction, to orogen collapse, and orogen recycling: the example of the North Qaidam UHPM belt, NWChina.** *Earth-Science Reviews* 129, 59–84, 2014.

SPARKS, R.S.J & H. E. Huppert. **Density changes during fractional crystallisation of basaltic magmas: fluid dynamic applications.** *Contrib. Mineral. Petrol.* 85,300-9, 1984.

STORMER, Jr. J. C., Nicholls, J. **XLFRAC: A Program for the Interactive Testing of Magmatic Differentiation Models**. Computers e Geociencias. Vol. 4 pp143-159, 1978.

STURARO, J. R., Govone, J. S. **Modelos numéricos em geociências 9º Brazilian Conference on Dynamics Control and their applications** Serra Negra, SP 07-11, 2010.

SUN, S.S., McDonough, W.F. **Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes**. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in the oceanic basin. Geological society of london. Special Publication, London, pp. 313–345, 1989.

TAYLOR, S.R., McLennan, S.M. **The geochemical evolution of the continental crust**. Reviews in Geophysics 33, 241–265, 1995.

TEIXEIRA W., Fairchild T. R., Toledo M. C. M., Taioli F. **Decifrando a Terra**. 2ª edição Turner, J. S. & I.H. 2009

THOMPSON, R. N. **Magmatism of the British Tertiary volcanic province**. Scott. J. Geol. 18, 49-107, 1982.

TURNER, J. S. e Campbell, I. H. **Convection and mixing in magma chambers**. Earth Sci. Rev. 23, 255-352, 1986.

TURNER, S., Hawkesworth, C., Liu, J., Rogers, N., Kelley, S. & van Calsteren, P. **Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks**. Nature 364, 50–54, 1993.

TURNER, S., Hawkesworth, C. **Constraints on flux rates and mantle dynamics beneath island arcs from Tonga–Kermadec lava geochemistry**. Nature 389, 568–73, 1997.

TURNER, S. P., Platt, J. P., George, R. M. M., Kelley, S. P., Pearson, D. G. & Nowell, G. M. **Magmatism associated with orogenic collapse of the Betic–Alboran Domain, SE Spain**. Journal of Petrology 40, 1011–1036, 1999.

WAGER, L.R. & G.M. Brown. **Layered igneous rocks**. Edinburgh: Oliver and Boyd, 588 pp, 1968.

WALTER, M. J. **Melting of granet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere**. *Journal of Petrology* 39, 29-60 1998.

WANG M., Song S., Niu Y., Su L. **Post-collisional magmatism: Consequences of UHPM terrane exhumation and orogen collapse, N. Qaidam UHPM belt, NW China** *Lithos* 210–211, 181–198, 2014.

WATSON B.B. **Two-liquid partition coefficients: experimental data and geochemical implications**. *Contrib. Mineral. Petrol.* 56, 119-134, 1976.

WERNICK Eberhard **Rochas magmáticas – Conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica**. 655 p, 2004.

WHALEN, J.B., Currie, K. L. & Chappell, B.W: **A-type granites: geochemical characteristics discrimination and petrogenesis**. *Contrib. Mineral. Petrol.* 95, 407-419, 1987.

WHITE, R., **Melt production rates in mantle plumes**. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A* 342, 137-153 1993.

WILDNER, W., Nardi, L.V.S., & Lima, F.E. **Post-Collisional Alkaline Magmatism on the Taquarembó Plateau: A Well-Preserved Neoproterozoic–Cambrian Plutono-volcanic Association in Southern Brazil**, *International Geology Review*, 41:12, 1082-1098, 1999.

WILDNER, W., Nardi, L.V.S., **Características geoquímicas e de posicionamento tectônico do magmatismo Neoproterozoico aflorante no Platô do Taquarembó – RS**. *Revista Brasileira de Geociência*, 32(2):169-184, 2002.

WILSON M. **Igneous Petrogenesis**. Londres: Unwin Hyman, 466 p., 1989.

WILSON, M., Bianchini, G. **Tertiary–Quaternary magmatism within the Mediterranean and surrounding regions.** In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F. & Serrane, M. (eds) **The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen.** Geological Society, London, Special Publications 156, 141–168, 1999.

Wolff, J. A., Storey, M. **Zoning in highly alkaline magma bodies.** Geological Magazine 121, 563–575, 1984.

WOOD, D.A. 1979. **Dynamic partial melting: Its application to the petrogenesis of basalts erupted in Iceland, the Faeroe Islands, the Isle of Skye (Scotland) and the Troodos Massif (Cyprus),** *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43, 1031–1046, 1979.

WORTEL, M. J. R., Spakman, W. **Subduction and slab detachment in the Mediterranean–Carpathian region.** *Science* 290, 1910–1917, 2000.

YANG, J., Wu, F., Wilde, S.A., Liu, X. **Petrogenesis of Late Triassic granitoids and their enclaves with implications for post-collisional lithospheric thinning of the Liaodong Peninsula, North China Craton.** *Chemical Geology* 242, 155–175, 2007.

ZERFASS, H. and Almeida, D. del P.M. de. **Mapa geológico da região dos cerros do Bugio e Perau, Município de Caçapava do Sul, RS. Estudos Tecnológicos - Acta Geologica Leopoldensia, (Série Mapas), v. 20, pp. 3-17, 1997.**

ZERFASS, H., Almeida, D. del PM. de. and Gomes, C.H. **Faciology of Acampamento Velho formation volcanic rocks (Camaquã Basin) in the region of Serra de Santa Barbara, Cerro do Perau and Cerro do Bugio (Municipality of Caçapava do Sul- RS).** *Rev. Bras. de Geoci.*, v. 30, pp. 012-016, 2000.

ZHAO, Z.-F., Zheng, Y. F., Wei, C.S., Wu, Y.B. **Post-collisional granitoids from the Dabie orogen in China: zircon U–Pb age, element and O isotope evidence for recycling of subducted continental crust.** *Lithos* 93, 248–272, 2007.

ZOU, H.B. **Trace element fractionation during modal and non-modal dynamic melting and open-system melting: A mathematical treatment.** *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 1937–1945, 1998.

ZOU, H.B. **Quantitative Geochemistry** Imperial College Press, London, 304 pp. 2007.

ANEXO

Tabela 1 – Dados Geoquímicos das rochas básicas da FAV na região da Serra de Santa Bárbara (SSB) e do Platô do Taquarembó (PT).

Elem.	SSB1	SSB4	SSB2	SSB3	SSB5	PT1	PT3	PT2	PT4	PT5	PT6
	SSB32B	MH9	SSB7	MH13	MH14	WW22	WW28	WW82	WW80	WW07	WW85
SiO ₂	45,72	47,05	48,84	51,48	54,31	48,83	49,07	53,59	56,64	58,71	59,65
Al ₂ O ₃	14,75	16,49	15,19	15,59	12,12	14,36	13,53	15,66	16,66	13,48	13,77
Fe ₂ O ₃	9,56	8,84	8,76	9,13	6,44	11,81	13,02	9,24	7,43	9,41	8,76
MgO	6,19	5,57	4,20	4,23	2,14	5,90	6,65	3,88	4,17	1,63	1,92
CaO	8,05	6,31	4,96	1,29	5,71	8,80	10,81	6,59	7,08	3,03	3,02
Na ₂ O	2,71	4,38	4,93	5,00	4,50	2,83	2,18	3,21	3,07	4,24	4,13
K ₂ O	0,35	0,77	1,34	0,63	1,20	1,50	0,49	2,27	2,00	4,36	4,38
TiO ₂	1,88	1,57	1,41	1,53	2,19	2,00	1,18	1,96	1,07	1,45	1,29
P ₂ O ₅	0,41	0,27	0,26	0,28	0,41	0,74	0,14	0,88	0,44	0,43	0,43
MnO	0,15	0,12	0,15	0,07	0,17	0,16	0,21	0,17	0,12	0,26	0,25
LOI	9,58	8,84	8,84	7,62	9,29	2,18	1,70	2,05	1,83	1,94	1,89
Cs	0,50	2,00	0,80	2,30	0,80	1,30	0,20	0,60	0,20	0,40	0,30
Rb	29,00	12,10	30,00	13,80	26,00	24,00	8,40	31,00	23,00	53,00	52,00
Ba	355,00	240,00	203,00	174,90	353,30	889,00	139,00	1651,00	1408,00	1357,00	1364,00
Sr	555,00	519,00	111,00	279,70	225,70	398,00	181,00	503,00	569,00	150,00	187,00
Pb	12,00	9,00	13,00	13,00	13,00	8,00	-5,00	21,00	18,00	36,00	28,00
Th	1,50	3,45	2,70	3,03	4,19	1,87	2,00	5,65	4,91	7,68	9,05
U	0,70	0,74	1,40	0,84	0,97	0,27	0,41	0,65	0,60	1,37	1,73
Zr	197,00	207,10	169,00	231,10	330,30	266,00	98,00	397,00	337,00	883,00	1149,00
Hf	4,80	5,00	4,30	5,50	7,90	5,60	2,80	9,00	6,60	21,00	29,00
Ta	0,55	0,58	0,49	0,80	0,86	0,63	0,40	1,03	0,84	1,71	1,86
Y	32,00	31,00	28,00	32,00	42,00	41,00	28,00	45,00	31,00	85,00	91,00
Nb	10,00	9,60	6,00	11,50	16,20	10,00	6,40	15,00	15,00	29,00	32,00
Sc	28,00	22,00	19,00	22,00	26,00	36,00	44,00	21,00	16,00	28,00	30,00
Cr	155,00	110,00	91,00	133,00	74,00	171,00	100,00	16,00	140,00	-10,00	-10,00
Ni	62,00	83,00	104,00	87,00	39,00	95,00	57,00	14,00	70,00	-10,00	-10,00
Co	37,00	33,70	40,00	35,00	16,80	38,00	51,00	22,00	24,00	5,40	5,50
V	174,00	152,00	140,00	154,00	179,00	213,00	314,00	135,00	106,00	35,00	41,00
W	0,50	0,50	-0,50	0,90	0,60	1,60	0,70	2,40	2,10	1,90	0,70
Ga	17,00	19,00	17,00	19,00	15,00	19,00	18,00	22,00	21,00	25,00	30,00
Zn	89,00	57,00	93,00	177,00	13,00	100,00	72,00	104,00	95,00	163,00	154,00

Cu	35,00	32,00	23,00	67,00	65,00	24,00	158,00	34,00	37,00	14,00	12,00
La	25,00	25,10	23,00	30,60	45,90	43,20	9,80	78,70	64,90	135,00	126,00
Ce	55,00	52,20	48,00	63,00	92,30	93,70	21,50	166,00	124,00	284,00	263,00
Pr	7,09	5,54	5,64	6,45	9,33	11,65	2,79	19,74	14,05	33,10	31,83
Nd	31,00	26,50	25,00	30,60	43,60	48,20	13,80	76,60	50,90	126,00	123,00
Sm	7,00	6,00	5,60	6,60	9,40	9,61	3,91	14,00	8,48	21,30	21,60
Eu	2,09	1,93	1,70	1,77	2,73	2,62	1,36	4,14	2,12	3,82	3,88
Gd	6,40	6,50	5,30	7,00	9,90	8,35	4,52	11,00	6,23	16,00	17,00
Tb	1,00	1,10	0,90	1,10	1,50	1,23	0,86	1,61	0,92	2,39	2,58
Dy	6,00	6,70	5,00	5,80	8,00	6,92	5,26	8,56	5,11	13,50	14,90
Ho	1,20	1,20	1,00	1,10	1,60	1,29	1,08	1,68	0,96	2,74	2,98
Er	3,50	3,50	3,00	3,40	4,90	3,71	3,15	4,76	2,82	7,93	8,84
Tm	0,49	0,45	0,45	0,45	0,53	0,52	0,48	0,65	0,40	1,26	1,45
Yb	3,10	3,20	2,80	3,10	4,20	3,15	3,01	4,05	2,35	7,85	8,86
Lu	0,44	0,51	0,43	0,49	0,68	0,47	0,46	0,59	0,36	1,22	1,39

Fonte: dados da SSB obtidos de Almeida *et al.* (2002) e do PT obtidos de Wildner *et al.* (1999).

Tabela 2 – Dados Geoquímicos das rochas ácidas da FAV na região da Serra de Santa Bárbara (SSB) e do Platô do Taquarém (PT).

Elem.	PT12	PT9	PT11	PT8	PT10	PT7	SSB11	SSB8	SSB7	SSB10	SSB17
	WW24a	WW33b	WW47	WW18a	WW63	WW06a	SSB14	MH50	MH7	MH60	MH41
SiO ₂	60,04	66,25	66,28	70,30	72,17	74,47	67,64	75,76	76,26	76,37	76,59
Al ₂ O ₃	14,83	14,33	13,46	12,65	13,89	11,95	11,45	11,73	11,32	12,34	11,49
Fe ₂ O ₃	6,15	5,96	4,20	5,64	2,87	4,18	2,96	1,43	1,50	1,33	2,00
MgO	2,68	0,24	1,18	0,12	0,69	0,04	0,95	0,11	0,06	0,10	0,13
CaO	3,69	1,89	2,95	0,09	0,41	0,05	4,03	0,96	0,12	0,17	0,05
Na ₂ O	4,15	4,87	3,26	4,11	4,73	3,95	1,10	2,53	3,76	2,50	2,41
K ₂ O	3,03	4,98	4,11	3,46	4,44	4,21	4,18	5,26	4,75	5,36	5,54
TiO ₂	0,90	0,62	0,91	0,34	0,46	0,25	0,44	0,12	0,09	0,13	0,14
P ₂ O ₅	0,68	0,14	0,37	0,08	0,10	0,04	0,10	0,01	0,00	0,01	0,04
MnO	0,08	0,25	0,08	0,06	0,07	0,02	0,07	0,02	0,01	0,02	0,01
LOI	1,80	0,95	2,45	1,73	0,95	0,81	6,26	1,45	0,41	1,33	1,31
Cs	0,90	0,30	0,60	0,80	0,20	0,50	7,10	2,90	1,70	2,60	1,50
Rb	78,00	49,00	94,00	65,00	100,00	98,00	167,00	149,00	148,30	144,60	91,60
Ba	1605,00	323,00	2039,00	677,00	1170,00	109,00	270,00	312,80	128,60	369,10	137,80
Sr	776,00	117,00	353,00	63,20	117,00	48,10	87,00	34,90	28,00	52,70	45,40
Pb	110,00	23,00	34,00	26,00	72,00	18,00	17,00	30,00	21,00	23,00	17,00
Th	12,20	5,13	16,80	11,60	16,60	15,30	9,70	13,98	14,53	13,28	9,10
U	2,37	0,51	2,12	1,91	2,81	2,27	1,60	1,55	2,47	1,22	0,87

Zr	288,00	434,00	293,00	889,00	357,00	1068,00	191,00	276,00	233,00	189,20	236,50
Hf	6,80	10,00	6,40	24,00	9,50	29,00	6,50	7,80	13,90	7,30	78,00
Ta	2,05	1,19	1,43	2,08	1,64	2,93	1,13	1,47	2,23	1,38	1,05
Y	19,00	46,00	29,00	69,00	37,00	90,00	38,00	57,00	35,00	42,00	36,00
Nb	36,00	25,00	17,00	46,00	27,00	60,00	15,00	21,00	18,00	12,00	17,10
Cr	38,00	-10,00	-10,00	-10,00	14,00	-10,00	54,00	28,00	36,00	30,00	34,00
Ni	23,00	10,00	-10,00	-10,00	-10,00	10,00	18,00	14,00	10,00	13,00	15,00
Co	15,00	0,80	6,40	1,60	5	0,90	5,90	0,20	0,40	2,60	0,70
W	1,40	3,50	0,70	1,90	2,80	3,50	0,90	1,50	2,60	1,20	1,50
Ga	21,00	20,00	19,00	24,00	21,00	28,00	16,00	19,00	25,00	20,00	20,00
Zn	165,00	78,00	57,00	98,00	50,00	43,00	41,00	24,00	58,00	42,00	43,00
Cu	19,00	13,00	17,00	12,00	15,00	14,00	24,00	9,00	33,00	11,00	22,00
La	92,30	112,00	84,90	156,00	149,00	110,00	97,00	81,40	16,00	23,80	64,00
Ce	176,00	220,00	158,00	313,00	272,00	250,00	72,00	136,00	54,90	85,90	113,40
Pr	18,19	23,73	29,73	33,43	26,39	26,29	8,24	14,34	3,64	3,87	8,86
Nd	67,80	97,20	54,30	130,00	91,20	99,80	34,00	57,40	15,10	14,50	29,10
Sm	10,70	15,60	8,80	20,70	14,00	18,80	7,70	10,50	4,40	3,20	5,50
Eu	2,12	3,18	2,07	1,26	2,08	0,41	0,77	0,62	0,13	0,36	0,13
Gd	6,62	10,90	6,04	14,00	9,22	13,60	6,90	10,80	5,00	4,70	5,20
Tb	0,89	1,69	0,91	2,37	1,40	2,64	1,20	1,60	1,40	1,00	0,90
Dy	4,11	9,01	4,70	13,10	7,05	15,90	6,40	8,50	10,90	7,00	5,90
Ho	0,73	1,70	0,91	2,54	1,33	3,34	1,30	1,70	2,60	1,60	1,30
Er	2,06	5,01	2,70	7,76	3,92	10,40	3,60	5,40	8,80	4,80	4,40
Tm	0,26	0,73	0,38	1,20	0,55	1,66	0,55	0,76	1,36	0,68	0,67
Yb	1,53	4,56	2,44	7,47	3,44	10,50	3,30	5,00	8,60	4,40	4,40
Lu	0,22	0,72	0,36	1,20	0,51	1,61	0,49	0,84	1,31	0,66	0,71

Fonte: dados da SSB obtidos de Almeida *et al.* (2002) e do PT obtidos de Wildner *et al.* (1999).

Tabela 3 – Dados Geoquímicos das rochas ácidas da FAV na região da Serra de Santa Bárbara (SSB).

Elem.	SSB9	SSB16	SSB21	SSB15	SSB13	SSB20	SSB14	SSB18	SSB6	SSB19	SSB12
	MH53	MH37	MH7	MH31	SSB1B	MH22	MH15	MH20	WW27	MH21B	SSB13
SiO ₂	76,85	77,05	77,26	77,46	77,79	78,15	78,54	78,97	79,26	80,60	81,73
Al ₂ O ₃	12,29	11,47	11,67	11,30	11,77	10,07	9,39	10,90	11,48	8,52	9,08
Fe ₂ O ₃	1,52	1,40	1,53	1,68	2,49	1,97	0,85	1,66	1,40	1,34	1,87
MgO	0,08	0,09	0,10	0,08	0,06	0,01	0,28	0,08	0,11	0,02	0,03
CaO	0,06	0,09	0,06	0,08	0,06	0,01	1,94	0,03	0,21	0,02	0,03

Na ₂ O	2,70	1,78	0,14	2,26	0,81	0,34	1,97	2,98	3,32	0,26	0,40
K ₂ O	5,49	5,50	5,01	5,56	5,37	7,87	3,74	4,18	3,90	6,41	6,42
TiO ₂	0,13	0,11	0,12	0,12	0,14	0,09	0,09	0,07	0,09	0,07	0,11
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,04
MnO	0,02	0,01	0,02	0,01	-0,01	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01
LOI	1,12	1,34	2,80	1,07	1,90	0,76	2,81	0,68	0,75	0,94	1,04
Cs	2,10	1,50	4,10	2,00	1,00	1,60	7,30	1,10	0,90	0,80	0,50
Rb	128,40	97,20	119,70	101,70	141,00	176,70	158,30	100,30	127,60	140,50	141,00
Ba	428,10	158,90	136,20	92,80	190,00	52,00	225,00	60,30	139,40	72,30	247,00
Sr	54,10	39,70	23,20	33,80	43,00	36,50	86,60	35,80	40,30	49,50	41,00
Pb	23,00	14,00	22,00	22,00	19,00	26,00	16,00	15,00	22,00	15,00	29,00
Th	13,07	6,32	12,73	9,37	15,00	12,00	11,21	14,33	16,60	15,55	11,00
U	1,07	1,08	0,77	0,98	3,20	2,72	1,22	1,12	2,13	2,38	2,60
Zr	253,10	233,00	254,00	207,50	601,00	343,40	127,20	172,00	196,00	270,00	134,00
Hf	81,00	7,20	6,90	72,00	16,00	9,90	4,20	11,50	13,30	7,90	7,50
Ta	1,48	1,08	1,38	1,09	1,99	1,63	1,90	2,03	2,23	1,68	1,29
Y	46,00	35,00	46,00	30,00	75,00	85,00	91,00	45,00	114,00	55,00	13,00
Nb	21,10	18,00	20,00	17,60	24,00	28,40	17,70	20,00	13,00	26,00	6,00
Cr	28,00	28,00	19,00	36,00	24,00	29,00	32,00	21,00	26,00	28,00	32,00
Ni	9,00	26,00	10,00	10,00	39,00	21,00	22,00	15,00	11,00	9,00	14,00
Co	0,40	2,90	1,40	0,60	-0,50	0,20	2,60	0,10	71,00	0,10	-0,50
W	1,10	1,40	1,20	1,70	-0,50	3,40	0,70	1,20	1,20	1,70	-0,50
Ga	19,00	18,00	18,00	19,00	22,00	20,00	17,00	19,00	23,00	12,00	11,00
Zn	48,00	22,00	27,00	52,00	50,00	32,00	56,00	37,00	61,00	16,00	18,00
Cu	7,00	17,00	11,00	10,00	-10,00	31,00	11,00	16,00	71,00	27,00	23,00
La	39,00	28,50	85,20	47,30	22,00	54,40	21,30	26,40	98,10	30,80	66,00
Ce	151,60	30,90	127,60	127,20	53,00	99,70	37,80	48,30	72,90	62,30	121,00
Pr	4,55	1,60	13,65	4,28	5,64	9,25	4,52	3,55	15,98	6,27	13,50
Nd	16,50	4,20	53,40	10,50	24,00	30,30	22,60	12,00	68,00	28,30	54,00
Sm	3,10	0,90	9,50	1,40	8,00	4,60	8,10	2,90	16,60	6,50	10,00
Eu	0,35	0,07	0,50	0,05	0,29	0,14	0,25	0,09	0,38	0,13	0,47
Gd	5,40	1,80	8,80	3,20	10,00	7,40	10,70	4,70	17,90	6,50	8,10
Tb	1,00	0,40	1,30	0,60	2,10	1,90	2,30	1,10	3,30	1,30	1,40
Dy	7,10	4,30	7,20	4,60	13,00	13,40	14,70	7,70	17,60	8,10	8,20
Ho	1,60	1,20	1,40	1,10	2,60	2,90	3,10	1,60	3,40	1,70	1,70
Er	4,80	4,00	4,50	3,90	7,50	9,10	9,60	4,80	10,10	5,20	5,00
Tm	0,70	0,82	0,64	0,63	1,28	1,30	1,42	0,65	1,42	0,79	0,82
Yb	4,70	4,40	4,00	4,00	7,60	8,20	9,10	4,40	8,90	4,90	4,90
Lu	0,73	0,69	0,62	0,84	1,14	1,28	1,41	0,68	1,35	0,78	0,77

Fonte: dados da SSB obtidos de Almeida *et al.* (2002).

Tabela 4 – Dados geoquímicos das rochas intermediárias da FAV da região do Platô da Ramada (PR).

Elem	PR1	PR2	PR3	PR4	PR5	PR6	PR7	PR8	PR9	PR10	PR11	PR12
	JU24	RM308	JU13	Pto25e	Pto24c	RM312	RM314	PR305	JU23	RM306	RM311B	JU22
SiO ₂	56,91	58,84	58,97	59,18	59,29	59,44	59,72	60,18	60,46	60,76	60,82	63,01
Al ₂ O ₃	14,35	13,97	14,32	13,94	13,50	14,60	14,26	14,35	14,55	14,26	14,25	13,66
Fe ₂ O ₃	8,96	7,22	7,48	7,58	7,33	7,77	7,50	7,63	7,56	7,02	7,24	6,97
MgO	1,45	1,30	1,53	1,32	1,50	1,50	1,04	1,80	1,05	1,48	1,35	0,96
CaO	4,90	3,99	4,25	4,27	3,95	4,61	3,94	3,48	3,69	3,69	3,72	2,63
Na ₂ O	3,51	3,43	3,51	3,55	3,66	3,76	3,82	3,89	3,96	3,77	3,73	3,73
K ₂ O	3,31	3,90	3,54	4,00	3,59	3,55	4,04	3,52	4,23	3,59	3,91	4,49
TiO ₂	1,49	1,35	1,24	1,23	1,23	1,51	1,35	1,39	1,08	1,28	1,30	0,85
P ₂ O ₅	0,59	0,50	0,47	0,46	0,45	0,58	0,52	0,53	0,41	0,48	0,48	0,27
MnO	0,15	0,14	0,14	0,14	0,15	0,16	0,16	0,14	0,15	0,12	0,16	0,18
LOI	4,17	4,35	4,41	4,23	4,90	3,47	4,28	3,95	2,55	4,16	3,56	2,62
Rb	39,00	61,00	51,00	56,00	55,00	46,00	64,00	57,00	48,00	57,00	63,00	52,00
Ba	1228,0	1532,0	1324,0	1427,0	1470,0	1441,0	1536,0	1402,0	1563,0	1257,0	1806,0	1293,0
Sr	210,00	264,00	212,00	206,00	212,00	255,00	174,00	228,00	151,00	246,00	258,00	74,00
Th	5,40	6,45	6,40	6,70	6,80	5,98	6,25	6,53	6,50	7,02	6,64	7,70
U	0,90	1,29	1,20	1,10	1,20	1,21	1,33	1,32	1,00	1,44	1,35	1,20
Zr	619,00	724,00	599,00	755,00	663,00	731,00	760,00	723,00	921,00	710,00	734,00	1006,0
Hf	12,30	13,70	11,80	14,50	12,90	13,80	14,10	14,00	16,50	13,90	14,10	18,20
Ta	1,00	1,08	1,00	1,10	1,00	1,07	1,06	1,05	0,90	1,06	1,07	1,10
Y	53,00	53,90	51,00	52,00	50,00	56,70	54,10	54,60	51,00	53,00	54,60	59,00
Nb	20,00	17,60	18,00	21,00	19,00	17,70	17,70	17,40	19,00	17,10	17,20	19,00
Cr	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	20,00	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Co	11,00	10,00	10,00	9,00	9,00	11,00	10,00	11,00	7,00	10,00	10,00	6,00
Ga	21,00	22,00	21,00	23,00	21,00	23,00	23,00	23,00	22,00	22,00	22,00	23,00
Zn	100,00	110,00	80,00	90,00	90,00	120,00	110,00	120,00	80,00	100,00	110,00	80,00
Cu	10,00	10,00	< 10	10,00	10,00	10,00	10,00	20,00	10,00	10,00	10,00	10,00
La	112,00	104,00	105,00	114,00	104,00	105,00	103,00	105,00	137,00	104,00	103,00	148,00
Ce	226,00	208,00	208,00	228,00	198,00	211,00	208,00	212,00	268,00	210,00	209,00	275,00
Pr	26,80	25,70	24,30	26,30	23,40	26,20	26,00	26,20	31,30	26,00	25,90	32,40
Nd	99,90	82,50	91,00	96,30	87,00	84,90	83,60	84,70	115,00	83,10	83,40	119,00
Sm	16,00	13,70	14,70	15,30	13,90	14,20	13,80	14,20	16,80	13,70	13,80	17,50
Eu	4,53	3,71	3,96	3,97	3,94	3,93	3,73	3,95	4,59	3,64	3,67	4,30
Gd	13,30	11,80	11,70	12,90	11,90	12,50	12,30	12,60	13,40	12,20	12,10	14,50

Tb	1,90	1,80	1,60	1,80	1,80	1,90	1,85	1,89	1,80	1,83	1,84	2,00
Dy	10,00	9,70	9,20	9,80	8,90	9,98	9,71	9,91	9,70	9,63	9,76	10,00
Ho	1,80	1,81	1,70	1,80	1,70	1,90	1,78	1,85	1,80	1,78	1,82	1,90
Er	5,40	5,25	4,90	5,40	4,80	5,44	5,22	5,44	5,30	5,31	5,36	5,80
Tm	0,78	0,76	0,75	0,82	0,74	0,78	0,77	0,80	0,79	0,79	0,78	0,89
Yb	4,90	4,81	4,80	5,00	4,70	4,94	4,83	4,96	5,10	4,87	4,92	5,80
Lu	0,72	0,78	0,69	0,75	0,71	0,80	0,79	0,78	0,78	0,78	0,78	0,84

Fonte: Matté *et al.* (2012).