

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**ROCHAS VULCÂNICAS ALTA-SÍLICA NA REGIÃO DO TUPANCI, NW
DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE**

FELIPE PADILHA LEITZKE

Orientador: Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

Porto Alegre – 2013

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**ROCHAS VULCÂNICAS ALTA-SÍLICA NA REGIÃO DO TUPANCI, NW
DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE**

FELIPE PADILHA LEITZKE

ORIENTADOR – Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

BANCA EXAMINADORA

Prof^a. Dr^a. Márcia Aparecida de Sant’Ana Barros – Universidade Federal do Mato Grosso

Prof^a. Dr^a. Rossana Muzio – Universidad de La República Oriental Del Uruguay

Prof. Dr. Wilson Wildner – Serviço Geológico do Brasil (CPRM)

Dissertação de Mestrado apresentada como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geociências.

Porto Alegre – 2013

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Leitzke, Felipe Padilha

Rochas vulcânicas alta-sílica na região do Tupanci, NW do Escudo Sul-Rio-Grandense . / Felipe Padilha Leitzke. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2013.
[87 f.] il.

Dissertação (Mestrado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2013.

Orientador: Carlos Augusto Sommer

1. Vulcanismo. 2. Formação Acampamento Velho. 3. Bacia do Camaquã. 4. Tupanci. I. Título.

CDU 551.7

Catálogo na Publicação
Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS
Miriam Alves CRB 10/1947

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus pelas oportunidades e por iluminar a minha vida.

A minha família, em especial aos meus pais Sandro e Cristina e a minha irmã Juliana por sempre me incentivarem a estudar. A minha companheira Mariana de Brito por tornar os meus dias especiais e não me deixar desistir frente às adversidades.

Ao Professor Carlos Augusto Sommer pelo conhecimento compartilhado tanto na área técnico-científica como pessoal e pelo apoio ao desenvolvimento e conclusão desta dissertação de Mestrado.

Ao Instituto de Geociências e seus funcionários pela infra-estrutura e logística, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul pelo ensino público, gratuito e de qualidade e aos colegas de pesquisa pelo companheirismo.

RESUMO

A região do Tupanci, localizada no noroeste do Escudo Sul-Rio-Grandense, apresenta um expressivo volume de depósitos vulcânicos de composição ácida, estratigraficamente correlacionados à Formação Acampamento Velho, da Bacia do Camaquã. Esta região apresenta a exposição mais setentrional deste episódio vulcânico, caracterizado por uma sequência vulcânica de rochas efusivas e piroclásticas, de composição predominantemente ácida, afinidade alcalina sódica e idades aproximadas a 550 Ma, cujos processos são vinculados aos magmatismo pós-colisional do ciclo orogênico Brasileiro/Pan-Africano no ESRG. As rochas vulcânicas ácidas ocorrem na forma de depósitos efusivos e, em menor volume, piroclásticos, distribuídas em dois Cerros: Tupanci e dos Picados. O Cerro Tupanci apresenta características de uma intrusão subvulcânica com morfologia alongada (N-S), representada por riolitos porfiríticos, com fenocristais de sanidina e quartzo envoltos por uma matriz quartzo-feldspática equigranular fina a afanítica, ocorrendo com intensa foliação de fluxo nas regiões de borda. No Cerro dos Picados ocorrem derrames riolíticos texturalmente semelhantes, porém com matriz afanítica de aspecto vítreo e presença de biotita, além de depósitos piroclásticos caracterizados por ignimbritos riolíticos. Os ignimbritos podem ser divididos em duas fácies, sendo: ignimbritos ricos em líticos, com alguns púmices desvitrificados e pouco estirados, além de pequenos e raros cristaloclastos; e ignimbritos reomórficos, onde ocorre abundância em púmices desvitrificados com uma destacável textura eutaxítica, maior frequência de cristaloclastos e raros litoclastos. O comportamento dos elementos maiores, traços e ETR de ambos os cerros permitem classificar o magmatismo como supersaturado em sílica, semelhante aos sistemas de alta sílica, afinidade alcalina, e tendência metaluminosa a levemente peralcalina, com características semelhantes aos granitos tipo "A". As informações obtidas indicam uma vinculação genética destas rochas com o vulcanismo da Formação Acampamento Velho, confirmando, desta maneira, a correlação estratigráfica.

Palavras-Chave: Vulcanismo, Formação Acampamento Velho, Bacia do Camaquã, Tupanci.

ABSTRACT

Volcanic and hypabyssal acid rocks occur in the area of Tupanci, located at the NW portion of the Sul-Rio-Grandense Shield. These rocks are stratigraphically correlated to the Acampamento Velho Formation (about 550Ma), at the Camaquã Basin. This region has the northernmost exposure of this volcanic episode, which comprises a sequence of effusive/hypabyssal and pyroclastic rocks, with dominantly acid composition and sodic-alkaline affinity, whose genetic processes are linked to the post-collisional stages of the Brasiliano/Pan-Africano orogenic cycle. In this region the acid volcanic rocks occur mainly as effusive deposits and secondarily as pyroclastic deposits, in two Cerros (Hills): Tupanci and Picados. The Cerro Tupanci defines an elongated morphology (N-S), interpreted as a sub-volcanic intrusion, represented by porphyritic rhyolites with phenocrysts of alkali feldspar and quartz surrounded by a equigranular-fine-grained to aphanitic quartz-feldspar matrix, with a strong flow foliation on border regions. In the Cerro dos Picados, texturally similar rhyolitic rocks occur, but with aphanitic to glassy matrix and presence of biotite, and pyroclastic deposits, characterized by rhyolitic ignimbrites. The ignimbrites can be separated in two facies: lithic-rich ignimbrites, with a few devitrified and poorly elongated pumice and crystal fragments; and reomorphic, with abundance of devitrified pumices with a detachable eutaxitic texture, crystal fragments and rarely lithic fragments. The behavior of major elements, traces and REEs allows to classify the magmatism as silica oversaturated, similar to the systems with high-silica, alkaline affinity and a metaluminous to slightly peralkaline trend with similar characteristics to the "A" type granites. The petrographic and lithochemical data obtained indicate a genetic linkage with the Acampamento Velho Formation magmatism, confirming the stratigraphic correlation.

Keywords: *Volcanism, Acampamento Velho Formation, Camaquã Basin, Tupanci.*

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	7
1.1.	ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	7
1.2.	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA.....	8
1.3.	OBJETIVOS.....	11
2	ESTADO DA ARTE	12
2.1.	A BACIA DO CAMAQUÃ	12
2.1.1.	<i>Os Ciclos Vulcânicos da Bacia do Camaquã</i>	19
2.1.2.	<i>O Vulcanismo da Formação Acampamento Velho</i>	23
2.1.3.	<i>A região do Tupanci</i>	28
2.2.	SISTEMAS RIOLÍTICOS “ALTA-SÍLICA”	29
2.3.	MAGMATISMO ÁCIDO PÓS-COLISIONAL DO TIPO “A”	30
3	METODOLOGIA	32
3.1.	ETAPA DE ESCRITÓRIO	32
3.1.1.	<i>Revisão Bibliográfica</i>	32
3.1.2.	<i>Aquisição de Imagens de Satélite e Fotografias Aéreas</i>	33
3.1.3.	<i>Confecção do Trabalho Final</i>	33
3.2.	ETAPA DE CAMPO	33
3.3.	ETAPA DE LABORATÓRIO	34
3.3.1.	<i>Petrografia</i>	34
3.3.2.	<i>Litoquímica</i>	35
3.3.3.	<i>Sistema de Informações Geográficas</i>	35
4	ARTIGO SUBMETIDO À REVISTA PESQUISAS EM GEOCIÊNCIAS	37
5	REFERÊNCIAS	74
	ANEXO I – CARTA DE SUBMISSÃO À REVISTA PESQUISAS EM GEOCIÊNCIAS	84
	ANEXO II – HISTÓRICO ESCOLAR COMPLETO	86

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: Mapa geológico simplificado do ESRG, com a distribuição das principais ocorrências do vulcanismo Neoproterozoico na Bacia do Camaquã..... 10
- Figura 2: Mapa simplificado da Bacia do Camaquã com seus respectivos alogrupos e episódios vulcânicos..... 21
- Figura 3: Esboço geológico do ESRG, com a distribuição das principais ocorrências do vulcanismo Neoproterozoico na bacia do Camaquã (modificado de Lima *et al.*, 2007)..... 40
- Figura 4: Esboço geológico da região do Tupanci (modificado de Menegotto & Medeiros, 1976). 46
- Figura 5: Aspectos petrográficos macro e microscópicos dos riolitos da FN do Cerro Tupanci: A) riolito porfirítico; B) fenocristal de sanidina (LP); C) fenocristais de quartzo em textura glomeroporfirítica (LP); D) feições de reabsorção em grãos de quartzo (LP); E) textura micrográfica de intercrescimento na matriz (LP); F) textura esferulítica de desvitrificação na matriz (LP)..... 48
- Figura 6: Aspectos petrográficos macro e microscópicos da FB do Cerro Tupanci: A) afloramento com foliação de fluxo e fraturamento intenso; B) textura axiolítica evidenciando processos de devitrificação (LP); C) fenocristal de sanidina envolto por matriz felsiférica e estrutura de fluxo (LP); D) grão de quartzo com fortes feições de reabsorção pela matriz e geometria amebóide envolto por estrutura de fluxo (LP); E) fenocristal de quartzo microbrechado (LP); F) amígdala preenchida por opacos + clorita (LP); G) fotomicrografia panorâmica da lâmina mostrando a continuidade da foliação de fluxo e os níveis com diferentes graus de cristalinidade (LP)..... 50
- Figura 7: Aspectos petrográficos macro e microscópicos dos riolitos do Cerro dos Picados: A) riolito porfirítico com matriz de aspecto vítreo; B) foliação de fluxo com autobrechação; C) grão de quartzo com as bordas corroídas (LP); D) textura glomeroporfirítica com fenocristais euédricos de sanidina em matriz microcristalina (LP); E) matriz com arranjo microcristalino quartzo-feldspático e fenocristais de quartzo, sanidina e biotita (LP); F) textura micrográfica em matriz de riolito porfirítico (LP). 52
- Figura 8: Aspectos petrográficos macro e microscópicos das rochas ignimbríticas da fácies rica em líticos do Cerro dos Picados: A) fragmentos piroclásticos do tamanho *lapilli* em amostra de mão; B) fragmentos de púmices com diversas orientações em matriz à base de *shards* (LP); C) fragmento de púmice cortado ortogonal a direção do escape de gases, com bordas difusas (LN); D) fotomicrografia panorâmica da lâmina mostrando os fragmentos de púmices e líticos de tamanho *lapilli* (LP); E) litoclasto de ignimbrito riolítico (LP); F) matriz tufácea com *shards* e textura axiolítica de desvitrificação (LP); G) fragmentos de púmices desvitrificados na matriz (LP)..... 54
- Figura 9: Aspectos petrográficos macro e microscópicos das rochas ignimbríticas da fácies reomórfica do Cerro dos Picados: A) Ignimbrito soldado com textura eutaxítica nos fragmentos de púmices; B) Ignimbrito fortemente soldado com grande quantidade de cristais quebrados; C) fragmentos de cristais de quartzo e feldspato alcalino quebrados e púmices estirados (LN); D) fragmentos de púmices estirados com textura eutaxítica e fenocristais de

quartzo inclusos (LN); E) fotomicrografia panorâmica da lâmina mostrando os fragmentos de púmices estirados caracterizando a textura parataxítica (LP). 56

Figura 10: Amostras das rochas vulcânicas ácidas da região do Tupanci plotadas em diagramas de classificação litoquímica: A) diagrama TAS – razão álcalis vs. sílica (Le Bas *et al.*, 1986); B) Diagrama de Shand com as razões molares entre Al_2O_3/Na_2O+K_2O vs. Al_2O_3/Na_2O+K_2O+CaO (Maniar & Piccoli, 1989); C) Diagrama de classificação R1 vs. R2 (De La Roche *et al.*, 1980); D) Diagrama de classificação Zr/TiO₂ vs. SiO₂ (Winchester & Floyd, 1977). 59

Figura 11: Diagramas binários mostrando a variação de elementos maiores (peso%) em função da TiO₂ (peso%)..... 61

Figura 12: Diagramas binários mostrando a variação de elementos traços (ppm) em função da TiO₂ (peso%) 62

Figura 13: Diagramas de discriminação de riolitos comendíticos/panteleríticos: A) Diagrama Al_2O_3 vs. FeO_t (MacDonald, 1974); B) Diagrama Ta vs. Th (Leat *et al.*, 1986). 63

Figura 14: Diagramas multi-elementares: A) Traços e ETR normalizados pelo ORG (Pearce *et al.*, 1984); B) ETR normalizados pelo condrito (Nakamura, 1974). 65

Figura 15: Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos e classificação de rochas graníticas: A) Rb vs. Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984); B) Zr vs. $10000 * Ga/Al$ (Whalen *et al.*, 1987). 66

Figura 16: Comparação dos dados das amostras da região do Tupanci com outras ocorrências de rochas vulcânicas ácidas da Fm. Acampamento Velho: A) Traços e ETR normalizados pelo ORG (Pearce *et al.*, 1984); B) ETR normalizados pelo condrito (Nakamura, 1974); C) Diagrama de classificação Nb/Y vs. Zr/TiO₂ (Winchester e Floyd, 1977); D) Diagrama discriminante de ambiente tectônico Zr vs. $1000 * Ga/Al$ (Pearce *et al.*, 1984). 66

LISTA DE TABELA

Tabela 1: Resultados de litoquímica para elementos maiores, menores, traços e terras raras nas amostras representativas dos Cerros Tupanci e dos Picados. Elementos maiores em peso% e traços e ETR em ppm. 57

1 INTRODUÇÃO

O vulcanismo é um fenômeno que ocorre em diferentes períodos geológicos e reflete a história termal da Terra, configurando-se sempre em um tema de extrema importância científica e econômica. No Escudo Sul-Rio-Grandense há registros de sequências vulcânicas antigas de diferentes idades, associadas a ambientes geológicos distintos. O entendimento sobre os depósitos vulcânicos e os seus mecanismos formadores é fundamental para compreender a gênese responsável pela variação faciológica encontrada em sucessões antigas. Investigar estas sequências possibilita construir, mesmo que em parte, o cenário das erupções pretéritas. O estudo do magmatismo destas diferentes sequências permite comparações entre sistemas vulcânicos similares, mas vinculados a ambientes temporalmente e geotectonicamente distintos.

Dentro do contexto da geologia do Escudo Sul-Rio-Grandense, uma das principais ocorrências de vulcanismo está relacionada à Formação Acampamento Velho, que reúne um grande volume de rochas efusivas e piroclásticas predominantemente riolíticas. Esta unidade é vinculada ao Neoproterozoico da Bacia do Camaquã, interpretada como um importante *locus* deposicional associado aos estágios finais do Ciclo Brasileiro-Panafricano no Rio Grande do Sul.

Neste âmbito insere-se esta dissertação, que se propõe a investigar o contexto geológico regional e as características petrológicas dos litotipos vulcânicos ácidos que ocorrem nos Cerros Tupanci e dos Picados, podendo desta maneira, compreender, do ponto de vista petrogenético, a correlação estratigráfica com o vulcanismo da Formação Acampamento Velho.

1.1. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno do artigo científico “O Vulcanismo Alta-Sílica da região do Tupanci, NW do Escudo Sul-Rio-Grandense: facilogia, petrografia e litoquímica”, submetido ao periódico Pesquisas em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Assim, a organização do trabalho compreende os seguintes capítulos:

1. **Introdução** sobre o tema e descrição do objeto de pesquisa de mestrado, onde estão sumarizados os itens: localização, caracterização do problema, objetivos e a filosofia de pesquisa desenvolvida;
2. O **Estado da Arte** sobre o tema de pesquisa;
3. A **Metodologia** utilizada para a obtenção dos resultados;
4. **Artigo científico** submetido ao periódico Pesquisas em Geociências escrito pelo autor durante o desenvolvimento do Mestrado Acadêmico.

1.2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA

A região do Tupanci insere-se na porção oeste do município de São Sepé, cerca de 15 km ao norte da área urbana de Vila Nova do Sul, na porção centro-oeste do Rio Grande do Sul (Figura 1). A área do trabalho é delimitada pelos meridianos 53°45'W e 53°50'W e paralelos 30°05'S e 30°15'S, abrangida pela carta topográfica em escala 1:50.000 Rio Vacacaí (Folha SH.22-Y-A-I-1), da Diretoria de Serviço Geográfico do Exército.

O principal acesso à região, a partir de Porto Alegre, é feito pela BR-290, cerca de 260 km até o município de Vila Nova do Sul. A partir deste segue-se por estrada secundária cerca de 15 km ao norte.

A escolha da área de trabalho é justificada pela expressiva ocorrência de depósitos vulcânicos preliminarmente correlacionados à Formação Acampamento Velho, aliada a escassez de trabalhos publicados específicos sobre as rochas desta região. Destaca-se ainda que esta é a área menos estudada desta unidade e que representa a exposição mais setentrional deste vulcanismo. Os novos dados faciológicos, petrográficos e geoquímicos obtidos, juntamente com os existentes possibilitarão uma interpretação mais precisa, com a consequente correlação com o vulcanismo da Formação Acampamento Velho.

No contexto regional, este trabalho torna-se interessante por estar inserido dentro de um projeto mais amplo, que tem como objetivo realizar a organização faciológica e petrológica das sucessões vulcânicas da Bacia do Camaquã, RS, visando um estudo detalhado e compreensão dos ciclos magmáticos desta bacia.

O vulcanismo ácido neoproterozoico da Formação Acampamento Velho representa a parte extrusiva do magmatismo alcalino supersaturado em sílica, não

deformado e não metamorfisado, associado às últimas manifestações do Ciclo Brasileiro-Pan-africano no Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG), que possui um caráter bimodal e reúne um grande volume de depósitos efusivos e piroclásticos de composição ácida, associados às lavas e diques de composição básica (Wildner *et al.* 1999, 2002; Sommer *et al.*, 1999, 2003, 2005, 2006; Almeida *et al.* 2002; Lima *et al.*, 2007).

A organização estratigráfica desta formação tem sido sugerida por diversos autores, como por exemplo, Porcher *et al.* (1995), Sommer *et al.* (1999; 2003; 2005; 2006), Zeffass *et al.* (2000), Almeida *et al.* (2002), Wildner *et al.*(1999; 2002), Fragoso-César *et al.* (2000; 2003), Janikian *et al.* (2008), entre outros. As melhores exposições dessa sequência vulcânica neoproterozoica encontram-se localizadas no Platô da Ramada, em Vila Nova do Sul, no Platô do Taquarembó (região de Dom Pedrito) e nos Cerros do Bugio e Perau (região de Caçapava do Sul, Serra de Santa Bárbara), além da exposição menos estudada, na região do Tupanci (Figura 11).

Nestes terrenos são observados, segundo Sommer *et al.* (2005), diferentes tipos de depósitos vulcânicos, predominantemente lavas e depósitos piroclásticos de fluxo, sendo menos comuns depósitos de queda. Esta faciologia é típica de sistemas riolíticos fortemente influenciados pela relação viscosidade alta - conteúdo de voláteis elevado. O grau de preservação dos depósitos permite reconstruir, pelo menos em parte, a história vulcanológica destas regiões e, apesar da idade pré-cambriana-cambriana, inúmeros registros do vulcanismo permanecem preservados, especialmente na fração vulcanoclástica dos depósitos.

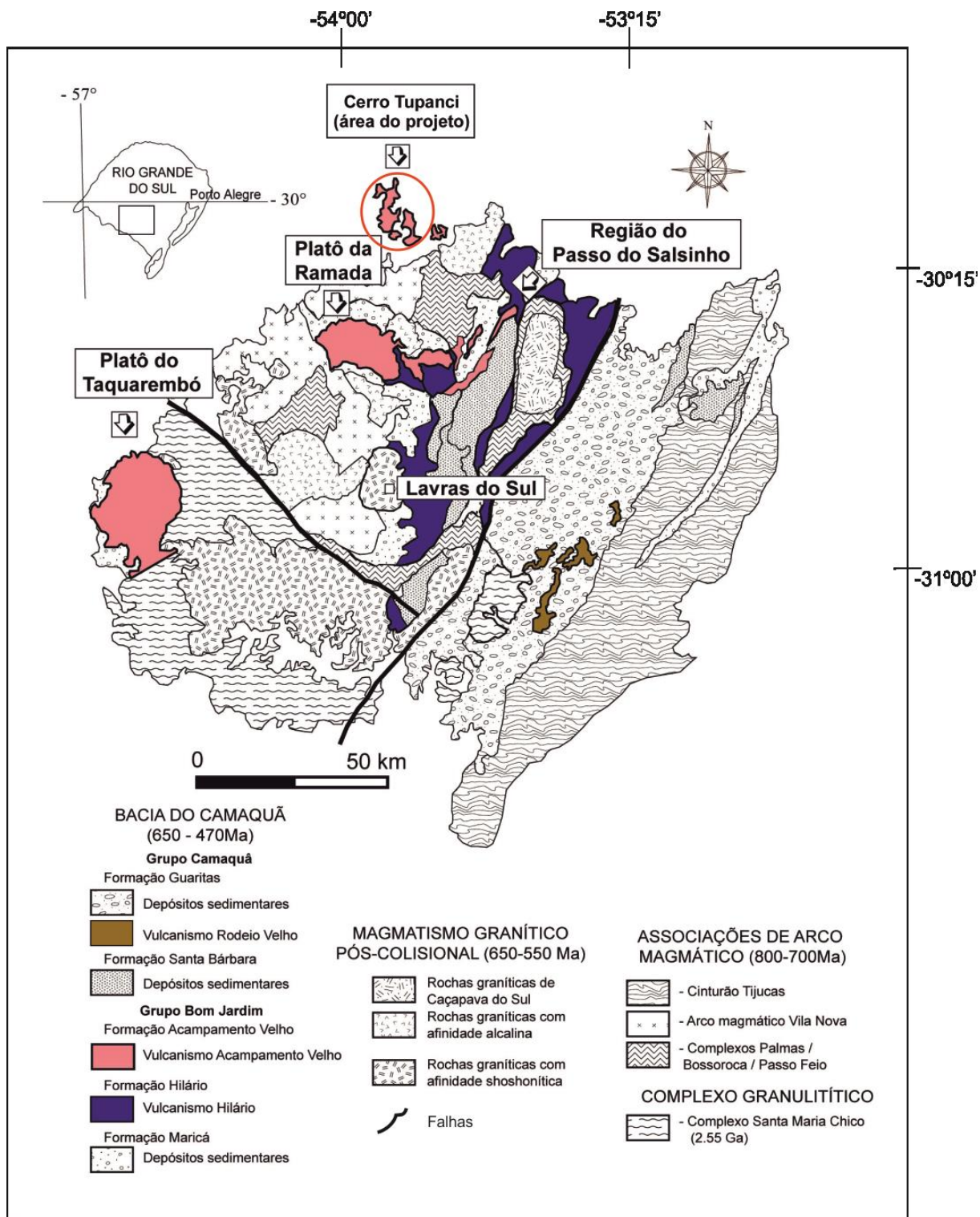


Figura 1: Mapa geológico simplificado do ESRG, com a distribuição das principais ocorrências do vulcanismo Neoproterozoico na Bacia do Camaquã
 Fonte: modificado de Lima *et al.* (2007); Paim *et al.* (2000); Wildner *et al.* (2002)

Para alguns autores, existe uma correlação estratigráfica entre as rochas vulcânicas ácidas da região do Tupanci com a Formação Acampamento Velho, da Bacia do Camaquã (e.g. Menegotto & Medeiros, 1976; Roisenberg *et al.*, 1986;

Wildner *et al.*, 2002; CPRM, 2006; Sommer *et al.*, 2005; Lima *et al.*, 2007), porém esta correlação nunca foi estudada com base em dados petrológicos.

Se a correlação estratigráfica destas rochas for confirmada do ponto de vista genético, esta será a exposição mais setentrional deste episódio vulcânico no Escudo Sul-Rio-Grandense.

1.3. OBJETIVOS

Esta dissertação tem por objetivo geral a caracterização geológica e petrológica das rochas vulcânicas ácidas efusivas e piroclásticas que ocorrem nos Cerros Tupanci e dos Picados, na região norte do município de Vila Nova do Sul. A execução deste projeto permitirá a representação cartográfica dos diferentes tipos de depósitos vulcânicos, que agrupados em fácies e associações de fácies, permitirão a caracterização e a reconstrução parcial do ambiente e da atividade vulcânica. O tratamento dos dados de litoquímica permitirá a caracterização dos vulcanitos quanto a sua afinidade geoquímica, e a construção de hipóteses sobre a gênese e evolução do magmatismo.

Por fim, será feita a comparação dos dados obtidos e confirmação da relação genética desta ocorrência com os outros registros da Formação Acampamento Velho, no Rio Grande do Sul, o que possibilitará uma visão integradora e uma melhor compreensão sobre a origem e evolução do vulcanismo bimodal neoproterozoico do sul do Brasil.

2 ESTADO DA ARTE

2.1. A BACIA DO CAMAQUÃ

O Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG) representa a porção meridional da Província Mantiqueira no estado do Rio Grande do Sul (Almeida *et al.*, 1981). É composto principalmente por rochas relacionadas ao ciclo orogênico neoproterozoico Brasileiro/Pan-Africano, com um embasamento metamórfico de idade paleoproterozoica, representado por fragmentos remanescentes do Cráton Rio de La Plata (Hartmann *et al.*, 2000, 2007; Soliani Jr. *et al.*, 2000). Estas rochas podem ser agrupadas, de acordo com as suas associações litoestratigráficas, petrotectônicas, assinaturas isotópicas e características geofísicas distintas, em quatro terrenos: Taquarembó (complexo granulítico paleoproterozoico retrabalhado parcialmente no neoproterozoico), São Gabriel (assinatura juvenil, com associações petrotectônicas de ambientes de margem passiva e de retro-arco, ofiolitos, arcos magmáticos vulcano-sedimentares e plutônicos derivados de um manto neoproterozoico), Tijucas (rochas paleoproterozoicas gnáissicas de composição tonalítica a diorítica e neoproterozoicas, metavulcânicas e metassedimentares resultantes da deposição em crosta continental distendida ou de um arco magmático continental, com retrabalhamento de crosta continental paleoproterozoica) e Pelotas (complexo granítico e suítes intrusivas de idade brasileira, entre 650-550 Ma, relacionadas à atuação de zonas de cisalhamento e com septos do embasamento) (Jost & Hartmann, 1984; Soliani Jr., 1986; Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 2000, 2007; Philipp & Machado, 2005; Philipp *et al.*, 2007).

No Neoproterozoico, esta área sofreu um intenso retrabalhamento crustal, sendo uma importante zona de acreção juvenil, denominada Cinturão Dom Feliciano (Soliani Jr., 1986; Fragoso-César, 1991), um dos orógenos formadores do Gondwana Ocidental, representado pelas rochas dos Terrenos São Gabriel, Tijucas e Pelotas (Hartmann *et al.*, 2007). O magmatismo nesta era pode ser dividido em duas fases principais: uma desenvolvida em um ambiente típico de arco, com idades entre 850-700 Ma, e outro evento desenvolvido em um ambiente pós-colisional (*sensu* Liégeois, 1998), com idades entre 650-535 Ma, marcado por intenso magmatismo ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes (Fernandes *et*

al.,1995; Babinski *et al.*, 1997; Bitencourt & Nardi, 2000; Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 2000, 2007; Nardi & Bitencourt, 2009).

Dentre os domínios do ESRG, o Terreno São Gabriel, delimitado ao sudeste pela anomalia magnetométrica de Caçapava do Sul (Costa, 1997), ao sudoeste pela Zona de Cisalhamento Ibaré e ao norte pela cobertura sedimentar fanerozóica da Bacia do Paraná, é o único com assinatura juvenil, com idades-modelo Nd mais antigas que as idades de zircões ígneos (Machado *et al.*, 1990; Babinski *et al.*, 1996; Leite *et al.*, 1998; Saalman *et al.*, 2005; Hartmann *et al.*, 2007), sendo sobre o qual estão depositadas importantes sequências vulcânicas vinculadas ao magmatismo nos estágios pós-colisionais do ciclo orogênico Brasileiro, como o Platô da Ramada e a região do Tupanci, inseridas na Formação Acampamento Velho, da Bacia do Camaquã.

A Bacia do Camaquã agrupa um conjunto expressivo de unidades sedimentares e vulcanogênicas sem indícios de metamorfismo regional, depositadas aproximadamente entre 620 e 535 Ma que afloram descontinuamente em praticamente todo o ESRG, por cerca de 150 km na direção E-W, entre Encruzilhada do Sul e São Gabriel, e cerca de 120 km na direção N-S, entre São Sepé e Bagé (Paim *et al.*, 2000; Borba, 2006; Janikian *et al.*, 2008; Almeida *et al.*, 2010). O embasamento sobre o qual estas sequências se depositaram é heterogêneo, variando desde complexos granulíticos paleoproterozoicos, até diversos terrenos brasileiros representados por associações de rochas ígneas e metamórficas (Paim *et al.*, 2000; Lima *et al.*, 2007).

Este conjunto de unidades teve seu desenvolvimento predominantemente em um ambiente continental, sob condições subaéreas (Wildner *et al.*, 2002), sendo considerada como do tipo *strike-slip*, embora seus mecanismos de geração e classificação ainda sejam discutidos por diversos autores (e.g. Brito Neves & Cordani, 1991; Gresse *et al.*, 1996; Brito Neves *et al.*, 1999; Chemale Jr., 2000; Paim *et al.*, 2000; Fragoso-César *et al.*, 2000, 2003; Sommer *et al.*, 2006; Janikian *et al.*, 2008, 2012). A evolução desta bacia é caracterizada por uma alternância entre intervalos em que predominam eventos deposicionais, com o acúmulo de espessos pacotes sedimentares e vulcano-sedimentares e intervalos predominantemente erosionais. Durante o intervalo deposicional, formaram-se os depósitos vulcânicos alternados com sedimentação siliciclástica. A sequência sedimentar da Bacia do

Camaquã registra uma evolução da deposição, desde marinho raso, passando por lacustre-aluvial até ambientes desérticos continentais (Paim *et al.*, 2000), representada, da base para o topo, pela Formação Maricá, com depósitos predominantemente costeiros e marinhos, Grupo Bom Jardim, com depósitos aluviais intercalados a andesitos, vulcânicas efusivas e piroclásticas ácidas (Formações Hilário e Acampamento Velho) e depósitos continentais fluviais, lacustres e eólicos (Grupo Camaquã, Formações Santa Bárbara e Guaritas) (Borba *et al.*, 2007).

Estas associações vulcano-sedimentares localizam-se fora das principais zonas de cisalhamento do ESRG, e depositam-se sobre um diversificado embasamento, variando desde complexos granulíticos paleoproterozoicos até diversos terrenos brasileiros representados por associações de rochas ígneas e metamórficas (Lima *et al.*, 2007). Segundo Borba (2006, p. 12), as unidades que compõem esta bacia “têm sido objetos de pesquisas e debates científicos desde as fases iniciais das geociências no Rio Grande do Sul”. Assim, podem ser citadas diversas interpretações genéticas e organizações estratigráficas que foram e têm sido sugeridas na evolução do conhecimento geológico destas unidades.

A origem do nome desta bacia remete a um dos primeiros trabalhos de escala regional sobre a geologia do estado do Rio Grande do Sul, publicado por Carvalho (1932), onde este descreve as grandes associações de rochas no “escudo rio-grandense”, reconhecendo uma unidade de “erupções de andesitos e tufos vulcânicos” sotoposta a uma unidade mais jovem, denominada de “Serie Camaquan”. O autor refere-se a esta série como uma “espessa sequência clástica imatura, de caráter predominantemente arcoiseano, a preencher uma bacia sedimentar, que se deixa cortar pelo rio homônimo na altura do seu curso médio”. Leinz *et al.* (1941) modificaram e ampliaram esta coluna estratigráfica, definindo a Formação Maricá e subdividindo as unidades vulcânicas em “efusivas ácidas” e “efusivas andesíticas”.

A partir do estabelecimento desta estratigrafia preliminar, trabalhos posteriores propuseram diferentes abordagens, diversas redefinições e novas descrições de unidades, motivados principalmente pela ocorrência de mineralizações de metais-base associadas a estas rochas (e.g. Beurlen & Martins, 1956; Mau, 1959; Melcher & Mau, 1960; Goñi *et al.*, 1962; Ribeiro *et al.*, 1966; Robertson, 1966; Tessari & Picada, 1966; entre outros). Robertson (1966) propõe

uma revisão na coluna estratigráfica e na nomenclatura de algumas unidades na região de Caçapava-Lavras, destacando-se a proposta de criação de uma nova unidade litoestratigráfica, na categoria de Formação, denominada de Riolito Ramada, para designar as mesmas rochas riolíticas estudados em detalhe por Mau (1959), na região do Platô da Ramada. Destaca-se também o trabalho de Robertson (1966), por ser neste a proposição de uma organização estratigráfica coerente, composta por: *Maricá Formation*, *Hilário Andesite*, *Ramada Rhyolite* e *Camaquã Group*.

Com o surgimento da teoria da tectônica de placas e o trabalho integrador, em escala continental, de Almeida (1969), todos os depósitos clásticos relacionados ao final do ciclo orogênico Brasileiro na Plataforma Sul-Americana foram agrupados no "estágio de transição", formado em condições tectônicas paraplataformais e considerados "molássicos". A partir desta interpretação, surgiram diversos estudos de integração regional, versando sobre o caráter molássico desta bacia e correlacionando-a a erosão de uma cadeia de montanhas no fim do Pré-Cambriano no estado do Rio Grande do Sul (e.g. Ribeiro & Carraro, 1971; Loss & Roisenberg, 1972; Ribeiro & Fantinel, 1978; Fragoso-César *et al.*, 1984; 1985).

Fragoso-César *et al.* (1984; 1985) propõem que a individualização desta bacia tenha ocorrido nas fases "tardi a pós-geossinclinal" do ciclo orogênico Brasileiro/Pan-Africano, com a formação de uma longa e estreita bacia molássica limitando as duas grandes entidades tectônicas geradas por este ciclo no sul do Brasil: o Cinturão Dom Feliciano e o Cráton Rio de La Plata. Além disso, os autores classificam-na, através da sua disposição espacial e significado tectônico, como uma "antefossa", representada por duas bacias: a Bacia do Camaquã, à leste do alto de Caçapava do Sul; e a Bacia Santa Bárbara-Ramada, a oeste. Esta "antefossa molássica" teria como correspondentes às bacias Piedras de Afilar, no Uruguai e Itajaí, em Santa Catarina.

Através do aprimoramento das técnicas de investigação, como a utilização da estratigrafia de sequências e da aloestratigrafia, novas idéias começam a surgir, visando o melhor entendimento das unidades que compõem esta bacia (e.g. Leites *et al.*, 1990; CPRM, 1995; Paim *et al.*, 1995; 2000).

Leites *et al.* (1990) propõem, com base na estratigrafia de sequências aplicada à região da Folha Passo do Salsinho, quatro sequências, com idades

variando desde o Proterozoico Superior até o Ordoviciano. Dentre estas quatro seqüências, três seriam vulcano-sedimentares e uma essencialmente vulcanogênica. Assim, a Sequência Vulcano-Sedimentar I (Proterozoica) corresponderia à Formação Maricá (*sensu* Ribeiro *et al.*, 1966) ou à Formação Pessegueiro (*sensu* Santos *et al.*, 1978); a Sequência Vulcano-Sedimentar II (Proterozoica Superior) ao Grupo Bom Jardim (Ribeiro *et al.*, 1966) ou a Formação Cerro dos Martins (Santos *et al.*, 1978); a Sequência Vulcanogênica III (Cambriana), que corresponderia ao Membro Acampamento Velho (Ribeiro *et al.*, 1966), à Formação Acampamento Velho (Cordani *et al.*, 1974) ou ao Riolito Ramada (Robertson, 1966); e, finalmente, a Sequência Vulcano-Sedimentar IV, que corresponderia ao Grupo Camaquã (Ribeiro *et al.*, 1966; Robertson, 1966) ou à Formação Guaritas (Lavina *et al.*, 1985).

Paim *et al.* (2000) através de trabalhos estratigráficos de detalhe, sugerem que a Bacia do Camaquã seja interpretada como um *locus* deposicional, preferencialmente subsidente, no qual ocorreu a superposição de diversos tipos de bacias individualizadas em termos tectônicos (principalmente em ambientes de retro-arco, com bacias do tipo *foreland* e *strike-slip*), termo-mecânicos e geocronológicos. Estas sub-bacias apresentam registros litológicos próprios e mecanismos de subsidência distintos. Em termos de evolução, a Bacia do Camaquã foi caracterizada pela alternância de intervalos onde dominaram eventos deposicionais, com o acúmulo de espessos pacotes sedimentares e vulcano-sedimentares e intervalos predominantemente erosionais. Nas fases de preenchimento dominaram os episódios vulcânicos na base das unidades de maior hierarquia, seguidos pela deposição de sedimentos predominantemente siliciclásticos. Este contexto dinâmico, envolvendo eventos ígneos, sedimentares e deformacionais geraram um complexo padrão de preenchimento, representado por uma série de unidades aloestratigráficas.

A partir disso, Paim *et al.* (2000) propõem que a sucessão completa da Bacia do Camaquã seja incluída no Alosupergrupo Camaquã, o qual poderia ser subdividido em cinco unidades principais, individualizando os Alogrupos: Maricá, Bom Jardim, Cerro do Bugio (subdivido nas Aloformações Acampamento Velho e Santa Fé), Santa Bárbara (Aloformações Serra dos Lanceiros e Pedra do Segredo) e Guaritas (Aloformações Pedra Pintada e Varzinha). Estas seqüências seriam

limitadas entre si por quatro discordâncias angulares regionais, deformadas por uma tectônica de empurrão na base e direcional nas demais.

A visão de várias bacias de Paim *et al.* (2000) é compartilhada por Menegat e Fernandes (2001; 2003), bem como a geração da sedimentação através do predomínio de esforços transcorrentes, em bacias do tipo *strike-slip*, porém os autores afirmam que a diversidade de interpretações apresentadas para as bacias formadoras da "Bacia do Camaquã" reflete não apenas o parco conhecimento geológico a respeito das mesmas, mas principalmente a falta de um modelo capaz de relacionar cada bacia a um ambiente tectônico, específico no tempo e no espaço, durante a evolução do Cinturão Dom Feliciano.

Ainda para Menegat e Fernandes (2001), apesar das dificuldades em distinguir bacias do tipo *foreland* e *strike-slip*, não há evidências para relacionar estas bacias do ESRG a um processo colisional e, ao contrário, algumas delas são, não apenas, mais jovens do que as estruturas colisionais, mas também posteriores à deformação com transporte tectônico paralelo ao cinturão orogênico que retrabalha as tramas colisionais (Fernandes *et al.*, 1992; 1995a; 1995b). Sendo assim, os três fragmentos mais antigos de bacias (Piquiri, Maricá e Bom Jardim) teriam sido originados por falhas transcorrentes, e os dois mais novos (Santa Bárbara e Guaritas), por extensão, ambas com orientação NE, que teriam sido reativadas no Cinturão Dom Feliciano devido à ação de esforços compressivos provavelmente resultantes da formação do Cinturão Damara (Durr & Dingeldey, 1996).

Como pôde ser visto, diversos modelos tectônicos foram propostos para a formação da Bacia do Camaquã. Atualmente, ainda são aceitos vários modelos para a origem desta bacia, que podem ser agrupados em três correntes principais (Almeida *et al.*, 2010). A primeira corrente seria a de modelos que consideram um ambiente sin-orogênico, dominado pela formação de bacias do tipo *foreland* (antepaís) periférica ou de retro-arco (e.g., Fragoso-Crobésar, 1991; Gresse *et al.*, 1996; Rostirolla *et al.*, 1999; Basei *et al.*, 2000); a segunda, modelos que consideram um ambiente tardi-orogênico, com a formação de bacias pós-colisionais do tipo *strike-slip* (Oliveira & Fernandes, 1991, 1992; Machado & Sayeg 1992; Brito Neves *et al.*, 1999; Sommer *et al.*, 2006); e, finalmente, a terceira, com modelos que consideram uma origem extensional, não relacionada a orogênese, ou seja, em um sistema de rifts intracontinentais (Fragoso-César *et al.*, 2000, 2001; Almeida, 2001,

2005; Almeida *et al.*, 2010; Janikian, 2001, 2004; Fambrini, 2003; Fragoso-César, 2008).

Esta enormidade de modelos propostos reflete a complexidade e dificuldade no entendimento do registro geológico das sequências vulcano-sedimentares da Bacia do Camaquã e, que, apesar deste tema apresentar-se sempre presente nos estudos da Geologia do Estado do Rio Grande do Sul, ainda há muitas lacunas a serem preenchidas.

A ocorrência destes depósitos vulcano-sedimentares não metamorfisados regionalmente não é restrita ao Rio Grande do Sul, porém é neste estado onde encontram-se as sequências mais bem preservadas. A evolução tectônica da porção sudeste da América do Sul é marcada por uma série de bacias siliciclásticas e vulcanoclásticas, limitadas por falhas, que ocorrem em toda a Província Mantiqueira e também no Uruguai. Recentemente, Almeida *et al.* (2010) propõem, que estes depósitos sejam interpretados não separadamente, mas sim como um grande sistema de bacias com uma origem comum, formado desde o Ediacarano até o Cambriano, com mais de 1500km de comprimento em um *trend* com orientação NE desde o Uruguai até o Sul do Estado de Minas Gerais.

A interpretação de Almeida *et al.* (2010) é baseada em dados geocronológicos, estruturais e similaridades litológicas entre todas as bacias deste sistema, e implica que todos os diferentes terrenos envolvidos no estágio de colisão da orogênese Brasileira já estivessem reunidos, em uma única placa há aproximadamente 600 Ma. Para os autores, este sistema seria de origem extensional, formado cerca de 20 Ma após a última colisão Brasileira, e a ocorrência de rochas vulcânicas básicas, intermediárias e ácidas, associadas a uma volumosa granitogênese predominantemente do tipo "A", indicariam que a fusão crustal e mantélica ocorreram simultaneamente aos esforços extensionais formadores do sistema de bacias. As temperaturas elevadas teriam causado o enfraquecimento da litosfera, possibilitando tanto a deformação extensional quanto a reativação de estruturas transcorrentes orogênicas. Ainda para estes autores, esta deformação transcorrente teria ocorrido durante o Cambriano Superior, provavelmente devido a propagação das tensões originadas nas colisões mais jovens em bordas de placa.

Por fim, cabe ressaltar que esta dissertação não possui a ambição de discutir ou corroborar modelos tectônicos para a origem e evolução da bacia,

concentrando-se somente na tentativa de estabelecer o vínculo, do ponto de vista genético, da correlação litoestratigráfica de uma exposição pouco estudada no ESRG (Região do Tupanci), com as unidades da Formação Acampamento Velho.

A nomenclatura estratigráfica para a “Bacia do Camaquã” adotada para a elaboração deste trabalho é a de uma unidade litoestratigráfica, denominada Supergrupo Camaquã (Fragoso-César *et al.*, 2003; Janikian *et al.*, 2003), que inclui todas as sequências vulcano-sedimentares desta bacia. Para a individualização destas sequências, optou-se por utilizar a nomenclatura estratigráfica consagrada pela literatura, devido a grande variedade de abordagens estratigráficas que foram e ainda têm sido sugeridas (Borba, 2006). Assim, trataremos as unidades como subdivididas em dois grupos: O Grupo Bom Jardim (Ribeiro *et al.*, 1966), composto pela Formação Maricá (Leinz *et al.*, 1941), Formação Hilário (Ribeiro & Lichtemberg, 1978) e Formação Acampamento Velho (Cordani *et al.*, 1974); e o Grupo Camaquã (Robertson, 1966), composto pela Formação Santa Bárbara (Robertson, 1966) e Formação Guaritas (Goñi *et al.*, 1962), incluindo o Membro Rodeio Velho (Ribeiro & Fantinel, 1978) e o Conglomerado Coxilha (Robertson, 1966).

Para fins práticos, o modelo tectônico de formação da Bacia do Camaquã adotado nesta dissertação foi, simplificadaamente, de uma geração durante os estágios pós-colisionais do ciclo Brasileiro/Pan-Africano, considerada uma bacia do tipo *strike-slip* (Oliveira & Fernandes, 1991, 1992; Machado & Sayeg 1992; Brito Neves *et al.*, 1999; Sommer *et al.*, 2006). Neste caso, “ambiente pós-colisional” é utilizado para designar um período complexo posterior ao da colisão principal, que pode incluir grandes movimentos ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes, colisão oblíqua, rifteamento, delaminação litosférica, subducção de pequenas placas oceânicas, plutonismo e vulcanismo associado à sedimentação em bacias do tipo *strike-slip* (Liégeois, 1998; Bonin, 2004; Lima *et al.*, 2007).

2.1.1. Os Ciclos Vulcânicos da Bacia do Camaquã

Diferentes ciclos vulcânicos têm sido identificados na Bacia do Camaquã (Figura 2), estabelecidos em ambientes continentais sob condições predominantemente subaéreas. Estes ciclos foram sintetizados por Wildner *et al.* (2002) em: (I) rochas vulcânicas mais antigas, com composições predominantemente

intermediárias e algumas ocorrências básicas e ácidas, de afinidade shoshonítica (Formação Hilário, *sensu* Ribeiro & Fantinel, 1978 ou Aloformação Hilário *sensu* Paim et al., 2000), (II) vulcanismo bimodal de afinidade moderadamente alcalina sódica (Formação Acampamento Velho, *sensu* Ribeiro & Fantinel, 1978 ou Aloformação Acampamento Velho *sensu* Paim et al., 2000), representada principalmente por depósitos explosivos/efusivos de composição ácida que sucedem a sequência shoshonítica; (III) rochas vulcânicas mais novas (Membro Rodeio Velho, *sensu* Ribeiro & Fantinel, 1978 ou Andesito Rodeio Velho, *sensu* Paim et al., 2000), vinculadas à Formação Guaritas e caracterizadas por depósitos efusivos de composição básica-intermediária e afinidade moderadamente alcalina a toleítica alto-K.

Alguns autores (*e.g.* Santos et al., 1978, Leites et al., 1990, Borba et al., 2004) identificam atividade vulcânica na Formação Maricá, fundamentados na observação da presença de fragmentos vulcânicos em camadas delgadas de conglomerados, ou ainda em níveis vulcânicos lenticulares intercalados com rochas sedimentares. Almeida et al. (1992) através de estudos litoquímicos, sugerem uma afinidade cálcico-alcalina para este magmatismo, porém os registros são questionáveis e frequentemente contestados (*e.g.* Lima, 2002; Lima et al., 2007; Matos et al., 2002). Matos et al. (2002) interpretaram os níveis de lavas desta Formação como intrusões de riolitos hipabissais relacionados à Formação Acampamento Velho, sendo os níveis piroclásticos porções auto-brechadas destas intrusões.

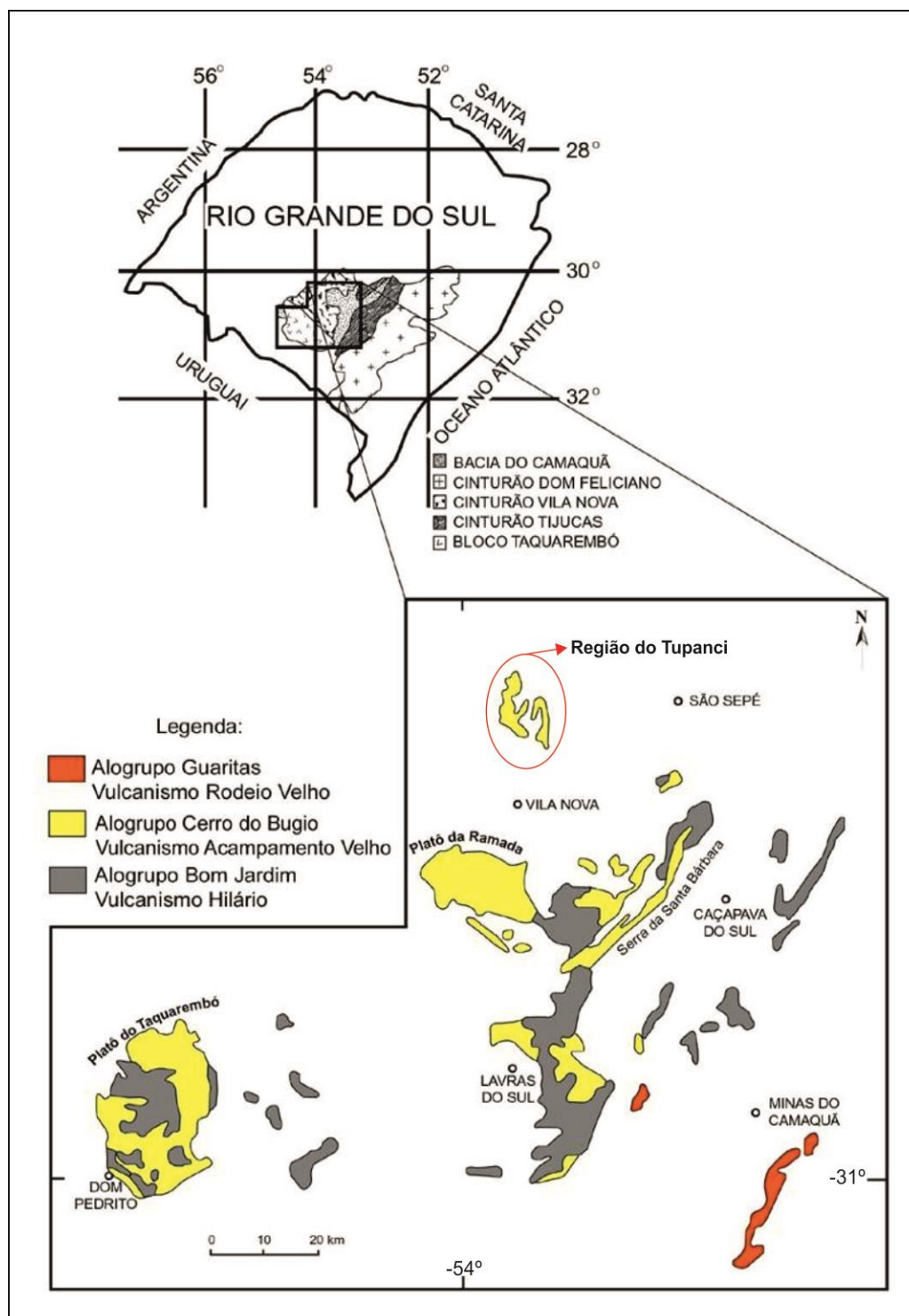


Figura 2: Mapa simplificado da Bacia do Camaquã com seus respectivos alogrupos e episódios vulcânicos.

Fonte: modificado de Sommer *et al.* (2003)

De qualquer maneira, o mais antigo episódio de vulcanismo com registros expressivos na Bacia do Camaquã seria vinculado à Formação Hilário (*sensu* Ribeiro & Fantinel, 1978), pertencente ao Grupo Bom Jardim (Ribeiro *et al.*, 1966) ou Alogrupos Bom Jardim (Paim *et al.*, 2000). O magmatismo da Formação Hilário é

caracterizado por rochas vulcânicas e hipabissais de afinidade shoshonítica, apresentando uma variação composicional deste termos básicos a ácidos, com uma ampla distribuição na região de Lavras do Sul e mais restrita em Caçapava do Sul, São Sepé, Vila Nova do Sul e Dom Pedrito (Lima *et al.*, 2007). As rochas efusivas são, principalmente, traquibasaltos e tranquiandesitos, espacialmente e temporalmente associadas com rochas hipabissais monzoníticas, quartzo-monzoníticas e lamprofíricas, além de rochas plutônicas epizonais, graníticas e leucodioríticas, agrupadas na Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (Lima & Nardi, 1998; Lima *et al.*, 2007).

Estudos isotópicos demonstram razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} de 0,7048 e valores de ϵNd aproximadamente -0,2 (Gastal & Lafon, 1998) que, juntamente com os padrões de elementos traços, sugerem a participação de fontes mantélicas litosféricas do tipo EM-1 neste magmatismo (Nardi & Lima, 2000). Gastal e Lafon (1998; 2001) também fornecem idades Rb-Sr de 608 +/- 54 Ma, e, através de dados de Pb-Pb em zircões de rochas monzoníticas desta Associação Shoshonítica, fornecem idades de 601 +/- 5 Ma. Outra idades sugerida para esta Associação é de 592 +/- 5 Ma, fornecida por Remus *et al.* (1997), através de dados U-Pb em zircões de rochas graníticas. Recentemente, Liz *et al.* (2009), obtiveram através do método U-Pb em zircões cristalizados a partir de rochas monzoníticas hipabissais uma idade de 587 +/- 4 Ma para esta unidade.

Estratigraficamente acima deste episódio do Grupo Bom Jardim temos as rochas da Formação Acampamento Velho, que serão tratadas no sub-item a seguir, devido a importância do tema para a elaboração desta dissertação.

Como última manifestação vulcânica na Bacia do Camaquã ocorre o Membro Rodeio Velho, vinculado a Formação Guaritas, representado por derrames basálticos lenticulares, por vezes ricos em xenólitos de rochas sedimentares estratificadas, bastante alterados acompanhados de lavas em corda (*pahoehoe*) e tubos na região de Lavras do Sul (Lima *et al.*, 2007). Ocorrem também intrusões máficas em arenitos da base da Formação Guaritas, com feições de interação entre o magma e sedimentos molhados ou arenitos parcialmente litificados e saturados em água (Lima, 2002; Lima *et al.*, 2007).

Os dados químicos e isotópicos classificam este último ciclo como de afinidade moderadamente alcalina, com idade em torno de 535 Ma (Almeida *et al.*

2010), baixas razões iniciais de Sr/Sr, variando entre 0,70467 – 0,70774, e ϵ Nd entre -8,39 e -13,92, com T_{DM} igual à 1,50 – 1,96Ga (Almeida *et al.*, 2002). Com isso, o magmatismo associado ao vulcanismo Rodeio Velho pode estar relacionado a fontes mantélicas do tipo EM1, enriquecidos em Nd e empobrecidas em Sr radiogênicos (Lima *et al.*, 2007).

Assim, pode-se dizer que o vulcanismo apresenta um papel importante dentro da evolução da Bacia do Camaquã, na qual as características do magmatismo mostram uma evolução desde termos cálcico-alcálicos alto-K, para shoshonítico, até alcalino sódico, sendo a contribuição crustal representada por granitóides peraluminosos (Sommer *et al.*, 2006; Lima *et al.*, 2007).

Estes ciclos vulcânicos são relacionados à uma transição entre um período colisional e pós-colisional, desenvolvido entre o Neoproterozoico III (Ediacarano) até o Ordoviciano, através de fusões parciais do manto litosférico modificado por uma subducção prévia (Nardi & Bonin, 1991; Wildner *et al.*, 1999; 2002; Nardi & Lima, 2002; Almeida *et al.*, 2005; Sommer *et al.*, 2006).

Sommer *et al.* (2005; 2005b; 2006) sugerem que os ciclos vulcânicos investigados nas bacias neoproterozoicas do sul do Brasil representariam parte de uma sequência evolutiva típica de um magmatismo pós-colisional (*sensu* Liégeois, 1998), com um magmatismo shoshonítico nas fases iniciais, tipicamente relacionado a fontes afetadas por subducção, sucedido por sequências vulcânicas bimodais, com assinaturas transicionais entre as séries alcalina sódica saturada em sílica e toleítica, marcando o fim do período pós-colisional e o esgotamento das fontes mantélicas afetadas por subducção.

2.1.2. O Vulcanismo da Formação Acampamento Velho

Leinz *et al.* (1941) descreveram pela primeira vez, no Planalto da Ramada, a ocorrência de rochas efusivas ácidas, classificadas como “quartzo-pórfiros”, interpretando-os como relacionados a eventos posteriores a uma possível orogênese, devido a ocorrência de tufo riolíticos sobre camadas dobradas das Formações Hilário e Maricá.

Através de estudos detalhados por Mau (1959), o Planalto da Ramada foi individualizado em diferentes litotipos, separados em tufo soldados e ignimbritos,

depositados sob condições subaéreas. Mau (*op. cit.*) descreve no seu trabalho diversas seções no Platô, a mais espessa chegando a 250m, com o topo erodido, sugerindo que a espessura original do pacote deveria ser ainda maior.

Goñi *et al.* (1962) propõem para as rochas da "Série Vulcânica" de Melcher e Mau (1960), a criação de uma "Sequência Vulcânica", inserida na parte superior do Grupo Maricá, composta por riolitos, riolitos porfiróides, vitrófiros, aglomerados e tufos, incluindo, neste último, os ignimbritos descritos por Mau (1959), depositados por processos do tipo "nuvens ardentes". Goñi *et al.* (1962) descrevem ainda a ocorrência de um maior volume de depósitos piroclásticos em relação ao volume de lavas nesta Sequência.

Para estas mesmas rochas riolíticas descritas por Leinz *et al.* (1941), Mau (1960) e Goñi *et al.* (1962), incluindo as ocorrências similares nas Serras Santa Bárbara e Santa Barbinha, Robertson (1966) propõe a criação de uma nova unidade, denominada Riolito Ramada, sotoposta ao Grupo Camaquã e depositada sobre o Andesito Hilário e a Formação Maricá.

A primeira denominação de Membro Acampamento Velho é proposta por Ribeiro *et al.* (1966), para a unidade litoestratigráfica que incluía riolitos, dacitos e piroclásticas associadas, inserida dentro da Formação Crespos, do Grupo Bom Jardim. Esta nova unidade seria corresponde ao Riolito Ramada de Robertson (1966). Cordani *et al.* (1974) propuseram a elevação de Membro para Formação Acampamento Velho, nomenclatura posteriormente utilizada por Ribeiro e Fantinel (1978) e por diversos autores subsequentes (Fragoso-César *et al.*, 1985; Santos *et al.*, 1978). Leites *et al.* (1990), com base na estratigrafia de sequências, inserem as rochas desta Formação na sua Sequência Vulcanogênia III e Paim *et al.* (1995; 2000) propõem, com base na aloestratigrafia, a Aloformação Acampamento Velho, inserida dentro do Alogrupo Cerro do Bugio. Esta Aloformação seria correspondente a uma de suas sub-bacias que se juntaram para formar a Bacia do Camaquã. A sub-bacia Acampamento Veho (Paim *et al.*, 2000) seria uma bacia de retroarco do tipo *strike-slip*, que marcaria uma mudança de um ambiente tranpressional para transtensional.

Além destas, outras diversas organizações estratigráficas desta formação tem sido sugeridas (Porcher *et al.*, 1995; Sommer *et al.*, 1999; 2005; 2006; Zeffass *et al.*, 2000; Almeida *et al.*, 2002). As melhores exposições dessa sequência vulcânica

neoproterozoica encontram-se localizadas no Platô da Ramada (Vila Nova do Sul), no Platô do Taquarembó (região de Dom Pedrito) e nos Cerros do Bugio e Perau (região de Caçapava do Sul, Serra de Santa Bárbara), além da exposição menos estudada, na região do Tupanci (Lima *et al.*, 2007).

Nesta monografia, o vulcanismo da Formação Acampamento Velho será estabelecido como a unidade correspondente a porção superior do Grupo Bom Jardim (Ribeiro & Fantinel, 1978), sucedendo o magmatismo shoshonítico da Formação Hilário e as rochas sedimentares da Formação Maricá. A porção intrusiva deste magmatismo é representada por granitos alcalinos de caráter predominantemente metaluminoso, correlacionáveis a Suíte Intrusiva Saibro (Nardi & Bonin, 1991; Gastal *et al.*, 1992; Gastal & Lafon, 1998).

As principais unidades do vulcanismo Acampamento Velho são depósitos de fluxo piroclástico, principalmente ignimbritos com faciologia variável e depósitos efusivos (derrames e hipabissais), de composição predominantemente riolítica. Nos depósitos piroclásticos predominam os componentes juvenis, principalmente cristaloclastos de quartzo e K feldspatos, púmices e *shards*. Os litoclastos são mais abundantes nas porções basais dos depósitos e são principalmente conatos, embora sejam comuns fragmentos acidentais e acessórios originados das rochas encaixantes. A geometria dos depósitos e o grau de soldagem são variáveis, sendo observados desde depósitos estratificados e parcialmente soldados até ignimbritos maciços com alto grau de soldagem. Os depósitos efusivos são representados, principalmente, por lavas vinculadas a corpos hipabissais. Observa-se uma grande variedade de estruturas e texturas nos depósitos, sendo comum a ocorrência de termos autobrechados, foliados e maciços (Sommer *et al.*, 1999, 2005, 2006; Lima *et al.*, 2007).

Uma característica comum do vulcanismo Acampamento Velho é o predomínio dos depósitos ignimbríticos que preservam feições típicas de processos piroclásticos primários, como as estruturas e texturas indicativas de fluxos quentes com grande quantidade de gases (Sommer *et al.*, 2003, 2005, 2006, 2011; Lima *et al.*, 2007). Estas características, associadas a frequente ocorrência de fluxos de lavas e corpos hipabissais ao longo de lineamentos, sugerem um vulcanismo subaéreo, estabelecido em condutos fissurais. As rochas ácidas do vulcanismo Acampamento Velho são predominantemente riolitos comendíticos, com ocorrência

subordinada de rochas traquíticas de mesma afinidade. As rochas básicas desta unidade são representadas por um pequeno volume de lavas porfiríticas e diques, cujas características geoquímicas permitem classificá-las como basaltos hawaiíticos e mugearíticos (Sommer *et al.*, 1999; Wildner *et al.*, 1999; Almeida *et al.*, 2002; Sommer *et al.*, 2005).

A investigação da sequência vulcânica ácida (SVA) da porção sul do Platô do Taquarembó por Sommer (1994) e Sommer *et al.* (1999) permitiu sugerir que o magmatismo ácido da Formação Acampamento Velho representasse um sistema riolítico alta-sílica (Mahood & Hildreth, 1983; Metz & Mahood, 1991) e a evolução dos líquidos básicos-intermediários até ácidos seria atribuída a mecanismos de cristalização fracionada, associada a uma provável assimilação crustal.

A origem deste magmatismo é assumida por muitos autores como associada a fontes mantélicas previamente afetadas por subducção (e.g. Gastal & Lafon, 1998; Nardi & Bonin, 1999; Wildner *et al.*, 1999; Wildner & Nardi, 2002). Dados isotópicos de Rb, Sr, Sm e Nd de rochas do Platô do Taquarembó sugerem uma fonte do tipo EM1 (Gastal & Lafon, 1998; Chemale Jr. *et al.*, 1999; Wildner *et al.*, 1999), com ϵNd variando entre -15,78 e -17,48 e $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ inicial em torno de 0,7045.

Recentemente, Matte (2008, 2011) e Matte *et al.* (2012) contestam o caráter bimodal do magmatismo da Formação Acampamento Velho, estudando uma intrusão diorítica identificada através do sensoriamento remoto por Pinheiro-Sommer (2005), correlacionada a Formação Acampamento Velho no Platô da Ramada. Com isso, os autores sugerem que a evolução do magmatismo alcalino possa ser explicada, principalmente, por processos de cristalização fracionada em três etapas principais. Na primeira, teria ocorrido a diferenciação de um magma básico ($\text{SiO}_2 \pm 52\%$), onde 57% do líquido inicial cristalizaria olivina, piroxênio, titanomagnetita e plagioclásio, gerando um líquido traquiandesítico ($\text{SiO}_2 \pm 57\%$). A diferenciação do magma intermediário obtido fracionaria cerca de 25% (piroxênio, titanomagnetita e plagioclásio), gerando um líquido traquítico ($\text{SiO}_2 \pm 63\%$), que por sua vez também sofreria diferenciação gerando um magma residual riolítico ($\text{SiO}_2 \pm 73\%$), com o fracionamento de feldspato potássico, plagioclásio, piroxênio e titanomagnetita. A ocorrência de rochas riolíticas alta-sílica seria possível através destes mecanismos de cristalização fracionada associados a contaminação crustal, como sugerido por Sommer *et al.* (1999).

A distinção de rochas intermediárias relacionadas à Formação Acampamento Velho no Platô da Ramada (Matte, 2008, 2011; Matte *et al.*, 2012) pode indicar que este magmatismo evoluiu desde composições básicas até ácidas, porém o vulcanismo permanece como bimodal, devida a ausência de lavas andesíticas.

Dados geocronológicos recentes forneceram idades entre 549 e 573 Ma para as rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho. Na região do Passo do Salsinho, análises U-Pb SHRIMP em zircões extraídos de lavas riolíticas resultaram em idades de 573 +/- 18 Ma (Chemale Jr., 2000). Resultados similares foram obtidos por Gastal e Lafon (2001), em zircões de granitóides do Complexo Anelar Leões, geneticamente associados às rochas vulcânicas do Platô do Taquarembó, através da sistemática Pb-Pb, 572 +/- 3 Ma. Recentemente, uma idade 549,3 +/- 5 Ma foi obtida por Sommer *et al.* (2005b), a partir de análises U-Pb SHRIMP, realizadas em zircões de riolitos da região do Platô da Ramada, podendo assim, ser sugerida uma maior abrangência temporal para o episódio no ESRG. Janikian *et al.* (2008) obtiveram idades similares as de Chemale Jr (*op. cit.*) e Gastal e Lafon (2001), através do método U-Pb em zircões de riolitos do Platô da Ramada, 574 +/- 7 Ma.

Janikian *et al.* (2012) obtiveram novas idades U-Pb em zircões de dois seixos riolíticos retirados dos depósitos conglomeráticos fluviais que localizam-se na porção basal da Formação Acampamento Velho no Platô da Ramada, 579 +/- 13 Ma e 569 +/- 2,4 Ma. Contudo, os mesmos autores propõem a individualização de uma nova unidade vulcânica ácida mais jovem, identificada no Platô do Taquarembó, para a qual obtiveram uma idade de cristalização, através do método U-Pb LA-ICP-MS, de 544,2 +/- 5,5 Ma, realizada em tufo lapilíticos anteriormente considerados como parte da Formação Acampamento Velho (Wildner & Nardi, 1999; 2002; Sommer *et al.*, 2006). Esta idade foi correlacionada a datação realizada por Sommer *et al.* (2005) nos riolitos hipabissais do Platô da Ramada, U-Pb SHRIMP, de 549,3 +/- 5 Ma.

Sommer *et al.* (2005, 2006) individualizou, a partir da análise de elementos traço e maiores nos Platôs da Ramada e Taquarembó, duas sequências magmáticas distintas, uma Alto Ti-P e a outra Baixo Ti-P. Esta divisão, associada as novas idades obtidas, faz com que Janikian *et al.* (2012) proponham a separação de dois

eventos vulcânicos ácidos possivelmente relacionados a reativação de estruturas extensionais. A primeira sequência seria a vinculada a Formação Acampamento Velho, de idade aproximadamente 570 Ma (Chemale Jr., 2000; Gastal & Lafon, 2001; Janikian *et al.*, 2008), e a segunda seria a nova sequência, com idade de aproximadamente 545 Ma (Janikian *et al.*, 2012).

Devido a não fazer parte do escopo desta dissertação os estudos geocronológicos, iremos considerar a Formação Acampamento Velho como somente uma unidade, constituída pelos litotipos descritos acima, principalmente, nas regiões dos Platôs da Ramada, Taquarembó e na Serra de Santa Bárbara, compreendida como um vulcanismo bimodal moderadamente alcalino-sódico, saturado em sílica, variando de metaluminoso a peralcalino.

2.1.3. A região do Tupanci

Embora os trabalhos específicos sobre a região do Tupanci sejam escassos, estudos baseados em petrografia e geoquímica de elementos maiores têm caracterizado as rochas ígneas ácidas da região como riolitos alcalinos, caracterizados por teores elevados de SiO_2 e Al_2O_3 , teores consideráveis de Na_2O , K_2O e FeO , além de teores baixíssimos de CaO (e.g. Menegotto & Medeiros, 1976; Roisenberg *et al.*, 1986).

Menegotto e Medeiros (*op.cit.*) identificam na região um esquema geológico complexo, onde os riolitos encaixam-se em algumas porções entre as litologias mais antigas, representadas por rochas metamórficas, granitos, andesitos e lamprófiros, e em outros locais envolvidas por litologias recentes representadas por formações gonduânicas. Os autores caracterizam as rochas riolíticas como pórfiras, com matriz microcristalina fluidal ou granofírica e composição predominantemente alcalina, com elevados índices de diferenciação e baixos índices de cristalização, revelando o caráter de rochas altamente diferenciadas. Destacam ainda um intenso diaclasamento, concordante com a orientação NE das falhas na região e a idade obtida em média de 450 +/- 10 Ma, através do método Rb/Sr.

Roisenberg *et al.* (1986) identificam na região da “Serrinha Tupanci” uma ocorrência volumosa de rochas vulcânicas intermediárias (Membro Hilário) e ácidas

(Membro Acampamento Velho), constituídas por traquiandesitos potássicos e riolitos alcalinos. As vulcânicas ácidas possuem mineralogia sódica e consistem em quartzo, K-feldspato, albita e anfibólios sódico, dados similares aos obtidos por Menegotto e Medeiros (1976).

Atualmente, diversos autores (e.g. Wildner *et al.*, 2002; Sommer *et al.*, 2005; CPRM, 2006; Lima *et al.*, 2007), correlacionam estratigraficamente, em mapas geológicos simplificados, as rochas da região do Tupanci ao vulcanismo da Formação Acampamento Velho, da Bacia do Camaquã..

2.2. SISTEMAS RIOLÍTICOS “ALTA-SÍLICA”

Lavas riolíticas com um elevado conteúdo de sílica, entre 70 e 80% em peso, são chamadas de “alta-sílica” (Bacon *et al.*, 1981; Mahood & Hildreth, 1983; Metz & Mahood, 1991). No vulcanismo Neoproterozoico III – Ordoviciano do ESG, a Formação Acampamento Velho é sugerida como um sistema riolítico alta-sílica (Sommer *et al.*, 1999; 2005; Matos *et al.*, 2002). Estes magmas saturados em sílica possuem algumas particularidades que devem ser observadas.

Os elementos maiores, em geral, possuem uma correlação negativa com a SiO_2 e esta tendência sugere, especialmente para os conteúdos mais baixos deste óxido, mecanismos de fracionamento de minerais, provavelmente feldspato alcalino, plagioclásio, magnetita e clinopiroxênio (Sommer *et al.*, 1999). Esta hipótese deve, no entanto, ser assumida com cautela, pois em sistemas de alta-sílica, o efeito da soma constante pode gerar correlações sem significado petrogenético (Matos *et al.*, 2002).

MacDonald *et al.* (1987) descrevem os riolitos peralcalinos alta-sílica do Vale do Rift na África como possuindo um forte enriquecimento em Cs, F, Hf, Nb, Rb, ETR, Ta, Th, U, Y, Zn e Zr, e um forte empobrecimento em Mg, Ca, Ba, Co e Sr. Para estes comenditos, os autores indicam um enriquecimento em ETRL, além de uma forte anomalia negativa em Eu. A origem destas rochas, segundo estes autores, seria controversa, podendo ser derivada de uma fusão mantélica parcial, com cristalização fracionada e contaminação crustal.

Streck (2002), estudando os fragmentos líticos metassedimentares e meta vulcânicos do *Rattlesnake Ash Flow Tuff*, sugere uma fusão parcial crustal para a origem destas rochas riolíticas alta-sílica. Os xenólitos estudados seriam os representantes da crosta parcialmente fundida que deu origem, a partir da cristalização fracionada de um magma riolítico com baixos teores de sílica, a estas rochas alta-sílica.

Mahood e Halliday (1988) descreveram o processo de geração de rochas riolíticas alta-sílica a partir de dados isotópicos de Nd, Sr e O da Sierra La Primavera (México). Estes autores acreditam que a origem destas rochas pode ser interpretada como tendo contribuição mantélica e crustal. O empobrecimento em Sr e Ba destas rochas são um indicio de um expressivo fracionamento de paragêneses ricas em feldspato após os líquidos parentais já terem adquirido composição riolítica. Ainda segundo estes autores, a ausência de rochas intermediárias que seria esperada para gerar tal volume de riolitos alta-sílica somente por processos de cristalização fracionada também sugere a ocorrência de contaminação do magma parental de origem mantélica por fusões crustais de rochas máficas em níveis intermediários a profundos.

2.3. MAGMATISMO ÁCIDO PÓS-COLISIONAL DO TIPO “A”

Rochas graníticas do tipo “A” são tipicamente alcalinas, anorogênicas e anidras (Loiselle & Wones, 1979). Pitcher (1983) e Brown *et al.* (1984) enfatizam o caráter alcalino destas associações de rochas, e consideram como granitos do tipo “A” aqueles geneticamente relacionados à granitos e sienitos alcalinos e peralcalinos. O enriquecimento em $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ das rochas graníticas do tipo “A” também foi estabelecido como um dos parâmetros diagnósticos por Collins *et al.* (1982) e Whalen *et al.* (1987), os quais destacam ainda outras características destas rochas, como os altos valores de Zr, Nb, W, Mo, ETR e para a razão Ga:Al (Nardi & Bitencourt, 2009)

Embora as rochas graníticas do tipo “A” tenham sido originalmente reconhecidas como anorogênicas, diversos autores propõem a geração destas em um ambiente pós-colisional (Harris *et al.*, 1986; Sylvester, 1989; Bonin, 1990, 2007; Nardi & Bonin, 1991; Bitencourt & Nardi, 2000; Nardi & Bitencourt, 2009). A origem

destes magmas tem sido descrita em diversos modelos petrogenéticos, como produto de fusão ou refusão crustal (Haapala & Rämö, 1992; Dall'agnol *et al.*, 1999, 2005); fusão de uma crosta metassomatizada (Martin, 2006), ou ainda, cristalização fracionada de magmas basálticos alcalinos ou até mesmo toleíticos (Frost & Frost, 2008; Nardi & Bitencourt, 2009).

Clemens *et al.* (1986) sugerem a utilização deste termo também para classificar rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas. Com isso, os vulcanitos da Formação Acampamento Velho, correlacionadas à Suíte Intrusiva Saibro, são interpretadas como tendo sua geração em um ambiente pós-colisional, sendo estas unidades as principais representantes do magmatismo do tipo "A" no ESRG (Nardi & Bonin, 1991; Sommer *et al.*, 2005; Nardi & Bitencourt, 2009).

Nardi e Bitencourt (2009) sugerem que, para as rochas graníticas ou riolíticas serem classificadas como tipo "A", elas devem seguir ao menos um dos seguintes critérios: associação genética com rochas magmáticas de afinidade alcalina sódica ou ultrapotássicas; valores em rocha total de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ e $\text{FeO}_T / (\text{FeO}_T + \text{MgO})$ maiores que 9% em peso e 0.9, respectivamente; índice de peralcalinidade maior do que 1; ou ainda, razão $(10000 * \text{Ga}) / \text{Al} > 2,6$, $\text{Ce} + \text{Y} + \text{Nb} + \text{Zr} > 340$ ppm (Whalen *et al.*, 1987), plotando dentro do campo intra-placa do diagrama Nb + Y versus Rb (Pearce *et al.*, 1984).

3 METODOLOGIA

Neste capítulo são descritos os materiais, equipamentos, técnicas e métodos de trabalho que foram utilizados na obtenção dos dados geológicos e petrológicos das rochas vulcânicas ácidas na região do Tupanci, visando confirmar do ponto de vista genético a correlação estratigráfica destes vulcanitos com a Formação Acampamento Velho.

Devido à carência de dados sobre a área de estudo, a metodologia envolveu diversas escalas de trabalho, com diferentes ferramentas disponíveis nas geociências, a fim de desenvolver uma interpretação da área através de uma abordagem petrológica integrada.

3.1. ETAPA DE ESCRITÓRIO

Nesta etapa foi realizada a revisão bibliográfica, a aquisição de imagens de satélite e fotografias aéreas, além da edição de imagens e confecção do trabalho final. Cada um destes itens está detalhado a seguir.

3.1.1. *Revisão Bibliográfica*

Esta foi a primeira etapa do trabalho e propôs-se a realizar uma compilação dos dados publicados sobre o tema, a fim de conhecer quais aspectos já foram abordados e quais as lacunas existentes na literatura sobre o assunto. Para isso, foram utilizados livros, periódicos científicos, resumos publicados em anais de eventos, teses, dissertações, monografias e qualquer outra informação adicional disponível sobre os tópicos abordados neste trabalho.

Esta revisão permitiu uma comparação gradativa entre os dados previamente reunidos com os dados coletados, permitindo definir a evolução do conhecimento sobre o vulcanismo da Formação Acampamento Velho na região estudada e também nas suas outras ocorrências no Escudo Sul-Rio-Grandense.

3.1.2. *Aquisição de Imagens de Satélite e Fotografias Aéreas*

Esta etapa do projeto envolveu trabalhos de sensoriamento remoto, através da análise e interpretação de fotografias aéreas e de imagens de satélite, descritos a seguir. A aquisição de fotografias aéreas, na escala 1:60.000 e 1:25.000 foi realizada junto ao acervo do Instituto de Geociências da UFRGS e à CPRM – SUREG P.A. O trabalho de fotointerpretação visou a separação dos principais domínios litoestruturais, estratigráficos e geomorfológicos para posterior checagem em campo. As fotografias foram analisadas em estereopares com a utilização de um estereoscópio de espelhos, pertencente ao Departamento de Geodésia do IGEO/UFRGS.

Além disso, também foram adquiridas imagens de satélite do programa de navegação terrestre *Google Earth* visando facilitar a orientação espacial em campo. Este fotomosaico foi impresso na escala 1:30.000 e, em conjunto com as fotografias aéreas, foi de extrema importância na etapa de campo, auxiliando na delimitação de locais apropriados para a realização de perfis geológicos, tais como locais com acesso facilitado por trilhas e caminhos, áreas com cobertura vegetal restrita e até mesmo regiões com afloramentos.

3.1.3. *Confecção do Trabalho Final*

Esta etapa consistiu na organização de todos os dados gerados nas etapas da pesquisa (escritório, campo e laboratório), com a confecção e edição de mapas, figuras e tabelas visando como produto final a realização da dissertação.

3.2. ETAPA DE CAMPO

A etapa de campo foi de fundamental importância para a realização do trabalho, tendo em vista que os principais aspectos abordados requerem além de amostragem, descrições de relações entre rochas em afloramento, análise das relações estratigráficas e faciológicas.

Foram realizados perfis geológicos a fim de mapear os corpos estudados, com a descrição de afloramentos, medição de estruturas, realização de croquis e aquisição de fotografias gerais, panorâmicas e de detalhe. Também foi realizada a coleta de amostras de rochas frescas para os trabalhos posteriores de petrografia e litoquímica. Adicionalmente, foram também coletadas amostras específicas visando análises isotópicas futuras, bem como a separação de zircão para datações radiométricas.

A orientação preferencial de realização destes perfis para o Cerro Tupanci foi leste-oeste, esperando, assim, identificar as principais variações texturais do corpo das bordas para o centro, visto que este corpo é alongado na direção N-S, e interpretado como uma intrusão sub-vulcânica. O Cerro dos Picados possui uma geometria circular e é interpretado como sendo depósitos essencialmente vulcânicos, sendo assim a orientação foi priorizada de uma maneira a contemplar as regiões mais acessíveis, com maior quantidade de afloramentos, não seguindo uma preferência.

3.3. ETAPA DE LABORATÓRIO

Nesta etapa foi gerado o maior volume de informações apresentadas neste trabalho, através das descrições petrográficas, análises litoquímicas e construção de um Sistema de Informações Geográficas (SIG). A seguir estão detalhadas cada uma destas etapas.

3.3.1. *Petrografia*

A preparação das amostras consistiu na confecção de 18 lâminas delgadas e foi executada no Laboratório de Preparação de Amostras do CPGq (Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica) do IGEO/UFRGS. As descrições petrográficas foram realizadas com um microscópio petrográfico binocular de luz transmitida da marca *Meiji Techno*, modelo ML9720, objetivas com 10x de aumento e três possibilidades de lentes de aumento (2,5x, 10x e 40x). As fotomicrografias foram adquiridas por uma câmera acoplada a um microscópio petrográfico de luz

transmitida da marca *Leica* e à um computador, junto ao Departamento de Mineralogia e Petrologia do IGEO/UFRGS.

3.3.2. *Litoquímica*

Foram realizadas análises litoquímicas de rocha total em 19 amostras, visando caracterizar as rochas vulcânicas ácidas da região do Tupanci em termos de elementos maiores, traços e terras raras.

Em 4 amostras foram realizadas análises no Laboratório de Geoquímica do IGEO/UFRGS pela técnica de espectrometria de fluorescência de raios-x. As 15 amostras restantes foram analisadas no *Acme Laboratories Ltd.* (Canadá), através da técnica de Espectrometria de Emissão Atômica por Plasma Indutivamente Acoplado (*Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry*) para a quantificação de elementos maiores (Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ti, P), com limite de detecção de 0,01% e alguns elementos traço (Sc, Be, V, Ba, Sr, Y e Zr), com limite de detecção variando de 1 até 5 ppm; e através da técnica de Espectrometria de Massa por Plasma Indutivamente Acoplado (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) para os demais elementos traços e terras raras, com limite de detecção de 0,005 a 2 ppm.

O *software Geochemical Data Toolkit (GCDKit)*, versão 2.3, elaborado por Janoušek *et al.* (2006) foi utilizado para a visualização das composições químicas das amostras em gráficos binários e diagramas e para o cálculo da mineralogia normativa. A geração destes gráficos, diagramas e cálculos permitiu classificar os litotipos de acordo com sua composição química e, de uma maneira geral, o magmatismo quanto a sua afinidade química e provável ambiente tectônico.

3.3.3. *Sistema de Informações Geográficas*

Nesta etapa foi gerado um banco de dados com as informações geológicas de todos os pontos checados e georreferenciados em campo, visando a plotagem em um mapa digital no *software Arcmap 9.3*. Os dados planialtimétricos foram obtidos através da folha Rio Vacacaí (SH22-Y-A-I-1), escala 1:50.000, do Serviço Geográfico do Exército do Brasil, junto à mapoteca do Departamento de Geodésia

do IGEO/UFRGS. A carta topográfica foi utilizada como mapa base, na escala 1:50.000 e digitalizada no software ArcGIS 9.3. A partir disso, foram gerados produtos como o mapa geológico da área estudada, mapa de pontos e localização, ambos na escala 1:50.000.

4 ARTIGO SUBMETIDO À REVISTA PESQUISAS EM GEOCIÊNCIAS

O vulcanismo alta-sílica da região do Tupanci, NW do Escudo Sul-Rio-Grandense: faciologia, petrografia e litoquímica

Felipe P. LEITZKE^{*1}, Carlos A. SOMMER², Evandro F. de LIMA² & Vinicius MATTÉ¹

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS, Brasil. E-mail: felipeplgeo@gmail.com; vinimatte@msn.com; ²Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS, Brasil. E-mail: casommer@sinos.net; evandro.lima@ufrgs.br

Resumo – A região do Tupanci, localizada no noroeste do Escudo Sul-Rio-Grandense, apresenta um expressivo volume de depósitos vulcânicos de composição ácida, estratigraficamente correlacionados à Formação Acampamento Velho, da Bacia do Camaquã. Esta região apresenta a exposição mais setentrional deste episódio vulcânico, caracterizado por uma sequência vulcânica de rochas efusivas e piroclásticas, de composição predominantemente ácida, afinidade alcalina sódica e idades aproximadas a 550 Ma, cujos processos são vinculados aos magmatismo pós-colisional do ciclo orogênico Brasileiro/Pan-Africano no ESRG. As rochas vulcânicas ácidas ocorrem na forma de depósitos efusivos e, em menor volume, piroclásticos, distribuídas em dois Cerros: Tupanci e dos Picados. O Cerro Tupanci apresenta características de uma intrusão subvulcânica com morfologia alongada (N-S), representada por riolitos porfíricos, com fenocristais de sanidina e quartzo envolvidos por uma matriz quartzo-feldspática equigranular fina a afanítica, ocorrendo com intensa foliação de fluxo nas regiões de borda. No Cerro dos Picados ocorrem derrames riolíticos texturalmente semelhantes, porém com matriz afanítica de aspecto vítreo e presença de biotita, além de depósitos piroclásticos caracterizados por ignimbritos riolíticos. Os ignimbritos podem ser divididos em duas fácies, sendo: ignimbritos ricos em líticos, com alguns púmices desvitrificados e pouco estirados, além de pequenos e raros cristaloclastos; e ignimbritos reomórficos, onde ocorre abundância em púmices desvitrificados com uma destacável textura eutaxítica, maior frequência de cristaloclastos e raros litoclastos. O comportamento dos elementos maiores, traços e ETR de ambos os cerros permitem classificar o magmatismo como supersaturado em sílica, semelhante aos sistemas de alta sílica, afinidade alcalina, e tendência metaluminosa a levemente peralcalina, com características semelhantes aos granitos tipo “A”. As informações obtidas indicam uma vinculação genética destas rochas com o vulcanismo da Formação Acampamento Velho, confirmando, desta maneira, a correlação estratigráfica.

Palavras-chave: Vulcanismo, Formação Acampamento Velho, Bacia do Camaquã, Tupanci.

Abstract – *HIGH-SILICA VOLCANISM OF THE TUPANCI REGION, NORTHWESTERN PORTION OF THE SUL-RIO-GRANDENSE SHIELD: FACIOLOGY, PETROGRAPHY AND LITHOCHEMISTRY.*

Volcanic and hypabyssal acid rocks occur in the area of Tupanci, located at the NW portion of the Sul-Rio-Grandense Shield. These rocks are stratigraphically correlated to the Acampamento Velho Formation (about 550Ma), at the Camaquã Basin. This region has the northernmost exposure of this volcanic episode, which comprises a sequence of effusive/hypabyssal and pyroclastic rocks, with dominantly acid composition and sodic-alkaline affinity, whose genetic processes are linked to the post-collisional stages of the Brasileiro/Pan-Africano orogenic cycle. In this region the acid volcanic rocks occur mainly as effusive deposits and secondarily as pyroclastic deposits, in two Cerros (Hills): Tupanci and Picados. The Cerro Tupanci defines an elongated morphology (N-S), interpreted as a sub-volcanic intrusion, represented by porphyritic rhyolites with phenocrysts of alkali feldspar and quartz surrounded by a equigranular-fine-grained to aphanitic quartz-feldspar matrix, with a strong flow foliation on border regions. In the Cerro dos Picados, texturally similar rhyolitic rocks occur, but with aphanitic to glassy matrix and presence of biotite, and pyroclastic deposits, characterized by rhyolitic ignimbrites. The ignimbrites can be separated in two facies: lithic-rich ignimbrites, with a few devitrified and poorly elongated pumice and crystal fragments; and reomorphic, with abundance of devitrified pumices with a detachable eutaxitic texture, crystal fragments and rarely lithic fragments. The behavior of major elements, traces and REEs allows to classify the magmatism as silica oversaturated, similar to the systems with high-silica, alkaline affinity and a metaluminous to slightly peralkaline trend with similar characteristics to the “A” type granites. The petrographic and lithochemical data obtained indicate a genetic linkage with the Acampamento Velho Formation magmatism, confirming the stratigraphic correlation.

Keywords: Volcanism, Acampamento Velho Formation, Camaquã Basin, Tupanci.

I. Introdução

Na região do Tupanci, localizada na porção noroeste do Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG), no domínio São Gabriel (Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 2007), aflora um expressivo volume de depósitos vulcânicos e hipabissais de composição ácida da Formação Acampamento Velho, uma das unidades da Bacia do Camaquã (e.g. Wildner *et al.*, 2002; Sommer *et al.*, 2005; Lima *et al.*, 2007).

Os ciclos vulcânicos nesta bacia foram estabelecidos predominantemente sob condições subaéreas e foram descritos por Wildner *et al.* (2002) e Lima *et al.* (2007). O ciclo vulcânico mais antigo, com composições predominantemente intermediárias e algumas ocorrências básicas e ácidas, possui afinidade shoshonítica (Formação Hilário *sensu* Ribeiro & Fantinel, 1978) e é sucedido por um vulcanismo bimodal de afinidade moderadamente alcalina sódica (Formação Acampamento Velho *sensu* Ribeiro & Fantinel, 1978). Esta unidade reúne depósitos explosivos/efusivos de composição ácida e básica. O último registro de rochas vulcânicas na Bacia do Camaquã é caracterizado por rochas efusivas de composição básica-intermediária e afinidade moderadamente alcalina a toleítica alto-K, estratigraficamente vinculadas à Formação Guaritas e definido como Membro Rodeio Velho (Ribeiro & Fantinel, 1978).

Estes ciclos vulcânicos são relacionados à transição entre o período colisional e pós-colisional, desenvolvida entre o Neoproterozoico III e o Cambriano Inferior. A fonte deste magmatismo é atribuída a fusões parciais do manto litosférico modificado por uma subducção prévia (Nardi & Bonin, 1991; Wildner *et al.*, 1999, 2002; Nardi & Lima, 2000; Almeida *et al.*, 2005; Sommer *et al.*, 2006). Sommer *et al.* (2005, 2005b, 2006) sugerem que esses ciclos vulcânicos representariam partes preservadas de uma sequência evolutiva típica de um magmatismo pós-colisional (*sensu* Liégeois, 1998), com shoshonitos nas fases iniciais, tipicamente relacionado a fontes afetadas por subducção, sucedido por sequências vulcânicas bimodais, de afinidade alcalina sódica saturada em sílica e finalmente toleítica.

A Formação Acampamento Velho, objeto deste artigo, representa a fração vulcânica do magmatismo alcalino supersaturado em sílica, sem registros de deformação e metamorfismo. O caráter bimodal é marcado por um expressivo volume de depósitos efusivos e piroclásticos de composição ácida, associados às lavas e diques de composição básica (Sommer *et al.*, 1999, 2003, 2005, 2006; Wildner *et al.*, 1999, 2002; Almeida *et al.*, 2002; Lima *et al.*, 2007). A organização estratigráfica desta formação tem sido sugerida por diversos autores, (*e.g.* Porcher *et al.*, 1995; Sommer *et al.*, 1999, 2005, 2006; Wildner *et al.*, 1999, 2002; Zerfass *et al.*, 2000; Fragoso-César *et al.*, 2000, 2003; Almeida *et al.*, 2002; Janikian *et al.*, 2008, 2012). As melhores exposições dessa sequência vulcânica neoproterozoica estão localizadas no Platô da Ramada (Vila Nova do Sul), no Platô do Taquarembó (região de Dom Pedrito) e nos Cerros do Bugio e Perau (região de Caçapava do Sul, Serra de Santa Bárbara), além da exposição na região do Tupanci. Os depósitos na região do Tupanci representam a exposição mais setentrional deste episódio vulcânico no ESG e trabalhos específicos sobre estes são escassos (*e.g.* Menegotto & Medeiros, 1976; Roisenberg *et al.*, 1986). No presente trabalho são descritos e interpretados a faciologia vulcânica dos depósitos na região do Tupanci, seus aspectos petrográficos e litoquímicos, e os vínculos estratigráficos com a Formação Acampamento Velho da Bacia do Camaquã.

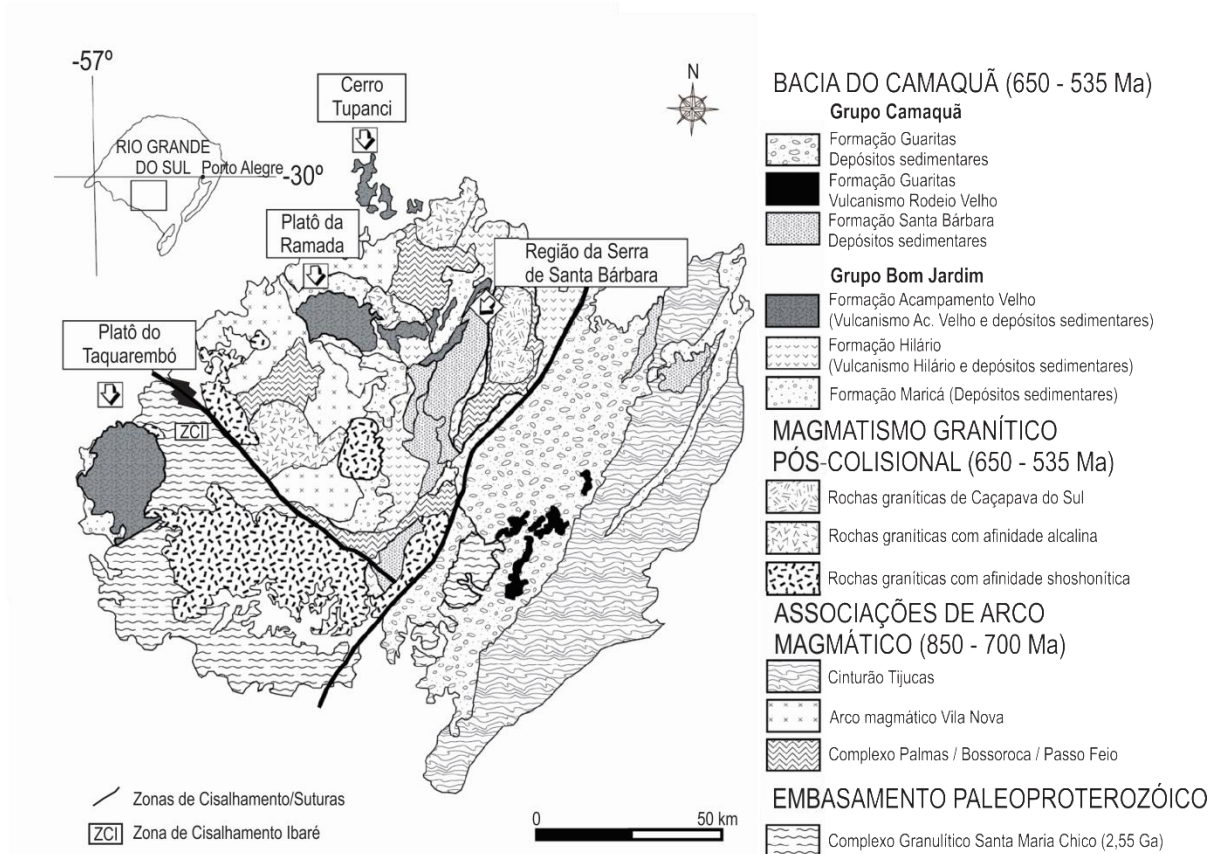


Figura 3: Esboço geológico do ESRG, com a distribuição das principais ocorrências do vulcanismo Neoproterozoico na bacia do Camaquã (modificado de Lima *et al.*, 2007).

II. Procedimentos Analíticos

Para a obtenção dos dados litoquímicos foram selecionadas dezenove amostras representativas da ampla distribuição espacial e composicional dos vulcanitos. Quatorze amostras foram analisadas no *Acme Analytical Laboratories Ltd.*, utilizando a técnica ICP (*Inductively Coupled Plasma*) para elementos maiores e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) para elementos traço e terras raras (ETR), e cinco amostras restantes foram analisadas para elementos maiores e alguns traços no Laboratório de Geoquímica do Centro de Pesquisa em Geoquímica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Nestas últimas utilizou-se o método da espectrometria de fluorescência de raios-X. Os dados obtidos foram organizados e tratados estatisticamente nos programas *Microsoft Excel 2007* e *Geochemical Data Toolkit 2.3*, a fim de gerar gráficos binários para facilitar a interpretação dos resultados.

III. Contexto Geológico Regional

O Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG) representa a porção meridional da Província Mantiqueira no estado do Rio Grande do Sul (Almeida *et al.*, 1981). É composto principalmente por rochas relacionadas ao ciclo orogênico neoproterozoico Brasileiro/Pan-Africano, com um embasamento metamórfico de idade paleoproterozoica, representado por fragmentos remanescentes do Cráton Rio de La Plata (Hartmann *et al.*, 2000, 2007; Soliani Jr. *et al.*, 2000). Estas rochas podem ser divididas, de acordo com as suas associações litoestratigráficas, petrotectônicas, assinaturas isotópicas e características geofísicas distintas, em quatro terrenos: Taquarembó (complexo granulítico paleoproterozoico retrabalhado parcialmente no neoproterozoico), São Gabriel (assinatura juvenil, com associações petrotectônicas de ambientes de margem passiva e de retro-arco, ofiolitos, arcos magmáticos vulcano-sedimentares e plutônicos derivados de um manto neoproterozoico), Tijucas (rochas paleoproterozoicas gnáissicas de composição tonalítica a diorítica e neoproterozoicas, metavulcânicas e metassedimentares resultantes da deposição em crosta continental distendida ou de um arco magmático continental, com retrabalhamento de crosta continental paleoproterozoica) e Pelotas (complexo granítico e suítes intrusivas de idade brasileira, entre 650-550 Ma, relacionadas à atuação de zonas de cisalhamento e com septos do embasamento) (Jost & Hartmann, 1984; Soliani Jr., 1986; Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 2000, 2007; Philipp & Machado, 2005; Philipp *et al.*, 2007).

No Neoproterozoico, esta área sofreu um intenso retrabalhamento crustal, sendo uma importante zona de acreção juvenil, denominada Cinturão Dom Feliciano (Soliani Jr., 1986; Fragoso-César, 1991), um dos orógenos formadores do Gondwana Ocidental, representado pelas rochas dos Terrenos São Gabriel, Tijucas e Pelotas (Hartmann *et al.*, 2007). O magmatismo nesta era pode ser dividido em duas fases principais: uma desenvolvida em um ambiente típico de arco, com idades entre 850-700 Ma, e outro evento desenvolvido em um ambiente pós-colisional (*sensu* Liégeois, 1998), com idades entre 650-535 Ma, marcado por intenso magmatismo ao longo de zonas de cisalhamento

transcorrentes (Fernandes *et al.*, 1995; Babinski *et al.*, 1997; Bitencourt & Nardi, 2000; Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al.*, 2000, 2007; Nardi & Bitencourt, 2009).

Dentre os domínios do ESRG, o Terreno São Gabriel, delimitado ao sudeste pela anomalia magnetométrica de Caçapava do Sul (Costa, 1997), ao sudoeste pela Zona de Cisalhamento Ibaré e ao norte pela cobertura sedimentar fanerozóica da Bacia do Paraná, é o único com assinatura juvenil, com idades-modelo Nd mais antigas que as idades de zircões ígneos (Machado *et al.*, 1990; Babinski *et al.*, 1996; Leite *et al.*, 1998; Saalman *et al.*, 2005; Hartmann *et al.*, 2007), sendo sobre o qual estão depositadas importantes sequências vulcânicas vinculadas ao magmatismo nos estágios pós-colisionais do ciclo orogênico Brasileiro, como o Platô da Ramada e a região do Tupanci, inseridas na Formação Acampamento Velho, da Bacia do Camaquã.

A Bacia do Camaquã agrupa um conjunto expressivo de unidades sedimentares e vulcanogênicas sem indícios de metamorfismo regional, depositadas aproximadamente entre 620 e 535 Ma que afloram descontinuamente em praticamente todo o ESRG, por cerca de 150 km na direção E-W, entre Encruzilhada do Sul e São Gabriel, e cerca de 120 km na direção N-S, entre São Sepé e Bagé (Paim *et al.*, 2000; Borba, 2006; Janikian *et al.*, 2008; Almeida *et al.*, 2010). O embasamento sobre o qual estas sequências se depositaram é heterogêneo, variando desde complexos granulíticos paleoproterozoicos, até diversos terrenos brasileiros representados por associações de rochas ígneas e metamórficas (Paim *et al.*, 2000; Lima *et al.*, 2007).

Este conjunto de unidades teve seu desenvolvimento predominantemente em um ambiente continental, sob condições subaéreas (Wildner *et al.*, 2002), sendo considerada como do tipo *strike-slip*, embora seus mecanismos de geração e classificação ainda sejam discutidos por diversos autores (e.g. Brito Neves & Cordani, 1991; Gresse *et al.*, 1996; Brito Neves *et al.*, 1999; Chemale Jr., 2000; Paim *et al.*, 2000; Fragosó-César *et al.*, 2000, 2003; Sommer *et al.*, 2006; Janikian *et al.*, 2008, 2012). A evolução desta bacia é caracterizada por uma alternância entre intervalos em que predominam eventos deposicionais, com o acúmulo de espessos pacotes sedimentares e vulcano-sedimentares e intervalos

dominantemente erosionais. Durante o intervalo deposicional, formaram-se os depósitos vulcânicos alternados com sedimentação siliciclástica. A sequência sedimentar da Bacia do Camaquã registra uma evolução da deposição, desde marinho raso, passando por lacustre-aluvial até de ambientes desérticos continentais (Paim *et al.*, 2000), representada, da base para o topo, pela Formação Maricá, com depósitos predominantemente costeiros e marinhos, Grupo Bom Jardim, com depósitos aluviais intercalados a andesitos, vulcânicas efusivas e piroclásticas ácidas (Formações Hilário e Acampamento Velho) e depósitos continentais fluviais, lacustres e eólicos (Grupo Camaquã, Formações Santa Bárbara e Guaritas) (Borba *et al.*, 2007).

IV. Geologia da região do Tupanci

A região do Tupanci localiza-se cerca de 15 km ao norte do município de Vila Nova do Sul e é caracterizada pela ocorrência de unidades do ESRG na forma de uma "janela do embasamento soerguido", cercadas por unidades da Bacia do Paraná. Expressivos volumes de rochas vulcânicas ácidas, relacionadas estratigraficamente a Formação Acampamento Velho ocorrem em duas feições geomorfológicas de destaque: o Cerro Tupanci, caracterizado por rochas riolíticas com características hipabissais e Cerro dos Picados, com derrames e ignimbritos riolíticos.

Estas rochas vulcânicas ácidas encontram-se sobrepostas e intrudindo como diques as rochas sedimentares da Formação Maricá (siltitos, ardósias e arcóseos) e vulcânicas da Formação Hilário (andesitos e lamprófiros). O embasamento desta sequência vulcano-sedimentar é representado pelo Complexo Cambaí. As rochas mais jovens da região são representadas por sequências sedimentares da Bacia do Paraná, vinculadas as Formações Rio Bonito, Irati e Palermo. Na figura 4 está apresentado o mapa geológico simplificado da região.

O Complexo Cambaí, unidade mais antiga presente na área, é representado por gnaisses dioríticos a tonalíticos, cortados pelos riolitos da Fm. Acampamento Velho e pelos lamprófiros espessartíticos da Fm. Hilário. Segundo Hartmann *et al.* (2007) o Complexo Cambaí é composto por três associações magmáticas: (i) gnaisses dioríticos, tonalíticos e

trondjemíticos; (ii) metatonalitos e metadioritos; e (iii) Suíte Lagoa da Meia Lua (tonalitos, granodioritos e dioritos) com idades de zircão (TIMS e SHRIMP) em torno de 735-680 Ma (Babinski *et al.*, 1996; Hartmann *et al.*, 2007, 2011).

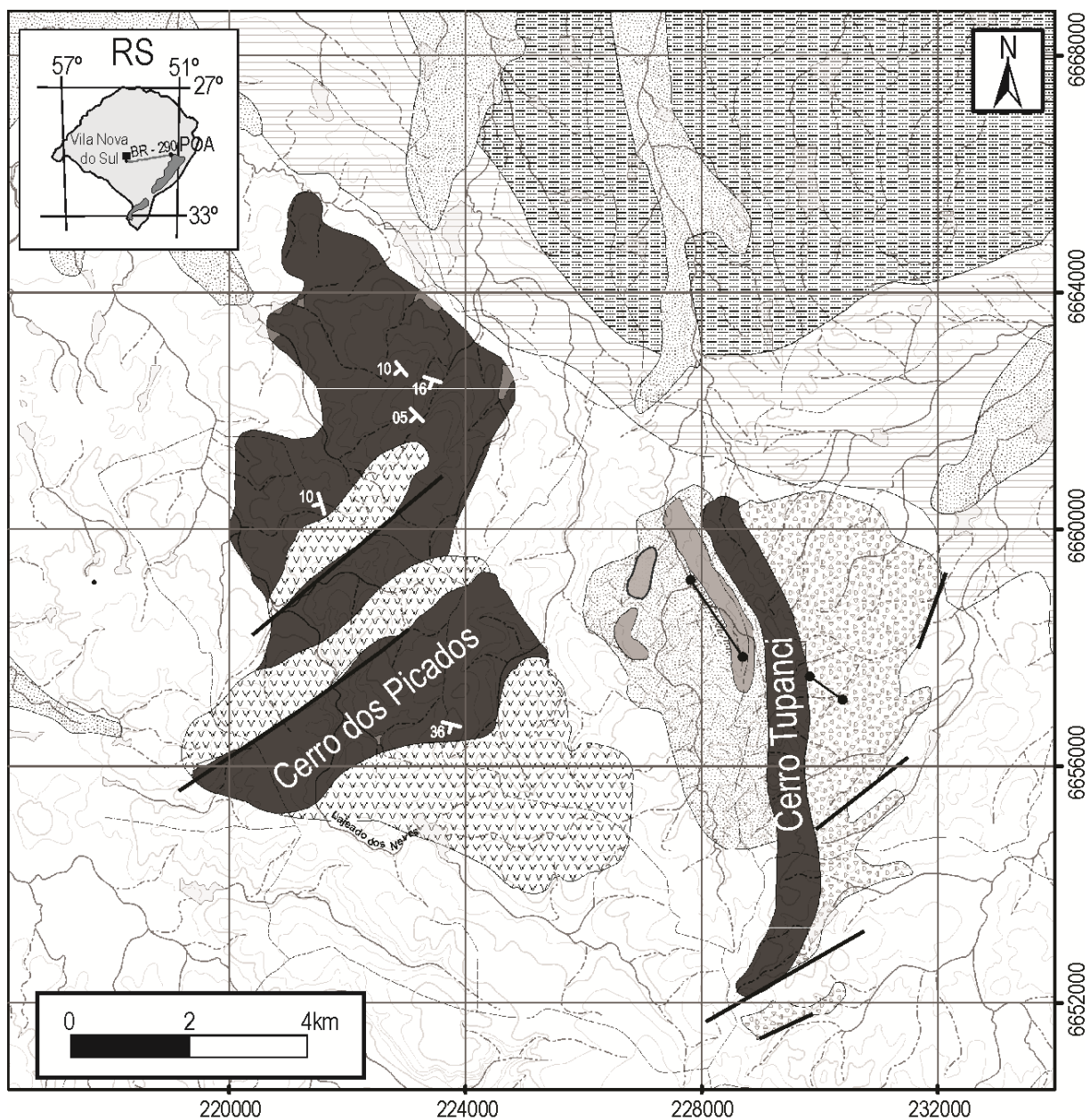
A Formação Maricá, base da Bacia do Camaquã, é caracterizada principalmente por siltitos fortemente basculados e cataclasados, além de arenitos arcoseanos. Estas rochas possuem suas melhores exposições na porção oeste do Cerro Tupanci, intrudidas por rochas vulcânicas das formações Acampamento Velho e Hilário. Segundo Borba (2006), a Formação Maricá é caracterizada por arenitos fluviais de composição arcoseana a subarcoseana na base. A porção intermediária seria dominada por sedimentação marinha, com predominância de siltitos e folhelhos esverdeados e arenitos de composição arcoseana lítica, fortemente influenciados pela presença de fragmentos vulcânicos. No topo da sequência, dominaria novamente sedimentação de origem fluvial, com arenitos e conglomerados influenciados por fragmentos vulcânicos. A idade deposicional desta sequência situa-se aproximadamente entre 620 e 592 Ma (Paim *et al.*, 2000).

A Formação Hilário (Ribeiro & Fantinel, 1978), pertencente ao Grupo Bom Jardim (Ribeiro *et al.*, 1966), é o primeiro episódio vulcânico com registros expressivos na Bacia do Camaquã. Este magmatismo é caracterizado por rochas vulcânicas e hipabissais de afinidade shoshonítica, apresentando uma variação composicional desde termos básicos a ácidos. Esta unidade é representada por andesitos e lamprófiros que se concentram ao norte do Cerro Tupanci em corpos isolados. Os lamprófiros foram descritos em detalhe por Buckowski *et al.* (2010), como diques com direção N-NE, de espessura métrica e apresentam composição espessartítica. Além destas unidades da Formação Hilário, também ocorrem conglomerados vulcanogênicos com clastos de andesitos e lamprófiros, e feições de interação sedimento-lava, com a geração de peperitos.

As rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho, unidade correspondente a porção superior do Grupo Bom Jardim (Ribeiro & Fantinel, 1978), sucedem o magmatismo shoshonítico da Formação Hilário e as rochas sedimentares da Formação Maricá. Dados geocronológicos recentes forneceram idades entre 549 e 573 Ma para as rochas vulcânicas

desta unidade (Sommer *et al.*, 2005b; Janikian *et al.*, 2008). Na região do Tupanci, as rochas associadas estratigraficamente à Formação Acampamento Velho ocorrem como intrusões subvulcânicas (riolitos hipabissais), derrames riolíticos e ignimbritos distribuídos em duas feições geomorfológicas distintas, denominadas Cerro Tupanci e Cerro dos Picados.

As rochas da Bacia do Paraná que ocorrem na região são representadas por arenitos ferruginosos, siltitos, folhelhos e folhelhos betuminosos. Estas rochas são pertencentes às Formações Rio Bonito e Palermo, inseridas no Grupo Guatá (Permiano Inferior) e a Formação Irati, inserida no Grupo Passa Dois (Permiano Superior). O contato entre estas unidades e as unidades do ESRG na região é erosivo, ocorrendo por quebras do relevo e diferenças no padrão geomorfológico.



Cobertura Cenozóica - Quaternário

Depósitos Aluvionares Atuais - Areias e argilas de aluviões

Cobertura Sedimentar Gonduânica - Bacia do Paraná - Permiano

Gr. Passa Dois - Fm. Irati - Argilitos e folhelhos cinza-escuros a pretos, betuminosos
 Fm. Palermo - Siltitos cinza a amarelo-esverdeados com arenitos na base e no topo
 Fm. Rio Bonito - Arenitos ferruginosos e siltitos

Bacia do Camaquã - Ordoviciano-Cambriano

Depósitos piroclásticos - Ignimbritos ricos em litoclastos e reomórficos
 Depósitos efusivos - Riolitos porfíricos
 Fm. Hilário - Andesitos porfíricos com diques de lamprófiros
 Fm. Maricá - Siltitos fortemente basculados e cataclados, arenitos arcoseanos

Embasamento Pré-Cambriano

Complexo Cambaí - Granitóides, Gnaisses e Migmatitos

Foliação Ígnea

Lineamentos

Estradas

Drenagem

Figura 4: Esboço geológico da região do Tupanci (modificado de Menegotto & Medeiros, 1976).

V. **Faciologia e Petrografia dos Depósitos Vulcânicos Ácidos**

As rochas vulcânicas ocorrem como intrusões rasas, derrames e depósitos piroclásticos. As rochas hipabissais afloram no Cerro Tupanci, enquanto as ocorrências vulcânicas efusivas e piroclásticas localizam-se no Cerro dos Picados.

V.1. *Cerro Tupanci (CT)*

O Cerro Tupanci é constituído por um corpo subvulcânico alongado no sentido N-S, com dimensões de cerca de 4 km x 0,5 km e um padrão de falhas no sentido NE-SW que o segmentam em zonas descontínuas, gerando zonas de cataclase com cominuição dos grãos. Pode ser separado em uma fácies de núcleo e outra de borda. A fácies de núcleo é maciça e rica em fenocristais e a fácies de borda apresenta uma marcante foliação de fluxo ígneo e uma diminuição substancial no tamanho de grão.

V.1.1. *Fácies de Núcleo (FN)*

As rochas da porção de núcleo são riolitos porfíricos com fenocristais (30%) euédricos a subédricos de feldspato alcalino (sanidina) e quartzo, imersos em cerca de 70% de uma matriz equigranular fina quartzo-feldspática (Fig. 5A). Os fenocristais de sanidina (Fig. 5B) são subédricos, prismáticos, por vezes alongados e, com comprimento variando entre 1,5 e 2,5 mm. Alguns cristais apresentam macla simples, micropertitas, sendo comum uma forte argilização/oxidação como processo secundário. Os fenocristais de quartzo são euédricos a subédricos, com diâmetro variando de 1,0 a 2,5 mm (Fig. 5C) e mostram feições de reabsorção, com golfos de corrosão ou hábito arredondado (Fig. 5D). Ocorrem também como agregados, definindo uma textura glomeropofirítica. Microfenocristais de minerais opacos, zircão, apatita e máficos alterados ocorrem como minerais acessórios. Os opacos foram identificados no MEV e, através da sua forma cúbica característica, classificados como pirita. Os minerais máficos são raros e ocorrem transformados pseudomorficamente em clorita, além de pequenos ($\approx 0,05$ mm) prismas aciculares de anfibólio de cristalização tardia na matriz. Ocorrem também minerais máficos tardios, com pleocroísmo verde-

azulado, corroídos, interpretados como anfibólio sódico (arfvedsonita), sugerindo uma relação álcalis/alumina peralcalina.

A matriz é microcristalina e caracterizada pelo arranjo em mosaico de micrólitos de quartzo e feldspato alcalino. Resíduos de cristalização também são observados. É comum a presença das texturas micrográficas (Fig. 5E) de intercrescimento entre o feldspato alcalino e o quartzo. Em algumas porções isoladas ocorre a textura esferulítica (Fig. 5F), predominantemente com morfologia esférica, isolados ou ao redor dos fenocristais, o que sugere processos de devitrificação em alta temperatura (Logfren, 1971).

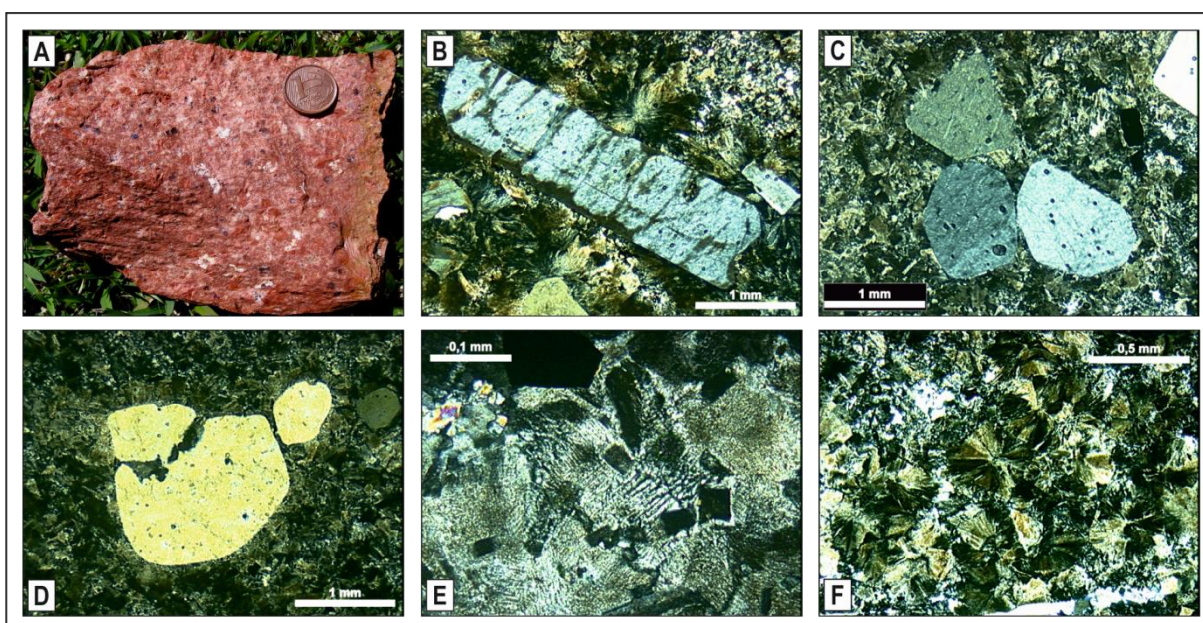


Figura 5: Aspectos petrográficos macro e microscópicos dos riolitos da FN do Cerro Tupanci: A) riolito porfirítico; B) fenocristal de sanidina (LP); C) fenocristais de quartzo em textura glomeroporfirítica (LP); D) feições de reabsorção em grãos de quartzo (LP); E) textura micrográfica de intercrescimento na matriz (LP); F) textura esferulítica de devitrificação na matriz (LP).

V.1.2. *Fácies de Borda (FB)*

A fácies de borda possui uma composição mineralógica similar a de núcleo, porém com um menor conteúdo de fenocristais (15%) e maior volume de matriz (85%). A forte foliação ígnea é caracterizada pela alternância de níveis milimétricos com diferentes graus de cristalinidade, com textura microcristalina e resíduos de cristalização (Fig. 6A,G). Na foliação de fluxo são observadas microdobras e cristais rotacionados (Fig. 6B), gerando padrões texturais *tuff-like*, semelhantes às texturas eutaxíticas e parataxíticas. A semelhança textural entre lavas ou intrusões rasas, como no caso da fácies de borda, com

ignimbritos reomórficos, foi discutida por Manley (1995). Este autor classificou como “*tuff-like rhyolites*” os termos efusivos com texturas aparentemente piroclásticas. A condição original hipocristalina desta fácies é sugerida pela presença de texturas esferulítica e axiolítica, comuns em desvitrificação de alta temperatura.

Os fenocristais de sanidina (Fig. 6C) e quartzo apresentam-se similares aos da porção de núcleo. O quartzo apresenta com maior frequência golfos de corrosão e geometria amebóide (Fig. 6D). Outro aspecto importante desta fácies é o tamanho menor dos cristais quando comparado a FN, sendo de $\varnothing \approx 1,0$ mm (quartzo) e comprimento entre 0,5 – 1,5 mm (feldspato alcalino). Este fato é indicativo de um maior *undercooling* desta fácies, gerado pelo contato direto com a encaixante. Alguns grãos estão muito fraturados, cujo arranjo caracteriza microbrechas. Segundo Manley (1995) o termo “*microbreccia*” é utilizado para as porções da rocha onde são observados fragmentos de vidro e cristais. Esta feição é comum em sistemas riolíticos devido à alta viscosidade do fluxo (Fig. 6E,G). Restos de minerais máficos são observados, normalmente pseudomorfizados para clorita. Ocorrem ainda amígdalas preenchidas por uma massa de opacos + clorita (Fig. 6F) e xenólitos de rochas encaixantes, provavelmente da Formação Maricá.

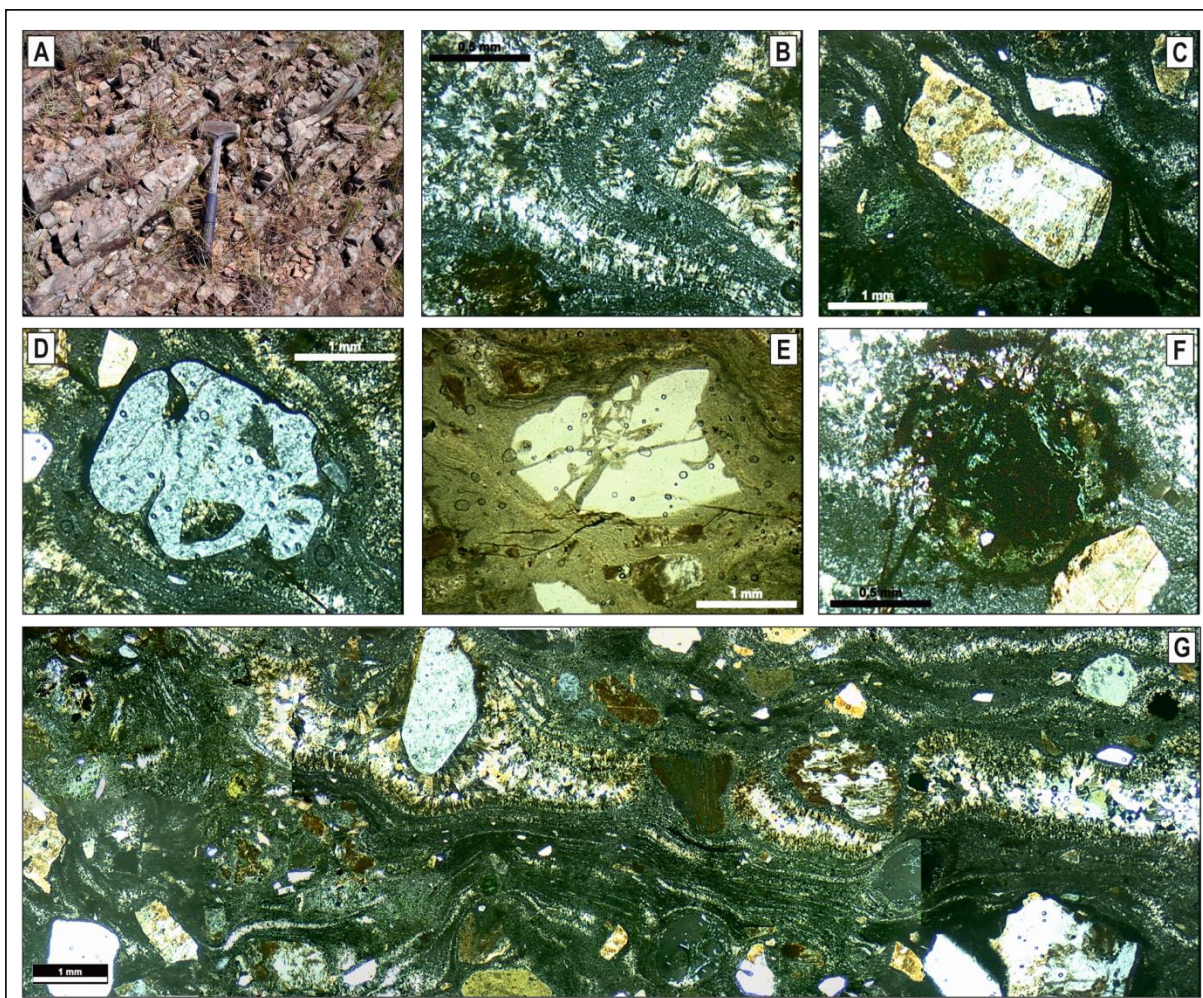


Figura 6: Aspectos petrográficos macro e microscópicos da FB do Cerro Tupanci: A) afloramento com foliação de fluxo e fraturamento intenso; B) textura axialítica evidenciando processos de devitrificação (LP); C) fenocristal de sanidina envolto por matriz felsifírica e estrutura de fluxo (LP); D) grão de quartzo com fortes feições de reabsorção pela matriz e geometria amebóide envolto por estrutura de fluxo (LP); E) fenocristal de quartzo microbrechado (LP); F) amígdala preenchida por opacos + clorita (LP); G) fotomicrografia panorâmica da lâmina mostrando a continuidade da foliação de fluxo e os níveis com diferentes graus de cristalinidade (LP).

V.2. Cerro dos Picados (CP)

O Cerro dos Picados é uma feição geomorfológica com uma área aproximada de 24 km² que ocorre a oeste do Cerro Tupanci. É truncado por duas zonas de falhas principais, com direção preferencial NE-SW. As rochas vulcânicas tem origem efusiva e explosiva. Os derrames riolíticos são porfíricos e afloram predominantemente na porção centro-norte do Cerro. Os depósitos piroclásticos são caracterizados por ignimbritos riolíticos com elevado grau de soldagem. Algumas porções são predominantemente lapilíticas com abundância em fragmentos líticos e outras são predominantemente reomórficas, com tamanho de grão preponderante cinza e ricas em cristais. Embora as relações estratigráficas entre as duas

unidades não sejam claras em campo, a presença de fragmentos riolíticos nos ignimbritos sugere que os eventos piroclásticos estudados são, provavelmente, posteriores aos eventos efusivos.

V.2.1. Regime Efusivo

O regime efusivo é caracterizado por riolitos porfiríticos com fenocristais (25%) de quartzo e sanidina, envoltos por uma matriz afanítica (75%) de aspecto vítreo (Fig. 7A). Observa-se foliação de fluxo com atitudes variadas e mergulho principalmente sub-horizontal, além de porções com autobrechação incipiente (Fig. 7B).

Os fenocristais de quartzo têm diâmetro entre 1 e 2 mm, bordas corroídas e feições de reabsorção pela matriz mais intensas, com golfos de corrosão e geometria amebóide em alguns grãos (Fig. 7C). Os fenocristais de sanidina (Fig. 7D) possuem hábito variando de tabular a prismático, por vezes alongados, com comprimento entre 0,5 e 2 mm. Alguns cristais encontram-se acunhados em uma das extremidades ou com feições de reação com a matriz, o que torna as bordas difusas.

Microfenocristais de minerais opacos, zircão, apatita ocorrem como acessórios. Os minerais máficos são compostos predominantemente por biotita, possivelmente originada pela alteração de anfibólios e, em algumas porções, completamente pseudomorfizados para uma massa de clorita+biotita. Os grãos de biotita são subédricos, com 0,5-1 mm de diâmetro, variando de marrom a verde, e, em algumas porções, já alterados parcialmente para clorita. Possuem apenas uma direção de clivagem e ocorrem por vezes com textura poiquilítica ou em agregados associados às cloritas, substituindo anfibólio. A matriz é muito fina e constituída por um resíduo de cristalização quartzo-feldspático, microcristalino a criptocristalino (Fig. 7E). Processos de desvitrificação são comuns e vários estágios são observados, desde esferulitos e axiolitos até intercrescimentos granofíricos. Textura micrográfica também ocorre em algumas porções (Fig. 7F).

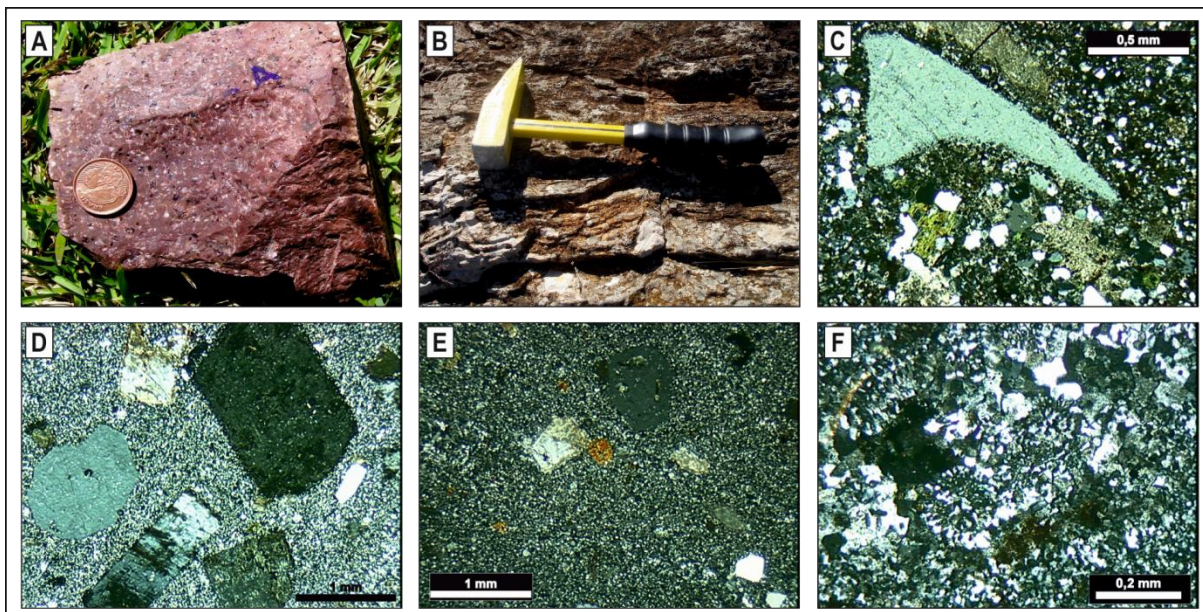


Figura 7: Aspectos petrográficos macro e microscópicos dos riolitos do Cerro dos Picados: A) riolito porfirítico com matriz de aspecto vítreo; B) foliação de fluxo com autobrechação; C) grão de quartzo com as bordas corroídas (LP); D) textura glomeroporfirítica com fenocristais euédricos de sanidina em matriz microcristalina (LP); E) matriz com arranjo microcristalino quartzo-feldspático e fenocristais de quartzo, sanidina e biotita (LP); F) textura micrográfica em matriz de riolito porfirítico (LP).

V.2.2. Regime Explosivo

As rochas piroclásticas são caracterizadas por ignimbritos mal selecionados, com piroclastos variando de cinza à *lapilli*, constituídos por litoclastos, fenocristais, fragmentos de cristais e vítreos. Os ignimbritos são fortemente soldados, de composição riolítica e podem ser separados em duas fácies: ignimbritos lapilíticos ricos em líticos (IgL) e ignimbritos reomórficos enriquecidos em cristais (IgnReo).

V.2.2.1. Fácies de ignimbritos ricos em líticos (IgL)

As rochas desta unidade são mal-selecionadas, de cor rosa acastanhada, com predomínio de *lápilis* (Fig. 8A) imersos em uma matriz tufácea. Os líticos são predominantes e constituídos por fragmentos de riolitos e ignimbritos. Em menor quantidade ocorrem fragmentos de púmices e cristais (quartzo e feldspato alcalino). Em geral, os fragmentos de tamanho *lapilli* correspondem a cerca de 55% da rocha, enquanto a matriz tufácea corresponde a 45%. Os fragmentos de púmices (Fig. 8B) ocorrem em diversos tamanhos, variando desde cinza, confundindo-se com a matriz até maiores, de tamanho *lapilli* (Fig. 8C). Encontram-se completamente desvitrificados para um arranjo granofírico quartzo-feldspático, formando algumas vezes textura axiolítica. O nível de achatamento dos púmices

é baixo, mas observa-se uma incipiente textura eutaxítica. Os fragmentos líticos estão com as bordas corroídas, indicando certa assimilação e são representados por rochas riolíticas e ignimbríticas (Fig. 8E). O processo de argilização ocorre sobre as rochas, deixando uma película marrom-avermelhada sobre os fragmentos. Os fragmentos de cristais ocorrem em menor quantidade e são representados por quartzo e raramente feldspato alcalino. Os cristais estão fraturados, angulosos, com bordas irregulares e tamanho em torno de 0,2 mm. Além de fragmentos de cristais, destaca-se a ocorrência de fenocristais destes mesmos minerais, de tamanho similar, subédricos a euédricos, muitos deles preservados dentro dos púmices.

A matriz é extremamente fina, a base de *shards* em geometria “Y” (espícula), de comprimento menor que 0,5 mm (Fig. 8F). Ocorrem também em algumas porções textura axiolítica de intercrescimento entre o quartzo e o feldspato alcalino, geralmente devido ao processo de devitrificação sobre os púmices (Fig. 8G).

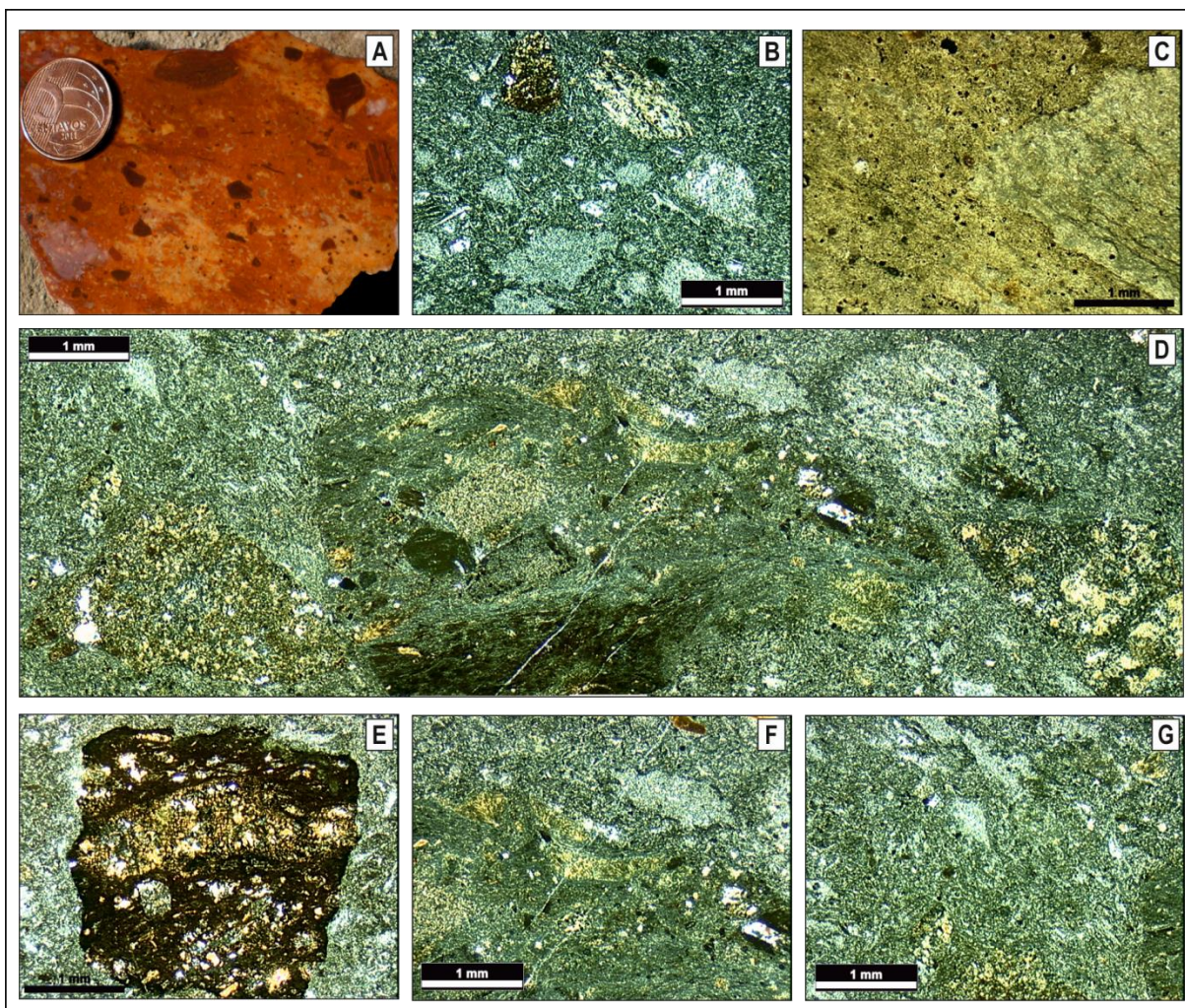


Figura 8: Aspectos petrográficos macro e microscópicos das rochas ignimbríticas da fácies rica em líticos do Cerro dos Picados: A) fragmentos piroclásticos do tamanho *lapilli* em amostra de mão; B) fragmentos de púmices com diversas orientações em matriz à base de *shards* (LP); C) fragmento de púmice cortado ortogonal a direção do escape de gases, com bordas difusas (LN); D) fotomicrografia panorâmica da lâmina mostrando os fragmentos de púmices e líticos de tamanho *lapilli* (LP); E) litoclasto de ignimbrito riolítico (LP); F) matriz tufácea com *shards* e textura axiolítica de desvitrificação (LP); G) fragmentos de púmices desvitrificados na matriz (LP).

V.2.2.2. *Fácies de ignimbritos reomórficos (IgnReo)*

Esta fácies é caracterizada por ignimbritos reomórficos, vinculados a elevados graus de soldagem (Fig. 9A). É caracterizada por uma grande quantidade de cristais (fenocristais e fragmentos) e uma matriz muito fina, de aspecto vítreo, onde destaca-se a textura eutaxítica e, muitas vezes a textura parataxítica. Estes fatores podem ser utilizados para caracterizá-los como ignimbritos do tipo *lava-like* (Fig. 9B). O termo “*lava-like ignimbrites*” (Ekren *et al.*, 1984) pode ser utilizado para ignimbritos com aspecto maciço e comportamento reológico semelhante a rochas efusivas, devido ao alto grau de soldagem dos depósitos.

Os piroclastos são representados predominantemente por fenocristais e fragmentos de quartzo e feldspato alcalino e púmices estirados e deformados (Fig. 9C). Os fragmentos líticos são raros e, quando ocorrem, possuem composição riolítica. Os fragmentos de cristais são angulosos, com até 1 mm de comprimento (feldspato alcalino) ou reabsorvidos com diâmetro de aproximadamente 0,8 mm (quartzo). Feições de rotação dos cristais são observadas e relacionadas, provavelmente, aos processos reomórficos. Além de fragmentos, também ocorrem fenocristais de mesma mineralogia, subédricos a euédricos, com tamanhos entre 0,3 e 0,5 mm, inclusos nos púmices (Fig. 9D) ou imersos na matriz.

Os fragmentos de púmices encontram-se achatados (*fiamme*), com morfologias variando desde lenticular até fitas estiradas. Estão desvitrificados em agregados quartzo-feldspáticos com textura esferulítica e axiolítica. A textura eutaxítica é notável e constata-se em algumas porções dos depósitos a presença de reomorfismo, indicado principalmente pela textura parataxítica, caracterizada pelo forte estiramento de púmices (Fig. 9E).

A matriz é constituída por *fiamme* extremamente estirados e *shards* com geometria em espícula, de comprimento menor que 0,5 mm. Os púmices mais estirados possuem uma relação comprimento (2 mm)/espessura (0,1 mm) de aproximadamente 20 (Fig. 9E). Há porções devitrificadas para um intercrescimento granofírico microcristalino e outras com um material criptocristalino de baixo grau de cristalinidade e baixa birrefringência, ambas de composição quartzo-feldspática.

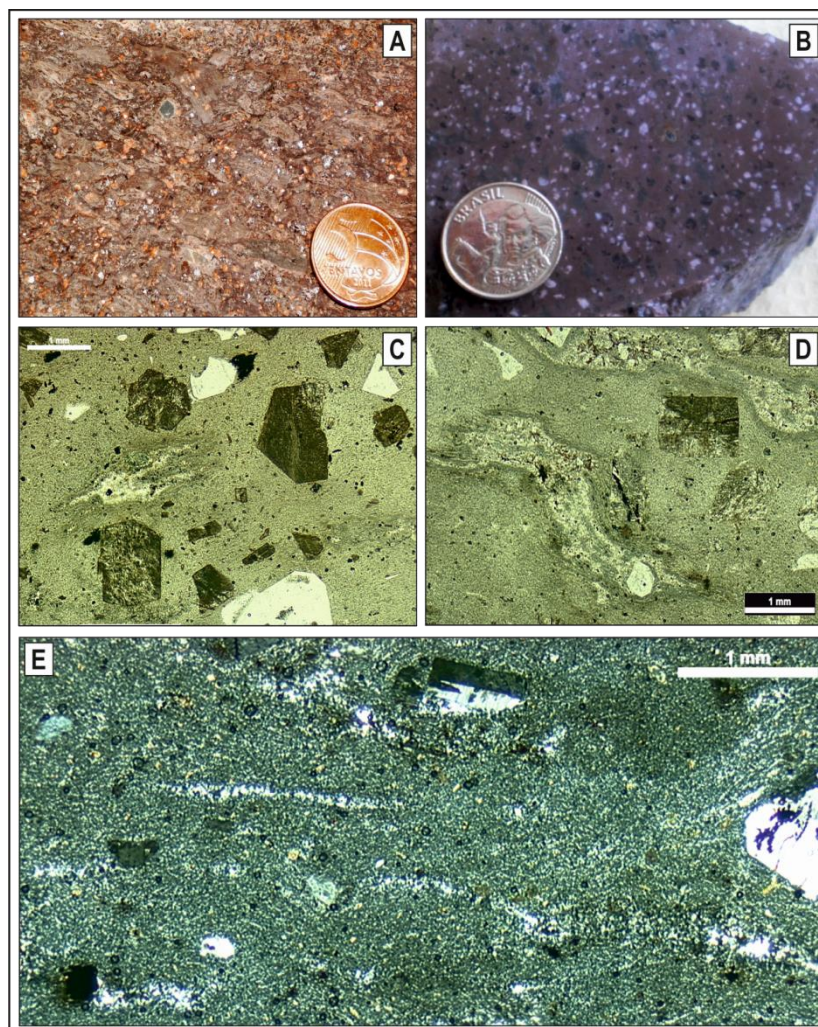


Figura 9: Aspectos petrográficos macro e microscópicos das rochas ignimbriticas da fácies reomórfica do Cerro dos Picados: A) Ignimbrito soldado com textura eutaxítica nos fragmentos de púmices; B) Ignimbrito fortemente soldado com grande quantidade de cristais quebrados; C) fragmentos de cristais de quartzo e feldspato alcalino quebrados e púmices estirados (LN); D) fragmentos de púmices estirados com textura eutaxítica e fenocristais de quartzo inclusos (LN); E) fotomicrografia panorâmica da lâmina mostrando os fragmentos de púmices estirados caracterizando a textura parataxítica (LP).

VI. Litoquímica

As rochas estudadas (Tab. 1) possuem em geral teores elevados de SiO_2 , variando de 73% a 77%, característica utilizada para classificá-las como pertencentes aos “sistemas riolíticos de alta sílica”, como descritos por Mahood & Hildreth (1983) e Metz & Mahood (1991). Os valores de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 8,4\%$) também são elevados, enquanto os conteúdos de Al_2O_3 , CaO e MgO são baixos.

Tabela 1: Resultados de litoquímica para elementos maiores, menores, traços e terras raras nas amostras representativas dos Cerros Tupanci e dos Picados. Elementos maiores em peso% e traços e ETR em ppm.

AMOSTRA	CERRO TUPANCI						CERRO DOS PICADOS							
	CT 01	CT 10	CT 37	CT37A	CT 37B	CT 38A	CT 43	CT44	CT 45	CT 46	CT 47	CT 49	CT 50	CT 51
SiO ₂	76,40	75,58	76,93	76,26	73,28	76,30	75,41	77,09	76,69	76,38	77,44	76,65	76,83	76,35
Al ₂ O ₃	11,66	12,23	11,27	12,41	12,01	12,20	11,94	11,97	11,90	11,81	11,66	11,34	11,54	11,53
Fe ₂ O _{3T}	2,18	1,87	1,13	1,21	2,62	1,50	1,50	1,27	1,25	1,37	1,18	1,62	1,46	1,55
MnO	0,01	0,04	0,00	0,00	0,11	0,03	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	0,04	0,02
MgO	0,09	0,01	0,03	0,02	0,05	<0,01	0,02	<0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02
CaO	0,02	0,02	0,03	0,04	0,12	0,36	0,03	0,31	0,32	0,35	0,34	0,16	0,26	0,22
Na ₂ O	3,61	3,80	1,96	3,46	3,62	4,12	4,03	4,23	4,13	4,12	3,93	3,74	3,87	4,00
K ₂ O	4,81	5,38	6,75	5,21	5,04	4,94	4,45	4,38	4,33	4,41	4,35	4,43	4,45	4,51
TiO ₂	0,21	0,22	0,19	0,22	0,20	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,08	0,07	0,07
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,03	0,02	<0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
P.F.	0,70	0,67	1,03	1,14	1,67	0,76	1,14	0,77	0,82	0,93	0,74	0,84	0,63	0,62
Total	99,70	99,83	99,36	99,98	98,71	100,30	98,58	100,10	99,55	99,50	99,72	98,88	99,16	98,88
Ga	26,0	26,0	23,0	23,0	23,0	31,0	28,0	29,0	28,0	28,0	28,0	26,0	27,0	28,0
Rb	72,0	83,0	110,0	83,0	78,0	237,0	268,0	233,0	220,0	230,0	250,0	170,0	192,0	190,0
Sr	16,0	8,0	33,0	14,0	8,0	5,0	4,0	5,0	5,0	6,0	5,0	3,0	3,0	3,0
Y	68,0	72,0	72,0	73,0	62,0	154,0	107,0	163,0	138,0	134,0	131,0	135,0	136,0	119,0
Zr	585,0	580,0	538,0	667,0	549,0	326,0	350,0	278,0	291,0	417,0	251,0	333,0	282,0	289,0
Nb	23,0	24,0	23,1	26,0	22,0	37,7	63,0	57,0	62,0	60,0	47,0	34,0	33,0	35,0
Ba	95,0	94,0	472,0	79,0	75,0	9,0	12,0	7,0	9,0	16,0	6,0	17,0	6,0	9,0
La	167,0	136,0	35,9	79,5	172,0	39,8	102,0	46,0	42,3	44,1	35,1	44,5	47,7	34,1
Ce	307,0	237,0	74,8	170,0	334,0	92,6	127,0	103,0	95,5	97,4	77,5	105,0	109,0	79,6
Pr	34,1	29,3	8,8	20,1	35,7	11,9	24,9	12,4	11,0	11,1	9,0	13,6	13,3	9,8
Nd	116,0	98,9	32,2	60,6	106,0	51,9	71,8	37,3	32,8	32,7	26,2	44,3	41,9	35,3
Sm	19,9	17,4	6,4	12,9	18,7	12,6	22,0	13,6	11,3	10,7	9,3	15,6	14,6	12,5
Eu	0,4	0,4	0,1	0,3	0,3	0,0	0,3	<0,05	0,1	0,1	<0,05	0,1	<0,05	<0,05
Gd	16,7	15,7	8,5	11,7	14,6	17,9	19,8	17,1	12,9	12,4	11,4	18,4	17,1	14,7
Tb	2,6	2,5	1,9	2,3	2,3	3,8	3,7	4,0	3,1	2,9	2,8	3,9	3,8	3,3
Dy	12,5	12,5	12,1	13,2	12,1	24,0	19,7	25,5	19,8	19,8	18,6	24,1	23,5	20,6
Ho	2,3	2,3	2,4	2,7	2,4	4,7	3,7	5,6	4,5	4,5	4,3	5,2	5,0	4,5
Er	7,2	7,1	7,3	7,5	6,6	14,4	10,1	15,5	12,5	13,4	12,8	14,1	13,5	12,4
Tm	1,1	1,1	1,1	1,2	1,0	2,1	1,7	2,4	2,0	2,3	2,2	2,2	2,1	2,0
Yb	6,5	6,5	6,9	7,6	6,5	12,4	10,9	14,5	12,4	15,1	13,7	12,4	12,1	12,0
Lu	0,9	1,0	1,0	1,1	1,0	1,7	1,5	2,0	1,7	2,1	1,8	1,6	1,6	1,6
Hf	14,5	14,2	13,9	16,6	13,8	13,5	15,2	13,2	12,7	16,4	13,0	13,3	12,3	12,5
Ta	1,3	1,3	1,7	1,6	1,3	3,2	5,2	4,3	4,6	4,8	4,2	2,7	2,8	3,0
Th	12,1	11,8	10,8	13,9	12,2	19,2	22,2	22,4	21,8	22,2	23,1	18,7	19,4	19,5
U	1,8	1,8	2,5	2,5	2,7	6,1	4,3	7,3	7,2	7,3	8,0	4,2	5,6	4,6

Segundo a razão álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs. Total de SiO_2 , as amostras são classificadas como riolitos no sistema TAS (Fig. 10A), situando-se próximo ao limite entre os campos alcalinos e subalcalinos. O índice agpaítico, calculado pela razão molar $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ e Al_2O_3 é próximo à unidade ($>0,9$). No diagrama de Shand (Maniar & Piccoli, 1989) constata-se que as razões entre alumina e álcalis dos riolitos também se concentram próxima à unidade (Fig. 10B). É importante salientar que este valor pode estar levemente modificado, pois a perda de álcalis durante a cristalização de magmas peralcalinos ou em processos de alteração pós-magmáticos (Leat *et al.*, 1986) pode provocar variações nos índices de alumina-saturação.

No diagrama de classificação R1-R2 (De La Roche *et al.*, 1980) as amostras ocupam o campo dos riolitos alcalinos (Fig. 10C), o que é também sugerido pelas razões Zr/TiO_2 vs. SiO_2 e Zr/TiO_2 vs. Nb/Y (Winchester & Floyd, 1977), com tendência comendítica/pantelerítica observada em algumas amostras do Cerro dos Picados (Fig. 10D).

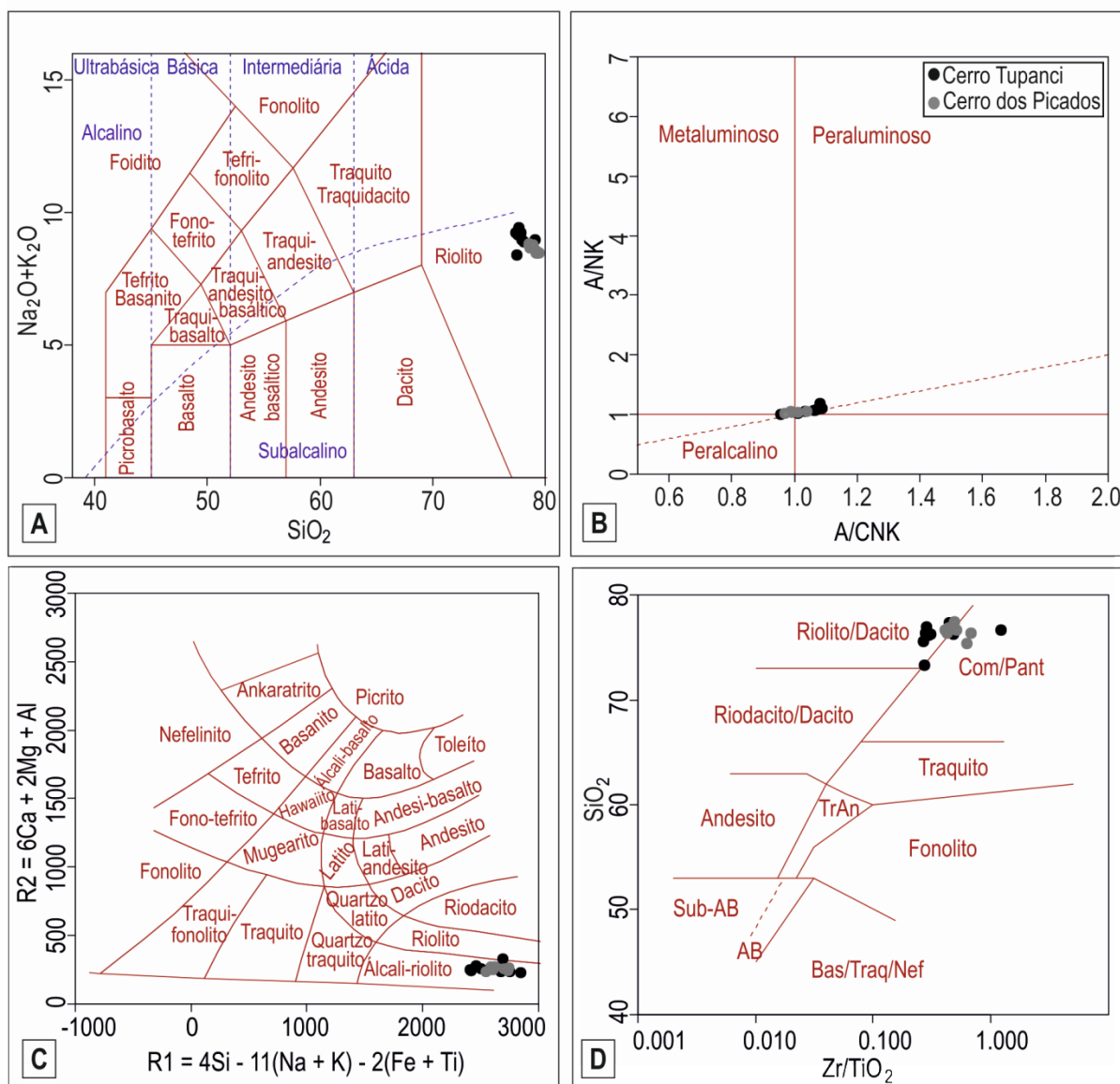


Figura 10: Amostras das rochas vulcânicas ácidas da região do Tupanci plotadas em diagramas de classificação litoquímica: A) diagrama TAS – razão álcalis vs. sílica (Le Bas *et al.*, 1986); B) Diagrama de Shand com as razões molares entre $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$ (Maniar & Piccoli, 1989); C) Diagrama de classificação R1 vs. R2 (De La Roche *et al.*, 1980); D) Diagrama de classificação Zr/TiO_2 vs. SiO_2 (Winchester & Floyd, 1977).

Nos diagramas binários de Harker (Fig. 11) observam-se duas tendências evolutivas, uma alto-Ti, representada por intrusivas do Cerro Tupanci e outra baixo-Ti, observada nas efusivas e piroclásticas do Cerro dos Picados.

Os teores de TiO_2 foram utilizados como índice de diferenciação para minimizar o efeito da soma constante comum em sistemas alta-sílica. Em relação aos teores de TiO_2 , o K_2O , Al_2O_3 , MgO , SiO_2 , FeO e o conteúdo total de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ possuem uma correlação positiva, o P_2O_5 é constante e o Na_2O , CaO e as razões $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ e $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

possuem uma correlação negativa. Estas variações podem ser explicadas devido a mecanismos de fracionamento prévio de minerais.

Nos dois cerros observa-se altos valores para HFSE (Zr, Nb, Y), Ga e Rb, acompanhado de baixos valores de Ba e Sr. Os teores de Zr, Sr e Ba possuem uma correlação positiva com o TiO_2 , enquanto Nb, Y, Rb e Ga possuem uma correlação negativa (Fig. 12).

Os valores de Zr são superiores a 500 ppm para as amostras do CT, o que indicaria, segundo Leat *et al.* (1986), um caráter peralcalino para estas rochas. No CP os valores de Zr não ultrapassam 420 ppm. Os valores de Rb, embora altos para os dois cerros, também dividem-se em dois grupos, com valores superiores a 170 ppm no CP e valores inferiores a 100 ppm no CT. Os teores de Nb, Y e Ga comportam-se da mesma maneira do Rb, com valores em geral >50, 130 e 25 ppm no CP e <30, 70 e 26 ppm no CT, respectivamente. Os teores de Ba e Sr comportam-se semelhantes aos do Zr, com teores em geral >70 e 8 no CT e < 16 e 6 no CP. Os altos teores para Zr, Nb, Y, Ga e Rb, juntamente com os baixos teores de Ba e Sr são característicos de magmatismo ácido de afinidade alcalina (Pearce *et al.*, 1984; Whalen *et al.*, 1987; Nardi, 1991).

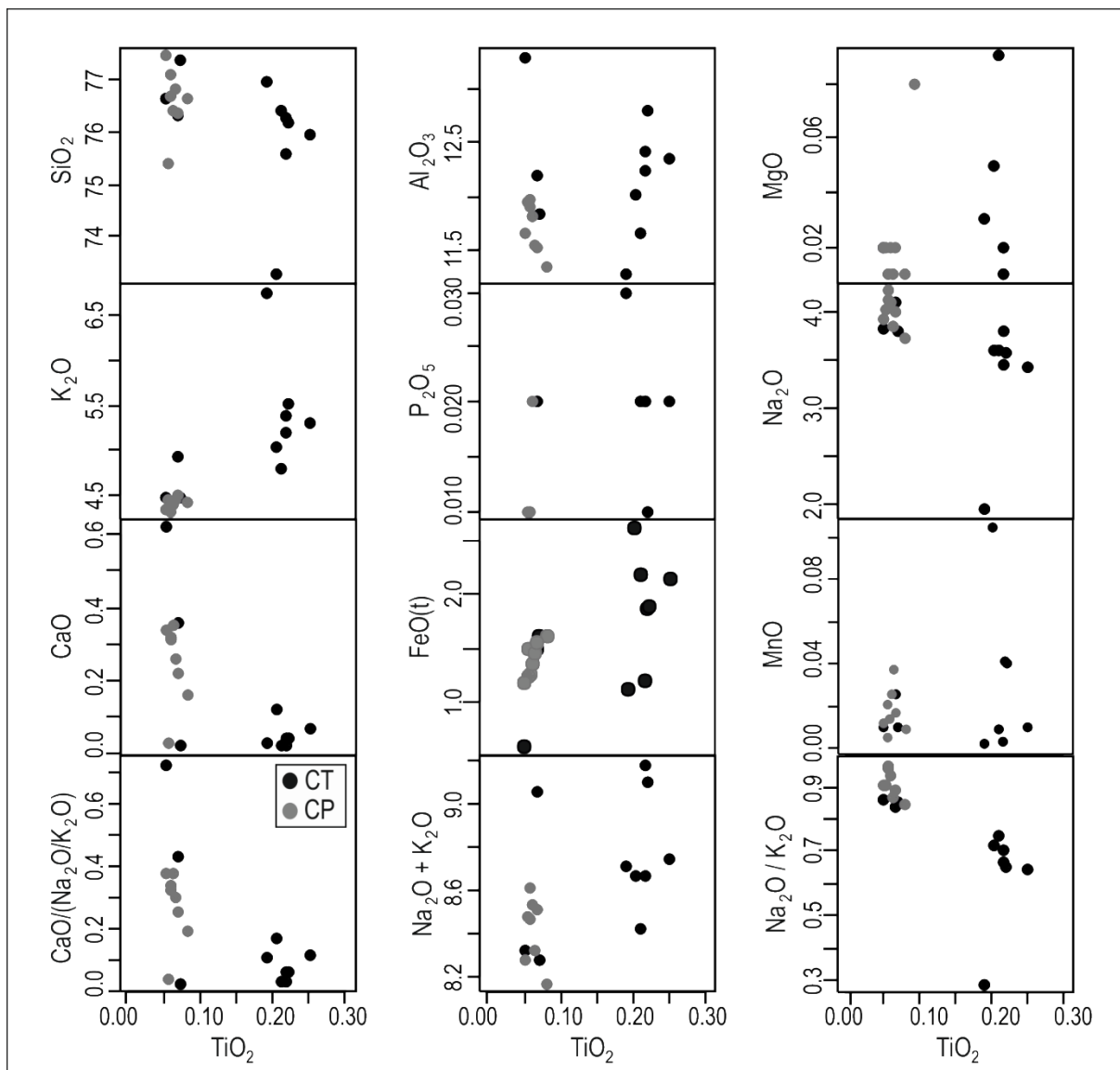


Figura 11: Diagramas binários mostrando a variação de elementos maiores (peso%) em função da TiO_2 (peso%)

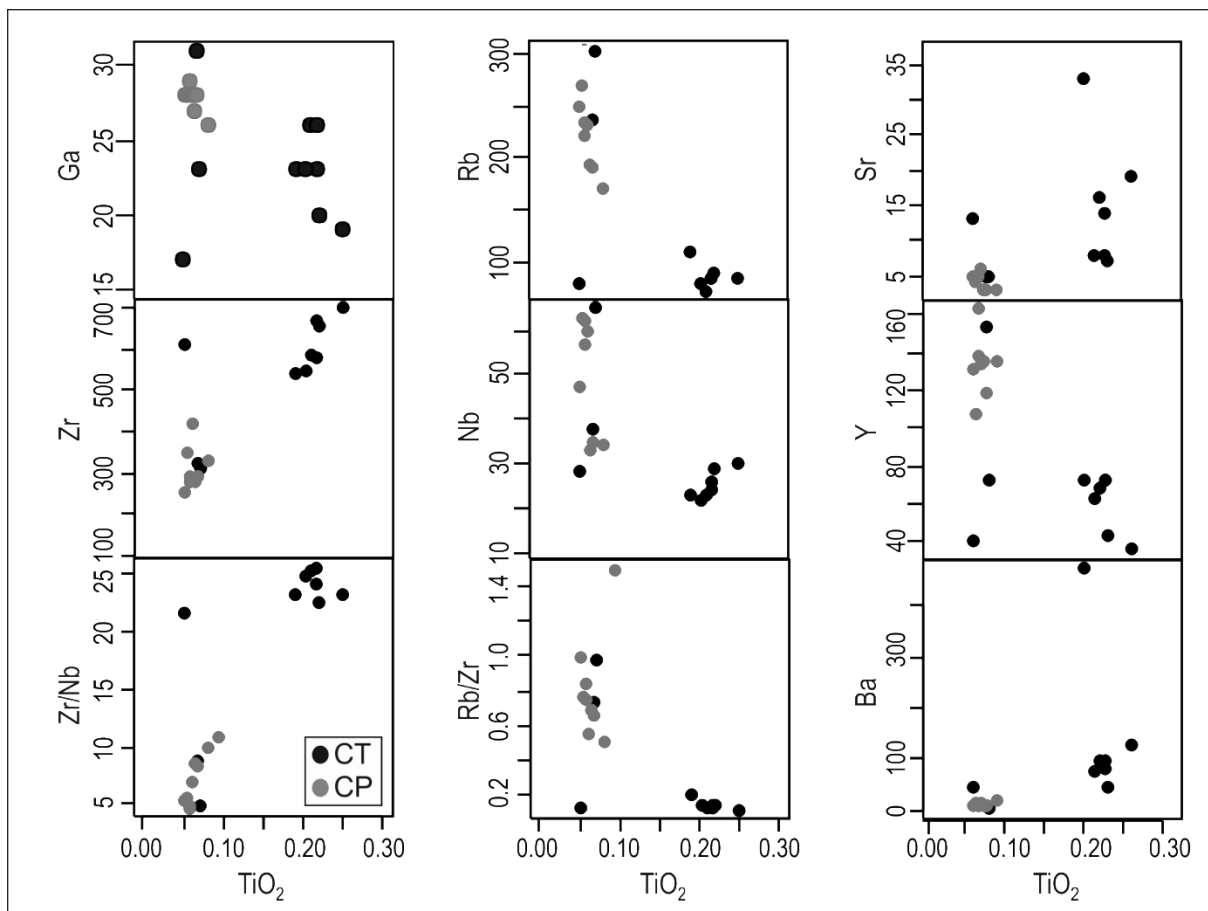


Figura 12: Diagramas binários mostrando a variação de elementos traços (ppm) em função da TiO_2 (peso%)

Assumindo-se uma tendência peralcalina para estas rochas, se considerados os mais elevados valores do índice agraítico e dos conteúdos de Zr, constata-se a natureza comendítica do sistema (MacDonald, 1974; Le Maitre, 2002) (Fig. 13A). No diagrama Ta vs. Th (Fig. 13B) observa-se que as rochas vulcânicas ácidas da região do Tupanci aproximam-se de associações comendíticas como *Snowdon*, *Parys Mountain*, *Avoca*, *Huckleberry Ridge Tuff* (Hildreth, 1981; Leat *et al.*, 1986) e ao Platô do Taquarembó (Sommer *et al.*, 1999; Wildner *et al.*, 1999).

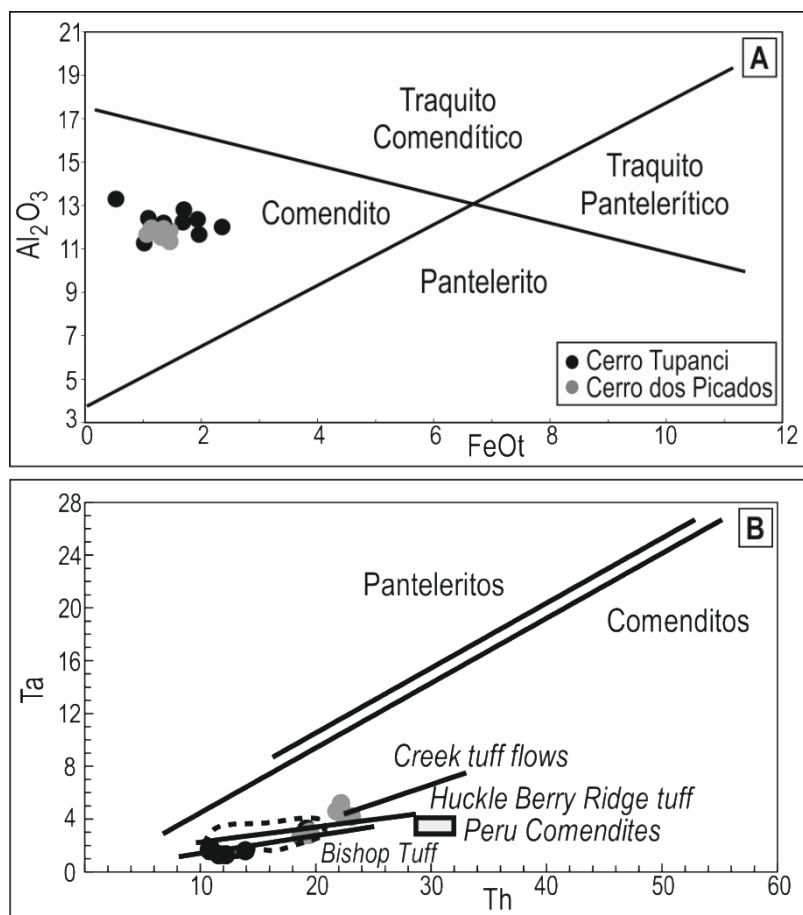


Figura 13: Diagramas de discriminação de riolitos comendíticos/pantelleríticos: A) Diagrama Al_2O_3 vs. FeO_t (MacDonald, 1974); B) Diagrama Ta vs. Th (Leat *et al.*, 1986).

Quando normalizados pelo ORG (Fig. 14A) as amostras de ambos os cerros demonstram um enriquecimento geral nos elementos mais incompatíveis, como evidenciado pela variação entre os valores normalizados do Yb para o K_2O . Observa-se também a anomalia negativa em Ba e o leve enriquecimento em Ce, em comparação com os elementos adjacentes, além de um enriquecimento em K_2O e Rb em relação ao Nb. Estas características sugerem que estas rochas possam ter uma fonte mantélica enriquecida em elementos incompatíveis por um processo de contaminação crustal.

De acordo com Shellnut *et al.* (2009), a razão Th/Ta pode ser indicativa da interação crosta-manto, assumindo-se para as rochas do manto razões próximas a 2,0, inferiores, portanto, aos valores esperados para aquelas originadas por fusão crustal ($Th/Ta \geq 6,9$). Nas rochas do CT (alto-Ti), a maior parte possui razões Th/Ta maiores do que 6,9, enquanto as rochas do CP (baixo-Ti) apresentam valores entre 6,9 e 4,2, indicando uma menor contribuição crustal na sua origem.

Segundo Eby (1990, 1992), o fracionamento de magmas do tipo “A” tem pouco efeito na razão Y/Nb, a qual poderia também ser utilizada para indicar a fonte principal do magmatismo. Magmas derivados de fontes mantélicas possuem razões Y/Nb menores que 1,2, enquanto aqueles de origem crustal possuem esta razão superior a 1,2. Estes critérios geoquímicos sugerem que as rochas vulcânicas dos Cerros Tupanci e dos Picados possuem um forte componente crustal na sua origem.

Em ambos os cerros as rochas possuem concentração moderada a elevada de ETR ($\Sigma\text{ETR} = 198 - 694$ ppm). O fracionamento entre ETRL e ETRP é baixo nas amostras do CP ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 1,7 - 6,9$), e um pouco mais elevado nas amostras do CT ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 3,48 - 17,64$). De um modo geral o fracionamento dos ETRL é maior que o dos ETRP, com razões La_N/Sm_N mais altas (1,6 – 5,1) que as razões Tb_N/Lu_N (1,2 – 1,5). Ocorre em todas as amostras uma forte anomalia negativa em Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,01 - 0,19$), que está provavelmente relacionada ao seu caráter bivalente e consequente fracionamento de feldspatos (Fig. 14B). Assim como distinguido para a Formação Acampamento Velho no Platô da Ramada por Sommer *et al.* (2005), os riolitos alto Ti da região (CT) possuem um enriquecimento em ETR, principalmente em ETRL, enquanto que as rochas ácidas baixo Ti (CP) mostram um padrão mais horizontalizado (Fig. 14A,B).

Estas características geoquímicas são também descritas em outras ocorrências da Formação Acampamento Velho por Sommer *et al.* (2005, 2006), sendo que nestas foram identificadas grupos de basaltos-riolitos alto-Ti e baixo-Ti. A condição comagmática destes dois polos e a relação petrogenética entre eles não é ainda compreendida. As diferenças composicionais observadas entre os grupos alto e baixo-Ti são atribuídas a diferentes taxas de fusão de um manto predominantemente litosférico previamente afetado por subducção.

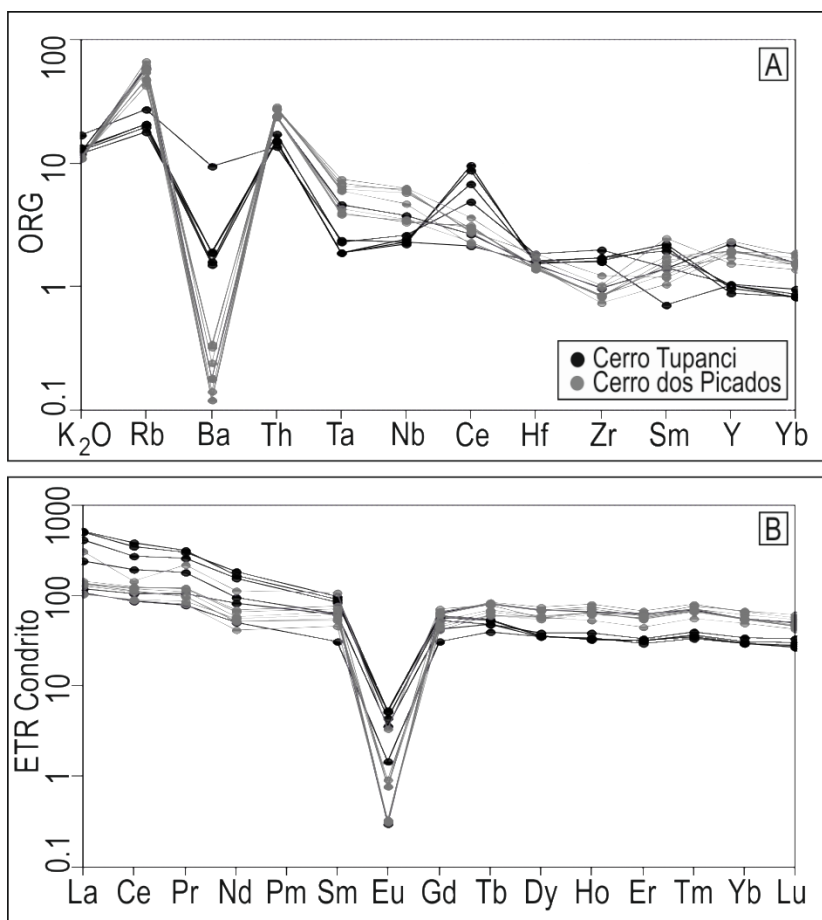


Figura 14: Diagramas multi-elementares: A) Traços e ETR normalizados pelo ORG (Pearce *et al.*, 1984); B) ETR normalizados pelo condrito (Nakamura, 1974).

Nos diagramas de ambientes tectônicos de Pearce *et al.* (1984), as amostras do CT localizam-se mais próximas do campo pós-colisional (Fig. 15A), enquanto as rochas do CP concentram-se mais no campo dos granitóides intra-placa, o que é coerente com o aumento da peralcalinidade. Nos diagramas de classificação de granitóides propostos por Whalen *et al.* (1987), todas as amostras ocupam o campo dos granitos do tipo “A” (Fig. 15B), os quais são alcalinos e anorogênicos. Esta classificação é confirmada pelos valores de $(10^4 \cdot Ga)/Al > 2,6$, $Ce+Y+Nb+Zr > 500$ ppm e $FeOt/FeOt+MgO > 0,9$, como proposto por Nardi & Bitencourt (2009) para o magmatismo granítico pós-colisional do tipo “A” no sul do Brasil.

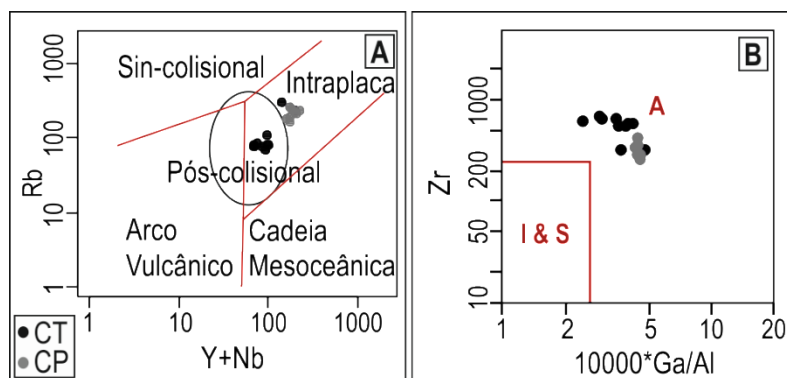


Figura 15: Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos e classificação de rochas graníticas: A) Rb vs. Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984); B) Zr vs. 10000*Ga/Al (Whalen *et al.*, 1987).

Os padrões geoquímicos dos Cerros estudados são similares aos descritos para as rochas vulcânicas ácidas da Formação Acampamento Velho em outras ocorrências (Sommer *et al.*, 2005). Contudo, as rochas alto-Ti (CT) possuem valores mais baixos para Rb, Nb e Y, e mais altos para Zr e Ce, quando comparadas com as rochas baixo-Ti (CP), o que sugere localmente *uma* diferente evolução para esta associação de rochas vulcânicas ácidas (Fig. 16).

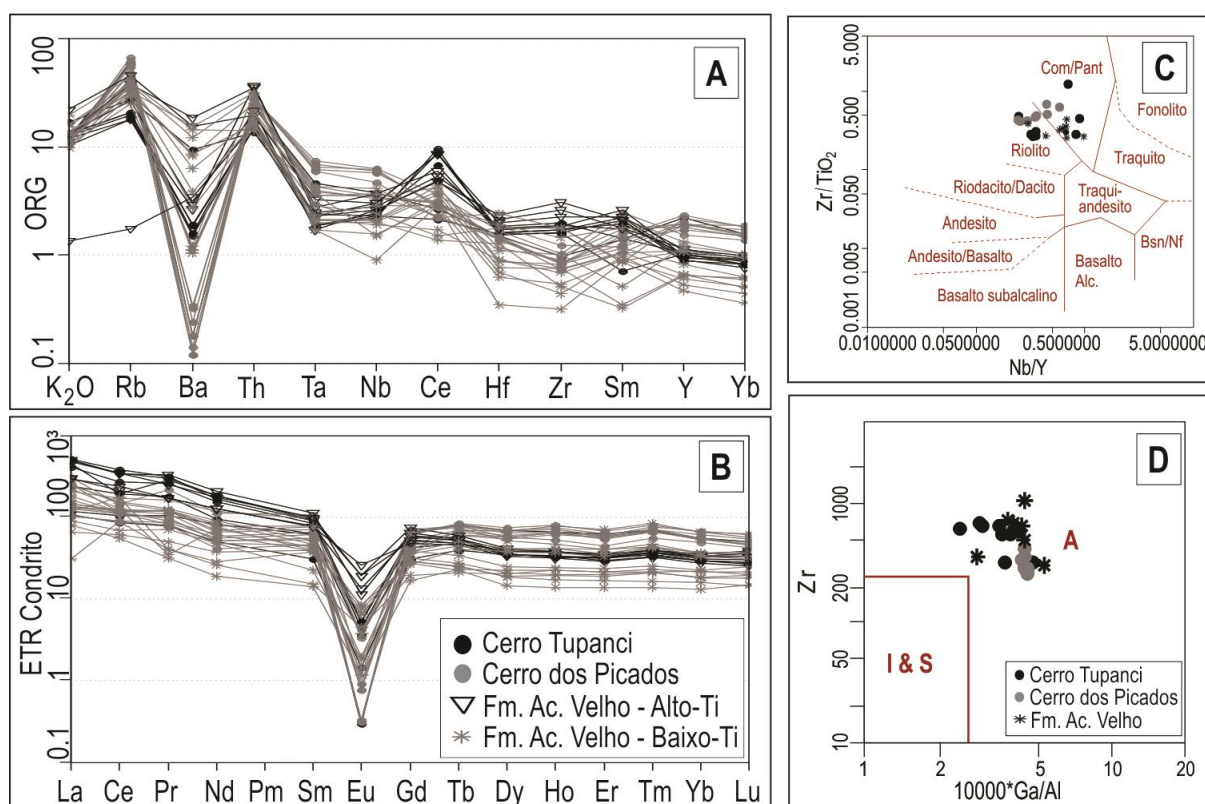


Figura 16: Comparação dos dados das amostras da região do Tupanci com outras ocorrências de rochas vulcânicas ácidas da Fm. Acampamento Velho: A) Traços e ETR normalizados pelo ORG (Pearce *et al.*, 1984); B) ETR normalizados pelo condrito (Nakamura, 1974); C) Diagrama de classificação Nb/Y vs. Zr/TiO₂ (Winchester e Floyd, 1977); D) Diagrama discriminante de ambiente tectônico Zr vs. 1000*Ga/Al (Pearce *et al.*, 1984).

De maneira geral, os dados analisados de elementos maiores, traço e ETR permitem classificar o magmatismo da região do Tupanci como supersaturado em sílica, semelhante aos sistemas alta sílica, de afinidade alcalina sódica e tendência levemente peralcalina, análogo aos granitos do tipo “A” do magmatismo neoproterozoico pós-colisional no ESRG.

VII. Considerações Finais

A variação faciológica encontrada nas rochas vulcânicas ácidas na região do Tupanci permitiu diferenciar duas formas de erupção vulcânica na região: efusiva e explosiva, além de intrusões de riolitos hipoabissais. Estas unidades ocorrem associadas a outras do ESRG como “janelas do embasamento”, controladas por falhamentos com sentido NE-SW e recobertas por rochas sedimentares da Bacia do Paraná e sedimentos aluvionares quaternários.

O Cerro Tupanci pode ser interpretado como uma intrusão sub-vulcânica, constituída por riolitos porfíricos, mostrando, em algumas porções, forte foliação de fluxo, microbrechas e textura esferulítica de desvitrificação em alta temperatura. No Cerro dos Picados ocorrem depósitos efusivos, com riolitos texturalmente semelhantes, porém com matriz de aspecto vítreo e rochas piroclásticas, caracterizadas por ignimbritos riolíticos. Os ignimbritos podem ser divididos em duas fácies, sendo: ignimbritos ricos em líticos, com alguns púmices desvitrificados e pouco estirados, além de pequenos e raros cristaloclastos; e ignimbritos reomórficos, onde ocorre abundância em púmices desvitrificados com uma destacável textura eutaxítica, maior freqüência de cristaloclastos e raros litoclastos. A correlação estratigráfica dos diferentes eventos observados na região é dificultada devido a pouca exposição dos afloramentos em ambos os Cerros.

Sistemas vulcânicos riolíticos, como o observado na região do Tupanci, abrangendo depósitos efusivos e ignimbríticos com alto grau de soldagem, ricos em fragmentos juvenis, normalmente são característicos de ambientes do tipo caldeira, com intrusões associadas, ou formados por desabamento de domos ou *coulées*. Em ambos os casos é comum que os

ignimbritos tenham a sua origem vinculada a fluxos piroclásticos de alta temperatura e gerados a baixas colunas de erupção.

Os dados litoquímicos obtidos permitem classificar o magmatismo como supersaturado em sílica, semelhante aos sistemas de alta sílica, de afinidade alcalina e tendência metaluminosa a levemente peralcalina, com características de granitos do tipo "A". Foram identificados dois *trends* geoquímicos em função do teor de TiO_2 , que correspondem ao contexto geológico de cada ocorrência: Alto-Ti, representados pelas rochas intrusivas do Cerro Tupanci e Baixo-Ti, representado pelas rochas extrusivas (efusivas e piroclásticas) do Cerro dos Picados. As diferenças composicionais observadas podem ser atribuídas aos estágios finais do magmatismo pós-colisional no Sul do Brasil e podem refletir diferentes taxas de fusão de um manto predominantemente litosférico, previamente afetado por subducção e metassomatismo (Wildner *et al.*, 2002; Sommer *et al.*, 2005). As rochas vulcânicas ácidas do Tupanci representariam a etapa final de uma sequência magmática tipicamente pós-colisional que evoluiu desde termos sub-alcalinos alto-K à shoshoníticos e, por fim, alcalino sódicos, observados na porção extremo sul do Brasil, no final do ciclo orogênico Brasileiro – Pan-Africano (Nardi & Bonin, 1991; Gastal & Lafon, 1998, 2001; Bitencourt & Nardi, 2000; Wildner *et al.*, 2002; Sommer *et al.*, 2005; Nardi & Bitencourt, 2009).

Sistemas deste tipo são também identificados em outros locais do mundo, como nas Associações *Snowdonia* e *Parys Mountain*, no Reino Unido (Leat *et al.*, 1986), *Devine Canyon Tuff*, nos Estados Unidos (Greene, 1973) e no vulcanismo miocênico pós-colisional do *Eastern Rif*, em Marrocos (El Bakkali *et al.*, 1998), sendo caracterizados pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento com magmatismo granítico associado e bacias do tipo *strike-slip* onde os eventos vulcânicos e sedimentares são preservados, assim como proposto por Bonin (2004) para a evolução do cinturão Alpino a partir do final da Orogênia Variscana na Europa.

Dados geocronológicos recentes forneceram idades entre 549 e 573 Ma para as rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho. Na região do Passo do Salsinho,

análises U-Pb SHRIMP em zircões extraídos de lavas riolíticas resultaram em idades de 573 +/- 18 Ma (Chemale Jr., 2000). Resultados similares foram obtidos por Gastal e Lafon (2001), em zircões de granitóides do Complexo Anelar Leões, geneticamente associados às rochas vulcânicas do Platô do Taquarembó, através da sistemática Pb-Pb, 572 +/- 3 Ma. Recentemente, uma idade de 549,3 +/- 5 Ma foi obtida por Sommer *et al.* (2005b), a partir de análises U-Pb SHRIMP, realizadas em zircões de riolitos da região do Platô da Ramada, podendo assim, ser sugerida uma maior abrangência temporal para o episódio no ESRG. Janikian *et al.* (2008, 2012) obtiveram idades similares as de Chemale Jr (*op. cit.*) e Gastal e Lafon (2001), através do método U-Pb em zircões de riolitos do Platô da Ramada, 574 +/- 7 Ma.

Janikian *et al.* (2012) obtiveram idades U-Pb em zircões de dois seixos riolíticos retirados dos depósitos conglomeráticos fluviais que localizam-se na porção basal da Formação Acampamento Velho no Platô da Ramada, 579 +/- 13 Ma e 569 +/- 2,4 Ma. Contudo, os mesmos autores propõem a individualização de uma nova unidade vulcânica ácida mais jovem relacionada a reativação de estruturas extensionais, identificada no Platô do Taquarembó, para a qual obtiveram uma idade de cristalização, através do método U-Pb LA-ICP-MS, de 544,2 +/- 5,5 Ma, realizada em tufos lapilíticos anteriormente considerados como parte da Formação Acampamento Velho (Wildner & Nardi, 1999, 2002; Sommer *et al.*, 2006). Esta idade foi correlacionada a datação realizada por Sommer *et al.* (2005) nos riolitos hipabissais do Platô da Ramada, U-Pb SHRIMP, de 549,3 +/- 5 Ma.

Os dados petrográficos e litoquímicos obtidos na região do Tupanci indicam, preliminarmente, uma vinculação genética com o magmatismo da Formação Acampamento Velho, sendo similares aos obtidos para os riolitos alcalinos da região do Platô da Ramada (Sommer *et al.*, 2005) e Platô do Taquarembó (Sommer *et al.*, 1999), relacionados com o magmatismo neoproterozoico pós-colisional do tipo "A" no Escudo Sul-Rio-Grandense.

Agradecimentos

Ao CNPq e FAPERGS pelo apoio financeiro (CNPq:303584/2009-2, 473683/2007, 5470641/2008-8, 470203/2007-2, 302213/2012-0, 471402/2012-5, 303038/2009-8 e 4705052010-9;FAPERGS:100798, 12/1180-8;PRONEX: 10/0045-6). Ao IGEO/UFRGS pela logística.

Referências

- Almeida, D.P.M., Zerkass, H., Basei, M.A., Petry, K. & Gomes, C.H. 2002. 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, RS – Brazil). *Gondwana Research*, 5 (3): 721-733.
- Almeida, D.P.M., Conceição, R.V., Chemale Jr., F., Koester, E., Borba, A.W. & Petry, K. 2005. Evolution of heterogeneous mantle in the Acampamento Velho and Rodeio Velho volcanic events, Camaquã Basin, southern Brazil. *Gondwana Research*, 8(4):479-492.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B. & Fuck, R. A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sciences Review*, 17: 1-29.
- Almeida, R.P., Janikian, L., Fragoso-César, A.R. & Fambrini, G. L. 2010. The Ediacaran to Cambrian rift system of Southeastern South America: tectonic implications. *The Journal of Geology*, 118: 145-161.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Hartmann, L. A., Van Schmus, W. R. & Silva, L. C. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. *Geology*, 24: 439-442.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W. R., Hartmann, L. A. & Silva, L. C. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10 (3-4): 263-274
- Bitencourt, M.F.A.S. & Nardi, L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:184-187.
- Bonin, B. 2004. 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.
- Borba, A.W. 2006. *Evolução geológica da "Bacia do Camaquã" (Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-Rio-Grandense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica*. Porto Alegre, 121p. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Borba, A. W., Maraschin, A. J. ; Noronha, F. L. ; Casagrande, J. & Mizusaki, A. M. P. 2007 . Provenance of the sedimentary rocks of the Bom Jardim Group (Neoproterozoic, southern Brazil): evidence from petrography, geochemistry and Neodymium isotopes. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 14: 25-42.
- Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C. & Fuck, R.A. 1999. From Rodinia to eastern Gondwana: an approach to the Brasiliano–Pan African cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22: 155–166.
- Brito Neves, B.B. & Cordani, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53:23-40.
- Buckowski, N., Sommer, C.A., Lima, E.F., Leitzke, F.P., Oliveira, D.S. & Sartori, L. S. 2010. Estudo comparativo entre os lamprófiros espessartíticos da região de Vila Nova do Sul e Lavras do Sul, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45, 2010, Belém. *Anais...* Belém, SBG Núcleo Norte, v. 1.
- Chemale Jr., F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: De Ros, L. F. & Holz, M. (eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p.13-52.
- Costa, A.F.U. 1997. *Teste e modelagem geofísica da estruturação das associações litotectônicas pré-cambrianas do Escudo Sul-Rio-Grandense*. Porto Alegre, 291p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- De La Roche, H., Leterrier, J. & Grandclaude, P. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks and associations. *Chemical Geology*, 29:183-210.
- Eby, G.N. 1990. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26: 115–134.
- Eby, G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20: 641–644.
- Ekren, E.B., McIntyre, D.H. & Bennet, E.H. 1984. High temperature, large volume lavalike flow tuffs without calderas in Southern Idaho. *U.S. Geological Survey Prof. Papers*, 1272: 1-73.
- El Bakkali, S., Gourgaud, A., Bourdier, J.L., Bellon, H. & Gundogdu, N. 1998. Post-collision neogene volcanism of the Eastern Rif (Morocco): magmatic evolution through time. *Lithos*, 45: 523-543.
- Fernandes, L.A.D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E., Porcher, C.C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G.E. & Camozzato, E. 1995. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: PARTE I - uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4):351-374.

- Fragoso-César, A.R.S., Fambrini, G.L., Almeida, R.P., Pelosi, A.P.M.R., Janikian, L., Riccomini, C., Machado, R., Nogueira, A.C.R. & Saes, G.S. 2000. The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to Early Cambrian sequences in southernmost Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:438–441.
- Fragoso-César, A.R.S., Almeida, R.P., Fambrini, G.L., Pelosi, A.P.M.R. & Janikian, L. 2003. A Bacia do Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozóico III, Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. *In: ENCONTRO SOBRE A ESTRATIGRAFIA DO RIO GRANDE DO SUL*, 1, Porto Alegre. Boletim de Resumos. Porto Alegre, SBG, v.1, p. 139–144.
- Fragoso-César, A. R. S. 1991. *Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: As orogênicas dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. São Paulo, 362p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Gastal, M.C.P. & Lafon, J.M. 1998. Gênese e evolução dos granitóides metaluminosos de afinidade alcalina da porção oeste do escudo sul-rio-grandense: geoquímica e isótopos de Rb-Sr e Pb-Pb. *Revista Brasileira de Geociências*, 28: 11-28.
- Gastal, M.C.P. & Lafon, J.M. 2001. Novas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e geoquímica isotópica Nd-Sr para granitóides shoshoníticos e alcalinos das regiões de Lavras do Sul e Taquarembó, RS. *In: VIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA*, 8, Curitiba. *Anais...*, Curitiba, SBGEO, v.1, p.21-26.
- Greene, R.C. 1973. Petrology of the welded tuff of Devine Canyon, southeastern Oregon: U.S. *Geological Survey Professional Paper*, 792:1-26.
- Gresse, P.G., Chemale Jr., F., Silva, L.C., Walraven, F. & Hartman, L.A. 1996. Late to post-orogenic basins of the Pan-African-Brasiliano collision orogen in southern Africa and southern Brazil. *Basin Research*, 8: 157– 171.
- Hartmann, L.A., Chemale Jr., F. & Philipp, R.P. 2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. *In: Iannuzzi, R. & Frantz, J.C. (eds.) 50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições*. Porto Alegre, Comunicação e Identidade, p. 97-123.
- Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., Silva, L.C., Remus, M.V.D., Mcnaughton, N.J., Groves, D.I., Fletcher, I.R., Santos, J.O.S. & Vasconcellos, M.A.Z. 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences*, 47: 829-844.
- Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Santos, J.O.S. & Mcnaughton, N.J. 2011. Time frame of 753-680Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazilian Shield. *Gondwana Research*, 19: 84-99.
- Hildreth, W. 1981. Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research*, 86: 10153–10192.
- Janikian, L., Almeida, R. P., Fragoso-Cesar, A. R. S., Martins, V. T. S., Dantas, E. L., Tohver, E., McReath, I. & D'Agrella-Filho, M.S. 2012. Ages (U Pb SHRIMP and LA ICPMS) and stratigraphic evolution of the Neoproterozoic volcano-sedimentary successions from the extensional Camaquã Basin, Southern Brazil. *Gondwana Research*, 21: 466-482.
- Janikian, L., Almeida R.P., Trindade, R.I.F., Fragoso-César, A.R.S., D'Agrella-Filho, M.S., Dantas, E.L. & Tohver, E. 2008. The continental record of Ediacaran volcano-sedimentary successions in southern Brazil and its global implications. *Terra Nova*, 20: 259-266.
- Jost, H. & Hartmann, L.A. 1984. Província Mantiqueira – Sector Meridional. *In: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. (eds.) O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher, p. 345-368.
- Leat, P.T., Jackson, S.E., Thorpe, R.S. & Stillman, C.J. 1986. Geochemistry of bimodal basalt-subalkaline/peralkaline rhyolite provinces within the Southern British Caledonides. *Journal of the Geological Society of London*, 143:259-273.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. & Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3): 745–750.
- Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J. & Chemale Jr., F. 1998. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *International Geology Review*, 40: 688-705.
- Le Maitre, R.W. 2002. *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the international union of geological sciences subcommission of the systematic of igneous rocks (2 ed.)*. Cambridge, Cambridge University Press, 252p.
- Liégeois, J.P. 1998. Some words on the post-collisional magmatism. Preface to Special Edition on Post-Collisional Magmatism. *Lithos*, 45: 15-17.
- Lima, E.F., Sommer, C.A. & Nardi, L.V.S. 2007. O vulcanismo neoproterozóico-ordoviciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: 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. 79-95.
- Logfren, G. 1971. Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glasses. *Geological Society of America Bulletin*, 82: 111-124.
- MacDonald, R. 1974. Nomenclature and Petrochemistry of the Peralkaline Oversaturated Extrusive Rocks. *Bulletin Volcanologique*, 38: 498-516.
- Machado, N., Koppe, J.C. & Hartmann, L.A. 1990. A late Proterozoic U-Pb age for the Bossoroca Belt, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 3: 87-90.
- Mahood, G.A. & Hildreth, W. 1983. Nested calderas and trapdoor uplift at Pantelleria, Strait of Sicily. *Geology*, 2: 722-726.
- Maniar, P.D. & Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635-64.
- Manley, C.R. 1995. How voluminous rhyolite lavas mimic rheomorphic ignimbrites: Eruptive style, emplacement conditions, and formation of tuff-like textures. *Geology*, 23(4): 349-352.
- Menegotto, E. & Medeiros, E.R. 1976. Contribuição ao estudo das rochas ígneas ácidas da região da Serra Tupanci, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto. Anais..., Ouro Preto, SBGEO, v. 2, p. 427-432.
- Metz, J.M. & Mahood, G.A. 1991. Development of the Long Valley, California, magma chamber record in precaldra rhyolite lavas of glass Mountain. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106(3): 379-397.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 757-775.
- Nardi, L.V.S. 1991. Caracterização petrográfica e geoquímica dos granitos metaluminosos da associação alcalina: revisão. *Pesquisas*, 18(1): 44-57.
- Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M. F. 2009. A-type granitic rocks in post-collisional settings in southernmost Brazil: their classification and relationship with tectonics and magmatic series. *Canadian Mineralogist*, 47(6): 1493-1503.
- Nardi, L.V.S. & Bonin, B. 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: the Saibro intrusive suite, southern Brazil - A case study. *Chemical Geology*, 92: 197-212.
- Nardi, L.V.S. & Lima, E.F. 2000. O magmatismo Shoshonítico e Alcalino da Bacia do Camaquã - RS. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/ UFRGS. p.119-131.
- Paim, P.S.G., Chemale Jr., F. & Lopes, R.C. 2000. A Bacia do Camaquã. In: De Ros L.F., Holz M. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 231-374.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. & Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Philipp, R.P. & Machado, R. 2005. The Late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 19: 461-478.
- Philipp, R.P.; Machado, R. & Chemale Jr., F. 2007. Geração dos granitóides Neoproterozóicos do Batólito Pelotas: evidências da composição isotópica de Nd e Sr e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil. In: Iannuzzi, R. & Frantz, J.C. (eds.) *50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições*. Porto Alegre, Comunicação e Identidade, p. 59-77.
- Porcher, C.A., Leite, S.R., Ramgrab, G.E. & Camozzato, E. 1995. Mapeamento Geológico da Folha Passo do Salsinho, 1:50.000. *Programa de Levantamentos Geológicos/Metalogenéticos Básicos do Brasil (PLGB)*. CPRM, Sureg-PA.
- Ribeiro, M. & Fantinel, L.M. 1978. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-Rio-Grandense: I Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. *Iheringia, Série Geológica*, 5: 19-54.
- Ribeiro, M., Bocchi, P.R., Figueiredo F^o, P.M. & Tessari, R.I. 1966. Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, RS. Rio de Janeiro. *Boletim 127 DNPM/DFPM*. 232p.
- Roisenberg, A., Formoso, M.L., Vieira Jr., N., Dutra, C.V., Altamirano, J.A.F. & Ferreira, A. C. 1986. Petrologia e geoquímica do vulcanismo Proterozóico Superior-Eo-paleozóico do Escudo Sul-riograndense: Serrinha Tupanci e Cerro dos Lopes. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, GO. Boletim de Resumos..., Goiânia, SBGEO, v. 1. p. 170.
- Saalmann, K., Hartmann, L.A., Remus, M.V.D., Koester, E. & Conceição, R.V. 2005. Sm-Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the São Gabriel Block, southernmost Brazil: evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the Rio de la Plata craton. *Precambrian Research*, 136: 159-175.

- Shellnutt, J.G., Wang, C.Y., Zhou, M.F. & Yang, Y., 2009. Zircon Lu–Hf isotopic compositions of metaluminous and peralkaline A-type granitic plutons of the Emeishan large igneous province (SW China): constraints on the mantle source. *Journal of Asian Earth Sciences*, 35: 45–55.
- Soliani Jr., E. 1986. *Os dados geocronológicos do Escudo SulRiograndense e suas implicações de ordem geotectônica*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 425 p.
- Soliani Jr., E., Koester, E. & Fernandes, L.A.D. 2000. A geologia isotópica do Escudo Sul-riograndense – Parte I: métodos isotópicos e valor interpretativo. *In: Holz, M. & De Ros, L.F. (eds.). Geologia do Rio Grande do Sul*, CIGO/UFRGS. Porto Alegre, p. 175–230.
- Sommer, C.A., Lima, E.F. & Nardi, L.V.S. 1999. Evolução do vulcanismo alcalino na porção sul do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito – RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2): 245-254.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Figueiredo, A.M.G. & Pierosan, R. 2005. 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.
- Sommer, C.A.; Lima, E.F.; Nardi, L.V.S.; Liz, J.D. & Pierosan, R. 2003. Depósitos de fluxo piroclástico primários: caracterização e estudo de um caso no vulcanismo ácido neoproterozóico do Escudo Sul-Rio-grandense. *Pesquisas em Geociências*, 30(1): 3-26
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Liz, J.D. & Waichel, B.L. 2005b. The Neoproterozoic Mildly Alkaline Bimodal Volcanism in Southern Brazil: Geological and Geochemical Aspects. *International Geology Review*, 47(10): 1090-1110.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Liz, J.D. & Waichel, B.L. 2006. 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.
- Whalen, J.B., Currie, K.L. & Chappell, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407-419.
- Wildner, W. & Nardi, L.V.S., 1999. Características geoquímicas e petrogenéticas do vulcanismo neoproterozóico do sul do Brasil – Platô do Taquarembó – RS. *In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS*, 1, Gramado. *Boletim de resumos...*, Gramado, SBGEO, v.1, p. 30.
- Wildner, W., Nardi, L.V.S. & Lima, E.F. 1999. Post-collisional Alkaline Magmatism on the Taquarembó Plateau: a well Preserved Neoproterozoic-Cambrian Plutono-volcanic Association in Southern Brazil. *International Geology Review*, 41: 1082-1098.
- Wildner, W., Lima, E.F., Nardi, L.V.S. & Sommer, C.A. 2002. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic Ill to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil: characteristics of post-collisional magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118: 261-283.
- Winchester, J.A. & Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.
- Zerfass, H., Almeida, D.M.P. & Gomes, C.H. 2000. Faciologia of Acampamento Velho formation volcanic rocks (Camaquã Basin) in the region of Serra de Santa Bárbara, Cerro do Perau and Cerro do Bugio (Municipality of Caçapava do Sul – RS). *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 12-16.

5 REFERÊNCIAS

- Almeida, D.P.M., Paim, P.S.G. & Vieira, N. 1992. Petrologia do vulcanismo eo-paleozoico das bacias do Camaquã e Santa Bárbara, RS. *In: WORKSHOP SOBRE BACIAS MOLÁSSICAS BRASILEANAS*, 1992, São Leopoldo. Boletim de Resumos Expandidos. São Leopoldo, UNISINOS, v.1, p.16-22.
- Almeida, D.P.M., Zerfass, H., Basei, M.A., Petry, K. & Gomes, C.H. 2002. 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, RS – Brazil). *Gondwana Research*, 5 (3): 721-733.
- Almeida, D.P.M., Conceição, R.V., Chemale Jr., F., Koester, E., Borba, A.W. & Petry, K. 2005. Evolution of heterogeneous mantle in the Acampamento Velho and Rodeio Velho volcanic events, Camaquã Basin, southern Brazil. *Gondwana Research*, 8(4):479-492.
- Almeida, F. F. M. 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 23, 1969, Salvador. Anais... Salvador, SBG, p. 29-46.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B. & Fuck, R. A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sciences Review*, 17: 1-29.
- Almeida, R. P. 2001. *Evolução tectono-sedimentar da Formação Santa Bárbara na Sub-bacia Camaquã Ocidental*. São Paulo. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Almeida, R.P. 2005. *Tectônica e Sedimentação do Ediacarano ao Ordoviciano: exemplos do Supergrupo Camaquã (RS) e do Grupo Caacupé (Paraguai Oriental)*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Almeida, R.P., Janikian, L., Fragosso-césar, A.R. & Fambrini, G. L. 2010. The Ediacaran to Cambrian rift system of Southeastern South America: tectonic implications. *The Journal of Geology*, 118: 145-161.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R. & Silva, L.C. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. *Geology*, 24: 439-442
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W. R., Hartmann, L. A. & Silva, L. C. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10 (3-4): 263-274
- Bacon, C.R., MacDonald, R., Smith, R.L. & Baedeker, P.A. 1981. Pleistocene High-Silica Rhyolites of the Coso Volcanic Field, Inyo County, California. *Journal of Geophysical Research*, 86: 10223:10241
- Basei, M. A. S., Siga, O., Masquelin, H., Harara, O. M., Reis Neto, J. M., & Preciozzi, F. P. 2000. The Dom Feliciano Belt of Brasil and Uruguay and its foreland domain, the Rio de La Plata Craton: framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern Africa. *In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., & Campos, D. A. (Eds.), Tectonic evolution of South America. Rio de Janeiro, 31st Int. Geol. Cong., p. 311–334*

- Beurlen, K. & Martins, E.A. 1956. O Escudo Sul-Rio-Grandense: Conceito Geológico e paleogeográfico. *Boletim do Museu Nacional do Rio de Janeiro*, 23:1-25.
- Bitencourt, M.F.A.S. & Nardi, L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30:184-187.
- Bonin, B. 1990. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geol. J.*, 25: 261-270.
- Bonin, B. 2004. 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.
- Bonin, B. 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, 97: 1-29.
- Borba, A.W., Maraschin, A.J. & Mizusaki, A.M.P. 2004. Stratigraphic analysis and depositional evolution of the Neoproterozoic Maricá Formation (southern Brazil): constraints from field data and sandstone petrography. *Gondwana Research*, 7(3):871-886.
- Borba, A.W. 2006. *Evolução geológica da "Bacia do Camaquã" (Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-Rio-Grandense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica*. Porto Alegre, 121p. Tese de Doutorado. PPGEO/IG/UFRGS.
- Borba, A. W., Maraschin, A. J. ; Noronha, F. L. ; Casagrande, J. & Mizusaki, A. M. P. 2007 . Provenance of the sedimentary rocks of the Bom Jardim Group (Neoproterozoic, southern Brazil): evidence from petrography, geochemistry and Neodymium isotopes. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 14: 25-42.
- Brito Neves, B. B., Campos Neto, M. C., & Fuck, R. 1999. From Rodinia to eastern Gondwana: an approach to the Brasiliano–Pan African cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22:155–166.
- Brito Neves, B.B. & Cordani, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53:23-40.
- Brown, G.C., Thorpe, R.S. & Webb, P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *J. Geol. Soc.*, 141: 413- 426.
- Carvalho, P.F. 1932. Reconhecimento geológico no Estado do Rio Grande do Sul. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, 66: 1-72.
- Chemale Jr., F., 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. *In: De Ros, L. F. & Holz, M. (eds.). Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p.13-52.
- Chemale Jr., F., Wildner, W., Lima, E. F. & Van Schmus, W. R. 1999. Isotopic studies of Brasiliano retro-arc magmatism in Southern Brazil. 1999 *In: SIMP. VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS*, 1, 1999. *Anais...* Gramado, SBGEO, v.1, p. 57.
- Clemens, J.D., Holloway, J.R. & White, A.J.R. 1986. Origin of an A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogists*, 71: 317-324.

Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R. & Chappell, B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80:189-200.

Cordani, U.G., Halpern, M. & Berenholc, M. 1974. Comentários sobre as determinações geocronológicas da Folha de Porto Alegre. *In: CARTA GEOLÓGICA DO BRASIL AO MILIONÉSIMO*, texto explicativo da Folha de Porto Alegre e Lagoa Mirim. Brasília, DNPM, p. 70-84.

Costa, A.F.U. 1997. *Teste e modelagem geofísica da estruturação das associações litotectônicas pré-cambrianas do Escudo Sul-Rio-Grandense*. Tese de Doutorado. IGEO/UFRGS. Porto Alegre. 291p.

CPRM. Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais. 1995. *Folha Passo do Salsinho SH-22-Y-A-I-4, Escala 1:50.000*. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Brasília, 339p.

CPRM. Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais. 2006. Mapa geológico da Folha Cachoeira do Sul, Escala 1:250.000. Programa Levantamentos Geológicos do Brasil

Dall'Agnol, R., Scaillet, B. & Pichavant, M. 1999. An experimental study of a Lower Proterozoic A-type granite from the eastern Amazonian Craton, Brazil. *J. Petrol.*, 40: 1673-1698.

Dall'Agnol, R., Teixeira, N.P., Råmo, O.T., Moura, C.A.V., Macambira, M.J.B. & Oliveira, D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. *Lithos*, 80: 101-129.

Durr, S.B. & Dingeldey, D.P. 1996. The Kaoko belt (Namibia): Part of a late Neoproterozoic continental-scale strike-slip system. *Geology*, 24: 503-506

Fambrini, G.L. 2003. O Grupo Santa Bárbara (Neoproterozóico III) da Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Fernandes, L.A.D., Tommasi, A. & Porcher, C.C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(1): 77-96.

Fernandes, L. A. D., Menegat, R., Costa, A. F. U., Koester, E., Porcher, C. C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G. E. & Camozzato, E. 1995a. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte I – uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 351-374.

Fernandes, L. A. D., Menegat, R., Costa, A. F. U., Koester, E., Porcher, C. C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G. E. & Camozzato, E. 1995b. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte II – uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 375-384.

Fragoso-César, A.R.S., Lavina, E.L., Paim, P.S.G. & Faccini, U.F. 1984. A antefossa molássica do cinturão Dom Feliciano no Escudo do Rio Grande do Sul. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33, 1984, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro, SBGEO, v.1, p. 3272-3283.

- Fragoso-César, A.R.S., Faccini, U.F., Paim, P.S.G., Lavina, E.L. & Flores, J.A.A. 1985. Revisão na estratigrafia das molassas do ciclo brasileiro no Rio Grande do Sul. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 2, 1985, Foz do Iguaçu. Boletim de Resumos. Foz do Iguaçu, SBGEO, v.1, p. 477-491.
- Fragoso-César, A. R. S. 1991. Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: As orogênicas dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. São Paulo, 362p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Fragoso-César, A. R. S., Fambrini, G. L., Almeida, R. P., Pelosi, A. P. M. R., Janikian, L., Riccomini, C., Machado, R., Nogueira, A. C. R., & Saes, G. S. 2000. The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to Early Cambrian sequences in southernmost Brazil. *Rev. Bras. Geocienc.* 30: 438–441.
- Fragoso-César, A. R. S., Fambrini, G. L., Riccomini, C., Janikian, L., Almeida, R. P., Pelosi, A. P. M. R., & Machado, R. 2001. Estruturas induzidas por abalos sísmicos na Formação Santa Bárbara (Neoproterozóico III-Eocambriano), Bacia do Camaquã, RS: o exemplo do Passo da Capela. *Rev. Bras. Geocienc.* 31:155–162.
- Fragoso-César, A. R. S., Almeida, R. P., Fambrini, G. L., Pelosi, A. P. M. R. & Janikian, L. 2003. A Bacia do Camaquã : um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozóico III, Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. *In: ENCONTRO SOBRE A ESTRATIGRAFIA DO RIO GRANDE DO SUL*, 1, Porto Alegre. *Boletim de Resumos*. Porto Alegre, SBG, v.1, p. 139–144.
- Fragoso-César, A.R.S. 2008. Novas Considerações sobre o Ciclo Brasileiro. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 44, Curitiba. *Anais...* Curitiba, SBG, v.1, p. 28.
- Frost, B.R. & Frost, C.D. 2008. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *J. Petrology*, 49: 1955-1969
- Gastal, M.C.P., Schmitt, R.S. & Nardi, L.V.S. 1992. Granitóides da parte centro-sudoeste do Escudo Sul-rio-grandense: Novos dados e discussão sobre a gênese e tipologia do magmatismo alcalino. *Pesquisas*, 19(2):174-182.
- Gastal, M.C.P. & Lafon, J.M. 1998. Gênese e evolução dos granitóides metaluminosos de afinidade alcalina da porção oeste do escudo sul-rio-grandense: geoquímica e isótopos de Rb-Sr e Pb-Pb. *Revista Brasileira de Geociências*, 28: 11-28.
- Gastal, M.C.P. & Lafon, J.M. 2001. Novas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e geoquímica isotópica Nd-Sr para granitóides shoshoníticos e alcalinos das regiões de Lavras do Sul e Taquarém, RS. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA*, VIII, Curitiba. *Anais...*, Curitiba. SBGEO, p.21-26.
- Gresse, P. G., Chemale, F., Jr., Silva, L. C., Walraven, F., & Hartmann, L. A. 1996. Late- to post-orogenic basins of the Pan-African-Brazilian collision orogen in southern Africa and southern Brazil. *Basin Res.*, 8: 157– 171.
- Goñi, J.C., Goso, H. & Issler, R.S. 1962. Estratigrafia e geologia econômica do Pré-Cambriano e Eo-paleozóico Uruguaio e Sul-Riograndense. *Escola de Geologia, UFRGS*, 3:1-105
- Haapala, I. & Rämö, O.T. 1992. Tectonic setting and origin of the Proterozoic rapakivi granites of southeastern Fennoscandia. *Trans. R. Soc. Edinburgh, Earth Sciences*, 83: 165-171.

- Harris, N.W.B., Pearce, J.A. & Tindle, A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.) COLLISION TECTONICS. *Geol. Soc., Spec. Pap.*, 19: 115-158.
- Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., Silva, L.C., Remus, M.V.D., Mcnaughton, N.J., Groves, D.I., Fletcher, I.R., Santos, J.O.S. & Vasconcellos, M.A.Z. 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences*, 47: 829-844.
- Hartmann, L.A., Chemale Jr., F. & Philipp, R.P. 2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Iannuzzi, R. & Frantz, J.C. (eds.) *50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições. Porto Alegre, Comunicação e Identidade*, p. 97-123.
- Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Santos, J.O.S. & Mcnaughton, N.J. 2011. Time frame of 753-680Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazilian Shield. *Gondwana Research*, 19: 84-99.
- Janikian, L. 2001. *Evolução paleoambiental do Grupo Camaquã na região de Bom Jardim, Sub-Bacia Camaquã Central, RS*. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Janikian, L. 2004. *Sequências deposicionais e evolução paleoambiental do Grupo Bom Jardim e da Formação Acampamento Velho, Supergrupo Camaquã, Rio Grande do Sul*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Janikian, L., Almeida, R. P., Fragoso-César, A. R. S., & Fambrini, G. L. 2003. Redefinição do Grupo Bom Jardim (Neoproterozóico III) em sua área-tipo: litoestratigrafia, paleogeografia e significado tectônico das sucessões vulcano-sedimentares do Supergrupo Camaquã, RS. *Rev. Bras. Geociências*, 33: 349–362.
- Janikian, L., Almeida, R.P., Trindade, R.I.F., Fragoso-César, A.R.S., D'Agrella-Filho, M.S., Dantas, E.L. & Tohver, E. 2008. The continental record of Ediacaran volcano-sedimentary successions in southern Brazil and its global implications. *Terra Nova*, 20: 259-266.
- Janikian, L., Almeida, R. P., Fragoso-Cesar, A. R. S., Martins, V. T. S., Dantas, E. L., Tohver, E., McReath, I. & D'Agrella-Filho, M.S. 2012. Ages (U Pb SHRIMP and LA ICPMS) and stratigraphic evolution of the Neoproterozoic volcano-sedimentary successions from the extensional Camaquã Basin, Southern Brazil. *Gondwana Research*, 21: 466-482.
- Janousek, V., Farrow, C. M. & Erban, V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47: 1255-1259.
- Jost, H. & Hartmann, L.A. 1984. Província Mantiqueira – Sector Meridional. In: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. (eds.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher, p. 345-368.
- Lavina, E.L., Faccini, U.F., Paim, P.S.G. & Fragoso-césar, A.R.S. 1985. Ambientes de sedimentação da Bacia do Camaquã, Eo-paleozóico do Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, 21: 185-227.
- Leinz, V., Barbosa, A.F. & Teixeira, E.A. 1941. *Mapa Geológico Caçapava-Lavras*. Boletim da Diretoria da Produção Mineral, Porto Alegre, 90:1-39.

Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J. & Chemale Jr., F. 1998. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *International Geology Reviews*, 40(8): 688-705.

Leites, S.R., Lopes, R.C., Wildner, W., Porcher, C.A. & Sander, A. 1990. Divisão litofaciológica da Bacia do Camaquã na folha Passo do Salsinho, Caçapava do Sul, RS, e sua interpretação paleoambiental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal. *Anais...* Natal, RN, SBGEO, v. 1, p. 300-312

Liégeois J.P. 1998. Some words on the post-collisional magmatism. Preface to Special Edition on Post-Collisional Magmatism. *Lithos*, 45:15-17.

Lima, E.F. 2002. Principais registros vulcânicos da Bacia do Camaquã-RS. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2, Belém. *Boletim de resumos...*, Belém, SBGEO, v.1, p. 7.

Lima, E.F. & Nardi, L.V.S. 1998. 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.

Lima, E. F., Sommer, C. A. & Nardi, L. V. S. 2007. O vulcanismo neoproterozóico-ordoviciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: os ciclos vulcânicos da Bacia do Camaquã. In: *50 anos de Geologia: Instituto de Geociências*. Contribuições, p. 79-95.

Liz. J.D., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Sommer, C.A., Saldanha, D.L. & Pierosan, R. 2009. Petrologia e sucessão estratigráfica das rochas monzoníticas da associação shoshonítica de Lavras do Sul (RS). *Rev. Bras. Geociências*. 39(2): 244-255.

Loiselle, M.C. & Wones, D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. Am.*, 11: 468.

Loss, E. L. & Roisenberg, A. 1972. Contribuição à caracterização geotectônica da seqüência sedimentar eo-paleozóica do Escudo sul-rio-grandense. *Revista Pesquisas*, 1: 7-12.

MacDonald R., Davies G.R., Bliss C.M., Leat P.T., Bailey D.K. & Smith R.L. 1987. Geochemistry of high-silica peralkaline rhyolites, Naivasha, Kenya Rift Valley. *J. Petrol.*, 28:979-1008.

Machado, R., & Sayeg, H. S. 1992. Aplicação da análise geométrica e cinemática nos falhamentos que condicionaram a bacia molássica do Arroio Boici, RS. In: WORKSHOP SOBRE AS BACIAS MOLÁSSICAS BRASILIANAS, 1, São Leopoldo. Boletim de Resumos expandidos. São Leopoldo, SBG/UNISINOS, v.1, p. 73-76.

Machado, N., Koppe, J.C. & Hartmann, L.A. 1990. A late Proterozoic U-Pb age for the Bossoroca Belt, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 3: 87-90.

Mahood, G.A. & Halliday, A.N. 1988. Generation of high-silica rhyolite: A Nd, Sr, and O isotopic study of Sierra La Primavera, Mexican Neovolcanic Belt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100: 183-191.

Mahood, G.A. & Hildreth, W. 1983. Nested calderas and trapdoor uplift at Pantelleria, Strait of Sicily. *Geology*, 2: 722-726.

- Martin, R.F. 2006. A-type granites of crustal origin ultimately result from open-system fenitization-type reactions in an extensional environment. *Lithos*, 91: 125-136.
- Matte, V., Sommer, C.A., Lima, E.F., Saldanha, D.L., Pinheiro-Sommer, J.A., Liz, J.D. 2012. Rochas dioríticas do Platô da Ramada (RS) e sua relação com o magmatismo alcalino da Formação Acampamento Velho (Neoproterozóico do Escudo Sul-Rio-Grandense). *Revista Brasileira de Geociências*, 42: 343-362.
- Matte, V. 2008. *Geologia da Intrusão Diorítica do Platô da Ramada (RS) e Relações Petrogenéticas com a Formação Acampamento Velho*. Trabalho de Conclusão de Curso. Geologia/UFRGS. 81.p
- Matte, V. 2011. Rochas Dioríticas do Platô da Ramada (RS) e sua relação com o magmatismo alcalino da Formação Acampamento Velho (Neoproterozóico do Escudo Sul-rio-grandense). Dissertação de Mestrado, Porto Alegre. PPPGEO/UFRGS.
- Matos, D.F., Lima, E.F., Sommer, C.A., Nardi, L.V.S., Liz, J.D., Figueiredo, A.M.G., Waichel, B.L. & Pierosan, R. 2002. Riolitos neoproterozóicos pós-colisionais na área do Santuário, sul do Brasil: litoquímica, química mineral e origem das heterogeneidades texturais. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(2): 255-266.
- Mau, H. 1959. Ignimbritos na região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. *Engenharia, Mineração, Metalurgia*, 29 (169): 13-14.
- Melcher, G.C. & Mau, H. 1960. Novas observações geológicas na região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 32(1): 43-50.
- Menegat, R. & Fernandes, L. A. D. 2001. A reappraisal of the nature and age of the late-orogenic basins of the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt in southern Brazil. *In: TECTONIC STUDIES GROUP ANNUAL MEETING, Leeds. Proceedings...*
- Menegat, R. & Fernandes, L. A. D. 2003. Bacias pós-orogênicas do Escudo Sul-Rio-Grandense: contexto tectônico e arcabouço estratigráfico. *In: I ENCONTRO SOBRE A ESTRATIGRAFIA DO RIO GRANDE DO SUL: ESCUDO E BACIAS*, Porto Alegre, v.1, p. 123-130.
- Menegotto, E. & Medeiros E.R. 1976. Contribuição ao estudo das rochas ígneas ácidas da região da Serra Tupanci, RS. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 29, Ouro Preto. *Anais...*, Ouro Preto, SBGEO, v. 2, p. 427-432.
- Metz, J.M. & Mahood, G.A. 1991 Development of the Long Valley, California, magma chamber record in precaldera rhyolite lavas of glass Mountain. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106(3): 379-397.
- Nardi, L.V.S. 1991. Caracterização petrográfica e geoquímica dos granitos metaluminosos da associação alcalina: revisão. *Pesquisas*, 18(1): 44-57
- Nardi, L.V.S. & Bitencourt, M. F. 2009. A-type granitic rocks in post-collisional settings in southernmost Brazil: their classification and relationship with tectonics and magmatic series. *Canadian Mineralogist*, 47(6): 1493-1503.
- Nardi, L.V.S. & Bonin, B. 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: the Saibro intrusive suite, southern Brazil - A case study. *Chemical Geology*, 92: 197-212.

- Nardi, L.V.S. & Lima, E.F. 2000. O magmatismo Shoshonítico e Alcalino da Bacia do Camaquã - RS. *In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds.). Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/ UFRGS. p.119-131.
- Oliveira, J. M. M. T. & Fernandes, L. A. D. 1991. Estágios finais da evolução do Cinturão Dom Feliciano: Tectônica e sedimentação da Formação dos Nobres. *In: III SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, Boletim de Resumos Extensos. Rio Claro, SBG, v.1, p. 58–59.
- Oliveira, J.M.M.T. & Fernandes, L.A.D. 1992. Bacias molássicas brasileiras, mito ou realidade? *In: I WORKSHOP SOBRE AS BACIAS MOLÁSSICAS BRASILIANAS*, São Leopoldo. Boletim de Resumos Expandidos. São Leopoldo, SBG/UNISINOS, v.1, p. 97–105.
- Paim, P.S.G., Lopes, R.C. & Chemale Jr, F. 1995. Aloestratigrafia, sistemas deposicionais e evolução paleogeográfica da Bacia do Camaquã – Vendiano Superior/Ordoviciano Inferior do RS. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 6, ENCONTRO DE GEOLOGIA DO CONE SUL, 1*, Boletim de Resumos, p. 39-50.
- Paim P. S. G., Chemale Jr. F. & Lopes, R.C. 2000. A Bacia do Camaquã. *In: De Ros L.F., Holz M. (Eds.). Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 231-374.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. & Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*,25: 956-983.
- Philipp, R.P. & Machado, R. 2005. The Late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 19: 461-478.
- Philipp, R.P.; Machado, R. & Chemale Jr., F. 2007. Geração dos granitóides Neoproterozóicos do Batólito Pelotas: evidências da composição isotópica de Nd e Sr e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil. *In: Iannuzzi, R. & Frantz, J.C. (eds.) 50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições*. Porto Alegre, Comunicação e Identidade, p. 59-77.
- Pinheiro-Sommer, J.A. 2005. *Aplicação do Sensoriamento Remoto no Mapeamento das Unidades Vulcano-Sedimentares no Platô da Ramada, Vila Nova do Sul, RS*. Porto Alegre. 106p. Dissertação de mestrado em Geociências. IGEO/UFRGS
- Pitcher, W.S. 1983. Granite: typology, geological environment and melting relationships. *In: Atherton, M.P. & Gribble, C.D (Eds.). Migmatites, Melting and Metamorphism*. Cheshire, Shiva Publishing Limited, p. 277-287.
- Porcher, C.A., Leite, S.R., Ramgrab, G.E. & Camozzato, E. 1995. *Mapeamento Geológico da Folha Passo do Salsinho, 1:50.000*. Programa de Levantamentos Geológicos/Metalogenéticos Básicos do Brasil (PLGB). CPRM, Sureg-PA.
- Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A. & Fletcher, I.R. 1997. Zircon SHRIMP dating and Nd isotope data of granitoids of the São Gabriel Block, southern Brazil: evidence of an Archaean/Paleoproterozoic basement. *In: INTERNATIONAL SYPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATION, 2., 1997, Salvador, BA. Extended Abstracts...* Salvador, BA, v.1, p. 217-272.
- Ribeiro, M., Bocchi, P.R., Figueiredo F^o., P.M. & Tessari, R.I. 1966. *Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, RS*. Rio de Janeiro. Boletim 127 DNPM/DFPM. 232pp.

Ribeiro, M. & Carraro, C. 1971. *Geotectonic Map of Caçapava do Sul, Region RS, Brazil*. Instituto de Geociências/UFRGS, Porto Alegre.

Ribeiro, M. & Fantinel, L.M. 1978. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-Rio-Grandense: I Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. *Iheringia, Série Geológica*, 5:19-54

Ribeiro, M. & Lichtemberg, E. 1978. Síntese da Geologia do Rio Grande do Sul. *In: SBG, Congr. Bras. Geol.*, 30, Anais, 6: 2451-2463.

Robertson, J.F. 1966. Revision of the stratigraphy and nomenclature of rock units in the Caçapava-Lavras region, State of Rio Grande do Sul, Brazil. *Notas e Estudos*. Escola de Geologia/UFRGS, 1(2): 41-54.

Roisenberg, A., Formoso, M.L., Vieira Jr., N., Dutra, C.V., Altamirano, J.A.F. & Ferreira, A. C. 1986. Petrologia e geoquímica do vulcanismo Proterozóico Superior-Eo-paleozóico do Escudo Sul-rio-grandense: Serrinha Tupancí e Cerro dos Lopes. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 34, Goiânia, GO. *Boletim de Resumos...*, Goiânia, SBGEO, v. 1. p. 170.

Rostirolla, S. P., Ahrendt, A., Soares, P. C., & Carmignani, L. 1999. Basin analysis and mineral endowment of the Proterozoic Itajaí Basin, south-east Brazil. *Basin Res.*, 11:127–142.

Saalmann, K., Hartmann, L.A., Remus, M.V.D., Koester, E. & Conceição, R.V. 2005. Sm-Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the São Gabriel Block, southernmost Brazil: evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the Rio de la Plata craton. *Precambrian Research*, 136: 159-175.

Soliani Jr., E. 1986. Os dados geocronológicos do Escudo Sul Riograndense e suas implicações de ordem geotectônica. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 425 p.

Soliani Jr., E., Koester, E. & Fernandes, L.A.D. 2000. A geologia isotópica do Escudo Sul-rio-grandense – Parte I: métodos isotópicos e valor interpretativo. *In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds.). Geologia do Rio Grande do Sul*, CIGO/UFRGS. Porto Alegre, p. 175–230.

Santos, E.L., Beckel, J., Macedo, P.M., Gonzales F^o, F. & Chaban, N. 1978. Divisão litoestratigráfica do Eo-cambriano – Pré-cambriano superior do Escudo Sul-Rio-Grandense. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 30, Recife. *Anais...* Recife, SBGEO, v.2, p. 670-684.

Sommer, C.A. 2003. *O Vulcanismo Neoproterozóico do Platô da Ramada, Vila Nova do Sul, RS*. Tese de Doutorado. PPGEO/IG/UFRGS. 197 p.

Sommer, C.A., Lima, E.F. & Nardi, L.V.S., 1999. Evolução do vulcanismo alcalino na porção sul do Platô do Taquarém, Dom Pedrito – RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2): 245-254.

Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Liz, J.D. & Pierosan, R. 2003. Depósitos de fluxo piroclástico primários: Caracterização e Estudo de um Caso no Vulcanismo Ácido Neoproterozóico do Escudo Sul-rio-grandense. *Pesquisas em Geociências*, 30(1), 3-6.

Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Figueiredo, A.M.G. & Pierosan, R. 2005. 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.

- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Liz, J.D. & Waichel, B.L. 2005b. The Neoproterozoic Mildly Alkaline Bimodal Volcanism in Southern Brazil: Geological and Geochemical Aspects. *International Geology Review*, 47(10): 1090-1110.
- Sommer, C. A., Lima, E. F., Nardi, L. V. S., Liz, J. D., & Waichel, B. L. 2006. The evolution of Neoproterozoic magmatism in southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basins. *An. Acad. Bras. Cienc.*, 78: 573–589.
- Sommer, C. A., Lima, E. F., Pierosan, R., Machado, A. 2011. Reoignimbritos e Ignimbritos de Alto Grau do Vulcanismo Acampamento Velho, RS: Origem e Temperatura de Formação. *Revista Brasileira de Geociências*, 41: 420-435.
- Streck, M.J. 2002. Partial melting to produce high-silica rhyolites of a young bimodal suite: compositional constraints among rhyolites, basalts, and metamorphic xenoliths. *International Journ. of Earth Sci.*, 91: 583-593.
- Sylvester, P.J. 1989. Post-collisional alkaline granites. *J. Geol.* 97: 261-280.
- Tessari, R.I. & Picada, R.S. 1966. Geologia da quadrícula de Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. Rio de Janeiro, Boletim 124, DNPM/DFPM. 124p.
- Whalen, J.B., Currie, K.L. & Chappell, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 95: 407-419.
- Wildner, W. & Nardi, L.V.S., 1999. Características geoquímicas e petrogenéticas do vulcanismo neoproterozóico do sul do Brasil – Platô do Taquarembó – RS. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1, Gramado. Boletim de resumos..., Gramado, SBGEO, v.1, p. 30.
- Wildner, W., Nardi, L.V.S. & Lima, E.F. 1999. Post-collisional Alkaline Magmatism on the Taquarembó Plateau: a well Preserved Neoproterozoic-Cambrian Plutono-volcanic Association in Southern Brazil. *International Geology Review*, 41: 1082-1098.
- Wildner, W. & Nardi, L.V.S., 2002. Características geoquímicas e de posicionamento tectônico do magmatismo neoproterozóico aflorante no Platô do Taquarembó. *Revista Brasileira Geociências*, 32: 169-184.
- Wildner, W., Lima, E.F., Nardi, L.V.S. & Sommer, C.A. 2002. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil: characteristics of post-collisional magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118: 261-283.
- Zerfass, H., Almeida, D.M.P. & Gomes, C.H. 2000. Faciologia of Acampamento Velho formation volcanic rocks (Camaquã Basin) in the region of Serra de Santa Bárbara, Cerro do Perau and Cerro do Bugio (Municipality of Caçapava do Sul – RS). *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 12-16.

ANEXO I – CARTA DE SUBMISSÃO À REVISTA PESQUISAS EM GEOCIÊNCIAS



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
Pesquisas em Geociências

Porto Alegre, 05 de setembro de 2013.

Ao
Felipe Padilha Leitzke e colaboradores

Venho comunicar o recebimento do manuscrito abaixo listado, submetido para publicação em *Pesquisas em Geociências*, órgão de divulgação científica editado pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Agradeço a seleção de *Pesquisas em Geociências* para a publicação de sua contribuição. O manuscrito será analisado quanto ao conteúdo e enquadramento nas normas de preparação, para que seja iniciado o processo de análise por pares.

Título: *O vulcanismo alta-sílica da região do Tupanci, NW do Estudo Sul-Rio-Grandense: faciologia, petrografia e litoquímica.*

Autor(es): **Felipe Padilha Leitzke, Carlos Augusto Sommer, Evandro Fernandes de Lima & Vinicius Matté.**

Atenciosamente,

Prof. Dr. Paulo Alves de Souza
Editor Chefe

Pesquisas em Geociências

Instituto de Geociências – Departamento de Paleontologia e Estratigrafia
Av. Bento Gonçalves, nº 9500 - Bloco 1 - Prédio 43127, Sala 209
CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS, Brasil.
Tel.: +55.51.3308.7386 - Email: paulo.alves.souza@ufrgs.br

ANEXO II – HISTÓRICO ESCOLAR COMPLETO



UFRGS
UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL



Pág.: 1

Data: 25/09/2013 14:02:49

Histórico Curso

Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geociências

Nome: **Felipe Padilha Leitzke** Cartão: 159433 Situação: **ATIVO**

Identidade: 1076184331 CPF: 00554575094 Data de Nascimento: 17/07/1989
Curso: GEOCIÊNCIAS - Mestrado Acadêmico
Ingresso: 01/03/2012

Orientador:
CARLOS AUGUSTO SOMMER
Proficiência no(s) idioma(s): Inglês

Período	Código	Atividade de Ensino/Professor	Créditos	Carga Horária	Conceito	Frequência (%)	Situação	Instituição
2012/02	GEB00040	Petrologia de Rochas Vulcânicas Professor: EVANDRO FERNANDES DE LIMA Titulação: Doutorado	6	90	A	100.00	Aprovado	UFRGS
2012/01	GEB00103	Alteração hidrotermal e metalogenia Professor: ANDRE SAMPAIO MEXIAS Titulação: Doutorado	4	60	A	75.00	Aprovado	UFRGS
2012/01	GEB00051	Análise de Materiais Professor: RUTH HINRICHS Titulação: Doutorado	4	60	B	100.00	Aprovado	UFRGS
2011/01	GEB00105	Análise de fácies em seqüências vulcânicas Professor: CARLOS AUGUSTO SOMMER Titulação: Doutorado	4	60	A	-	Validação	UFRGS
2011/01	GEB00052	Geologia Estrutural de rochas intrusivas - estrut. magmáticas e sub-solid Professor: MARIA DE FATIMA APARECIDA SARAIVA BITENCOURT Titulação: Doutorado	5	75	A	100.00	Validação	UFRGS
2011/01	GEP00048	Geoquímica das rochas graníticas	5	75	A	-	Validação	UFRGS

Créditos cursados com aprovação neste Curso: 14

Créditos por Validação: 14

Total de Créditos: 28

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

Felipe Padilha Leitzke
Assistente em Administração
Identificação Única: 08356504

Secretaria

Coordenador

ANEXO I
Título da Dissertação/Tese:
“ROCHAS VULCÂNICAS ALTA SÍLICA NA REGIÃO DO TUPANCI, NW DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE”
Área de Concentração: Geoquímica
Autor: FELIPE PADILHA LEITZKE
Orientador: Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer
Examinador: Profa. Dra. Rossana Muzio
Data: 05/12/2013
Conceito: A (EXCELENTE)
PARECER:
<p>La Disertación de Maestría del Sr. Felipe Padilha Leitzke, titulada “Rochas vulcânicas alta sílica na região do Tupanci, NW do Escudo Sul-Rio-Grandense” tiene como objetivo principal la caracterización petrológica de las rocas volcánicas efusivas ácidas de los cerros Tupanci y Picados. Para cumplir con este objetivo ha realizado la caracterización geológica del área de estudio y su representación cartográfica basándose en criterios de análisis de facies y asociaciones de facies volcánicas para reconstruir en parte el ambiente y tipo de vulcanismo. Además ha realizado análisis químicos de las rocas volcánicas involucradas para su caracterización petrogenética. Finalmente con la integración de los datos obtenidos ha realizado una ardua discusión correlacionando los mismos con otras ocurrencias de rocas volcánicas correspondientes a la Fm. Acampamento Velho, visualizando confirmar hipótesis planteadas en los antecedentes para el origen y evolución de este magmatismo Neoproterozoico del Sur de Brasil.</p> <p>La Disertación está estructurada bajo la forma artículo científico, según las normas vigentes del PPGGEO de la UFRGS y complementada por una parte introductoria, constituida por la Introducción, Estado del Arte, Metodología y una parte final, compuesta por las Referencias Bibliográficas.</p> <p>En términos formales, la disertación está bien organizada y estructurada, presenta una redacción y lectura fluida, con figuras y tablas explicativas/pertinentes de buena resolución. Los capítulos previos a la presentación de los resultados son claros y concisos, introduciendo buenos antecedentes para el desarrollo del trabajo.</p> <p>La Introducción presenta el tema y objetivos a desarrollar así como la organización del trabajo de manera clara y correcta.</p> <p>El capítulo Estado del Arte, está subdividido en tres partes principales. En la primera de ellas se realiza una cuidadosa revisión de antecedentes relativos a la Bacia do Camaquã, focalizándose progresivamente en los ciclos volcánicos de la misma y, particularmente, en el volcanismo Acampamento Velho y la región de Tupanci. En la segunda y tercera parte se presenta una revisión sucinta sobre los sistemas de alta sílice y magmatismo pos-colisional tipo A. A pesar de ser una síntesis muy bien realizada en temas de vasta bibliografía, la misma proporciona una buena base para comprender la temática abordada en la disertación y en el artículo científico.</p> <p>El capítulo Metodología muestra claramente todas las etapas del trabajo y métodos utilizados para la ejecución del proyecto.</p> <p>El capítulo IV está representado por el artículo científico “O vulcanismo alta-sílica da região do Tupanci, NW do Escudo Sul-Rio-Grandense: faciologia, petrografia e litoquímica”, enviado a la Revista Pesquisas em Geociências y constituye el eje principal de la disertación. El artículo cuenta con buena organización y refleja claramente los objetivos planteados en el proyecto. Presenta los datos resultantes del trabajo de campo y</p>

gabinete, con muy buen análisis petrográfico e incluyendo datos químicos. Todos los diagramas utilizados son pertinentes y permitieron una adecuada caracterización de las rocas estudiadas. Los resultados discutidos así como las conclusiones alcanzadas reflejan un buen dominio del tema y son coherentes con la buena integración de datos.

Las **referencias bibliográficas** de toda la disertación están concentradas en el último capítulo, siendo las mismas pertinentes, actualizadas y correctamente presentadas.

En síntesis, se concluye que el estudiante Felipe Padilha Leitzke cumplió con los objetivos planteados en la disertación y ha demostrado un correcto manejo metodológico en el abordaje del tema y discusión de problemas geológicos, que sin duda será una excelente contribución al avance del conocimiento del vulcanismo Neoproterozoico del Escudo Sul-Rio-Grandense y regiones vecinas

Como conclusión de esta evaluación, considero a la presente Disertación de Maestría plenamente aprobada.

Assinatura:  ROSANA MUZIO Data: 05/12/2013

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

ROCHAS VULCÂNICAS ALTA-SÍLICA NA REGIÃO DO TUPANCI,
NW DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE

Área de Concentração: GEOQUÍMICA

Autor:

FELIPE PADILHA LEITZKE

Orientador: Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

Examinador: Dra Márcia Aparecida de Sant'Ana Barros

Data: 15/NOV/2013

Conceito: A

PARECER:

O trabalho é uma excelente contribuição ao conhecimento do Magmatismo Pós-Colisional do ciclo Brasileiro/Pan-Africano ocorrentes no Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG)

O Estado da Arte, capítulo 2, traz importantes informações que possibilitam ao leitor um parâmetro para avaliar os dados obtidos na região de estudo. Destaca-se o item 2.2 – Sistemas Riolíticos Alta Sílica e 2.3 Magmatismo Pós-Colisional do tipo A.

O artigo submetido à revista poderia ser melhorado nos seguintes itens:

Materiais e métodos - Deve ser inserida uma referência bibliográfica onde sejam descritos os métodos utilizados.

- Geologia Regional

Para leitores não familiarizados com geologia do ESRG, é importante situar a área de estudo dentro de um contexto maior onde figurem os quatro terrenos: Taquarém, São Gabriel, Tijucas e Pelotas.

- Qualidade das figuras:

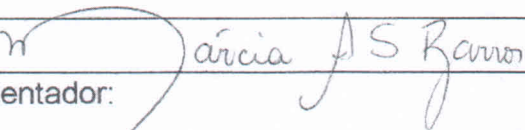
- se a revista permite figuras coloridas porque os mapas geológicos foram elaborados em tons de cinza?

- Porque o magmatismo peralcalino não plota no campo dos peralcalinos no diagrama de Shand (Figura 11B, página 59).

No diagrama de Pearce (página 66), figura 15 as rochas plotam no campo intra-placa. Nenhuma amostra plota em campo adjacente que demonstraria aquela assinatura típica de pós-colisional do Pearce (1996). Porque esse magmatismo não pode ser totalmente anorogênico?

Não obstante, o trabalho foi redigido e revisado com muito cuidado, têm clareza, precisão gramatical e estão de parabéns orientando e orientador.

Assinatura:



Data:

15/11/2013

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I
Título da Dissertação/Tese:
“ROCHAS VULCÂNICAS ALTA SÍLICA NA REGIÃO DO TUPANCI, NW DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE”
Área de Concentração: Geoquímica
Autor: FELIPE PADILHA LEITZKE
Orientador: Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer
Examinador: Dr. Wilson Wildner
Data: 16 de Dezembro de 2013
Conceito: A - Excelente
PARECER:
<p>O Mestrando FELIPE P. LEITZKE apresentou um trabalho geológico sobre a gênese e evolução tectônica da Bacia do Camopi, que demonstra um ótimo conhecimento sobre o estudo da Bacia, dos seus sub-bacias e suas fontes e descrições para a região, das distintas formas de interpretação sobre seu desenvolvimento e espacialmente sobre o conjunto de unidades vulcanogênicas presentes nas estações finais, pós-collisionais, relacionadas às fases da evolução da orogênia Brasileira.</p> <p>Um dos focos centrais dos trabalhos geológicos estratigráficos de campo são os trabalhos sobre o tectonismo/vulcanismo na Bacia do Camopi, está o de estabelecer vínculos temporais e litostratigráficos entre os grandes ciclos vulcânicos, atribuídos em distintas porções tectônicas do Escudo Sul-Riograndense, sobre aspectos de distintas condições da superfície como substrato isto o desenvolvimento dos ciclos tectônicos relacionados ao vulcanismo da Bacia, é entendido como fundamental para a compreensão da evolução da Bacia no contexto regional.</p> <p>Acrescento de desenvolvimento da obra, o Felipe Leitzke poderia ter trabalhado com mais profundidade os dados litostratigráficos apresentados,</p>

A identificação de alunos em dois conjuntos
históricos distintos, descritas como "indiví-
duos dos corpos Tabela e Pico", de
fundamental importância para as conclusões
sobre a origem dos mesmos, bem como
sobre a origem e interpretações sobre os
dados geocronológicos, até poderiam dar em
um item específico ao início de nos con-
clusões finais.

Tudo em vista a extensão e a imple-
tência dos produtos obtidos, e do
cuidado e apresentação para o trabalho
de desenvolvimento desta dissertação, con-
sidero o trabalho realizado como satisfatório
e aprovado.

Assinatura:



Data: 16/12/2013

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: