



**GEOLOGIA E PETROLOGIA DAS ROCHAS VULCÂNICAS ÁCIDAS DA REGIÃO
DO TUPANCI, CENTRO-OESTE DO RS**

Porto Alegre, 2011

FELIPE PADILHA LEITZKE

**GEOLOGIA E PETROLOGIA DAS ROCHAS
VULCÂNICAS ÁCIDAS DA REGIÃO DO TUPANCI,
CENTRO-OESTE DO RS**

Trabalho de Conclusão do Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial à obtenção de grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer
Co-orientador: Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima

Porto Alegre, 2011

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso: **“GEOLOGIA E PETROLOGIA DAS ROCHAS VULCÂNICAS ÁCIDAS DA REGIÃO DO TUPANCI, CENTRO-OESTE DO RS”**, elaborado por FELIPE PADILHA LEITZKE, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Edinei Koester

Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi

Dedico este trabalho a minha noiva Mariana, por me fazer a pessoa mais feliz do mundo e aos meus pais Maria Cristina e Sandro por sempre estarem ao meu lado.

AGRADECIMENTOS

À Deus por tudo que tem me proporcionado.

À minha namorada/noiva/companheira/melhor amiga Mariana de Brito por dividir comigo os mesmos sonhos, por estar sempre ao meu lado, por sempre me incentivar aos estudos, me apoiar nas minhas escolhas, me acalmar nos momentos de desespero, por transformar todos dias e a minha vida em algo mágico e especial com o sorriso que eu mais amo no mundo. Por ter suportado a ausência durante a elaboração desta monografia e durante o curso de graduação e por ter formatado todo o trabalho! Espero que nosso amor sirva de rumo para nossas vidas e que sempre possamos continuar nos apoiando e crescendo juntos.

À minha família, ao meu pai Sandro, e a minha mãe Maria Cristina por sempre me incentivarem em todas minhas escolhas, por me ensinarem os valores e a ética que possuo hoje, por celebrarem as pequenas conquistas, por me amarem incondicionalmente e sempre caminharem ao meu lado na busca e concretização dos sonhos. A minha irmã Juliana, mesmo que tenhamos ficado mais distantes nos últimos anos, sempre me ajudou em tudo que precisei e me ensinou muito, espero que agora tenha mais tempo para te visitar.

À todos os bons professores que tive, especialmente os orientadores desse trabalho, Prof. Carlos Augusto Sommer e Prof. Evandro Fernandes de Lima. Ao Prof. Sommer pelo convívio durante três anos e meio nos projetos de Iniciação Científica, pelo infinito conhecimento compartilhado e pelo exemplo profissional.

Ao Jack e a Panqueca (*in memoriam*) por me proporcionarem alegrias e me ensinarem que mesmo animais “irracionais” têm personalidades fortes e diferentes.

Aos colegas de pesquisa pelo companheirismo.

Ao Instituto de Geociências e seus funcionários pela infra-estrutura e logística.

Ao CNPq, pelas bolsas de iniciação científica (2008-2011) que possibilitaram grande parte do desenvolvimento deste trabalho.

A UFRGS pelo ensino de qualidade e ao povo brasileiro por subsidiarem os meus cinco anos de formação acadêmica. Espero que a minha atuação profissional possa contribuir para o desenvolvimento do país e retribuir o investimento.

A boa vontade supre a obra.

RESUMO

A região do Tupanci, localizada na porção noroeste do Escudo Sul-Rio-Grandense, apresenta um grande volume de depósitos vulcânicos de composição ácida, estratigraficamente correlacionados à Formação Acampamento Velho, da Bacia do Camaquã. Esta região representa a exposição mais setentrional deste episódio vulcânico que é 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 estágios pós-colisionais do ciclo orogênico Brasileiro/Pan-Africano no Escudo Sul-Rio-Grandense. A metodologia consistiu em uma revisão bibliográfica, duas campanhas de campo, laboratório petrográfico, tratamento e análise dos dados litoquímicos. As informações obtidas indicam que as rochas vulcânicas ácidas ocorrem na forma de depósitos efusivos e, em menor volume, piroclásticos, distribuídas em três Cerros: Tupanci, Marçal e dos Picados, sendo o embasamento constituído por rochas sedimentares do Grupo Maricá e vulcanitos da Formação Hilário. O Cerro Tupanci apresenta características de uma intrusão subvulcânica com morfologia alongada (N-S) e é representado por riolitos porfíricos, com fenocristais de feldspato alcalino, quartzo e restos de minerais máficos, 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 lavas riolíticas texturalmente semelhantes, porém com matriz afanítica de aspecto vítreo e presença de biotita. O Cerro Marçal é caracterizado pela predominância de depósitos ignimbríticos distribuídos em duas fácies principais: uma lapilítica, rica em litoclastos, púmices e cristaloclastos de feldspato alcalino e quartzo, e outra tufácea, com abundância em púmices, cristaloclastos e raros litoclastos, e uma destacável textura eutaxítica. Rochas riolíticas porfíricas ocorrem de forma subordinada. Os dados de litoquímica e as interpretações preliminares indicam características semelhantes para os três cerros que são os teores elevados de SiO_2 , álcalis e $\text{FeO}t/\text{FeO}t+\text{MgO}$ ($> 0,9$), aliados a baixos conteúdos de Al_2O_3 , CaO e MgO e índice agpaítico próximo a unidade. No diagrama de classificação Nb/Y versus Zr/TiO_2 , as amostras ocupam o campo dos riolitos alcalinos o que é confirmado pelo diagrama Zr/TiO_2 versus SiO_2 onde algumas amostras tendem ao campo dos riolitos peralcalinos. Em termos de elementos traços e ETR, constata-se altos valores para Zr, Nb, Y, Ga, Rb e ETR leves e baixos para Ba e Sr. O padrão de ETR mostra um leve enriquecimento de ETR leves em relação aos ETR pesados e uma forte anomalia negativa em Eu. Em diagramas discriminantes de ambientes tectônicos, as amostras ocupam o campo dos granitos tipo A e os ambientes intra-placas, tendendo ao campo pós-colisional. O comportamento dos elementos maiores, traço e ETR permitem classificar o magmatismo, como supersaturado em sílica, semelhante aos sistemas de alta sílica, de afinidade alcalina, de tendência metaluminosa a levemente peralcalina, com características semelhantes aos de granitos do tipo A. Os dados litoquímicos e petrográficos obtidos permitem indicar, preliminarmente, uma vinculação genética com o magmatismo da Formação Acampamento Velho. Investigações posteriores nestes vulcanitos ácidos permitirão uma correlação mais detalhada com esta unidade, visando estabelecer relações com o magmatismo neoproterozóico pós-colisional do tipo "A" do Escudo Sul-Rio-Grandense.

Palavras-Chave: Vulcanismo, Petrologia, Formação Acampamento Velho, Tupanci

ABSTRACT

Volcanic and hypabyssal acid composition rocks occur in the region of Cerro Tupanci, about 15km north of the municipality of Vila Nova do Sul, southernmost portion of Brazil. These rocks are stratigraphically correlated to the Acampamento Velho Formation (about 550 Ma), on the Camaquã Basin, which comprises a sequence of effusive/hypabyssal and pyroclastic rocks, with dominantly acid composition, sodic-alkaline affinity, whose processes are linked to the post-collisional neoproterozoic stage of the Brasileiro/Pan-Africano orogenic cycle, at the Sul-Rio-Grandense Shield. The methodology consisted of a literature review, two field campaigns, petrographic laboratory and litochemistry analysis. The information obtained indicates that the acid volcanic rocks occur dominantly as effusive deposits, with a smaller amount of pyroclastic rocks, distributed in three main hills (cerros): Tupanci, Marçal e dos Picados, with the basement being consisted of sedimentary rocks from the Maricá Group, volcanic rocks from the Hilario Formation and granitoids from the Cambaí Complex, while the coverage sedimentary rocks are associated to Paraná Basin units. The choice of the study area is justified by the significant presence of volcanic deposits coupled with the lack of specified studies published about this region rocks, which is the area that possibly represents the northernmost exposure of this volcanism. At Cerro Tupanci, the rhyolites define an elongated morphology (N-S), interpreted as a sub-volcanic intrusion. These rhyolites have a porphyritic texture, with phenocrysts of alkali feldspar and quartz, euhedral to subhedral, and remnants of mafic minerals altered to chlorite, surrounded by an equigranular fine to aphanitic quartz-feldspar matrix, with a strong flow foliation on border regions. Mafic minerals are almost entirely pseudomorphised to amphibole and chlorite, and opaque microphenocrysts also occur disseminated in the samples. In the Cerro dos Picados, texturally similar rhyolitic rocks occur, but with aphanitic to glassy matrix and with the presence of biotite. The Cerros Marçal is characterized by the predominance of ignimbritic deposits, that can be separated in two granulometric facies: one lapilli, rich in lithoclasts, pumice, quartz and alkali feldspar crystal fragments; and another tuffaceous, with abundant pumice, crystal fragments and rare lithoclasts, and a detachable eutaxitic texture. Rhyolitic lavas occur in a subordinate way. Preliminary litochemistry data indicate high values of SiO_2 , alkalis and $\text{FeO}^t/\text{FeO}^t+\text{MgO}$ (>0.9), combined with low contents of Al_2O_3 , CaO and MgO , and an agpaitic index close to unity. In the Nb/Y versus Zr/Ti classification diagram, the samples occupy the alkali rhyolites field, which is confirmed by the Zr/TiO_2 versus SiO_2 diagram, where some samples tend to the peralkaline rhyolites field. In terms of trace elements and REE it is observed higher values for Zr, Nb, Ga, Y, Rb and LREE, and lower values for Ba and Sr. The REE pattern shows a slight LREE enrichment when compared to the HREE, and a strong Eu anomaly. In the tectonic setting discrimination diagrams, the samples occupy the field of A-type granites and intra-plate environments, tending to the post-collisional field. The behaviour of major elements, trace and REE allow to classify the magmatism as silica oversaturated, similar to the high-silica systems, with alkaline affinity, and a metaluminous to slightly peralkaline trend with similar characteristics to the "A" type granites. The data obtained indicate, preliminarily, a genetic linkage with the Acampamento Velho Formation magmatism. Further investigations will establish more detailed relations with the "A" type Neoproterozoic post-collisional magmatism at the Sul-Rio-Grandense shield.

Keywords: Volcanism, Petrology, Acampamento Velho Formation, Tupanci

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização da região do Tupanci no estado do Rio Grande do Sul à esquerda; e Folha Rio Vacacaí parcial à direita (SH22-Y-A-I-1), com a delimitação aproximada dos Cerros Tupanci, Marçal e dos Picados em vermelho (Datum Córrego Alegre/MG).....	2
Figura 2 - Mapa geológico simplificado do ESRG, com a distribuição das principais ocorrências do vulcanismo Neoproterozóico na Bacia do Camaquã.....	4
Figura 3 - Mapa geológico simplificado do Domínio São Gabriel - ESRG, destacando as principais regiões de ocorrência da Formação Acampamento Velho	7
Figura 4 - Mapa simplificado da Bacia do Camaquã com seus respectivos alogrupos e episódios vulcânicos.....	15
Figura 5 - Mapa geológico simplificado mostrando a correlação litoestratigráfica das rochas vulcânicas ácidas da região do Tupanci com a Fm. Acampamento Velho....	24
Figura 6 - Fluxograma projetual.....	28
Figura 7 - Fotomosaico da região do Tupanci, em destaque está demarcado o Cerro Tupanci	31
Figura 8 - Representação esquemática dos sistemas ópticos possíveis em um microscópio petrográfico	36
Figura 9 - MDE da região do Tupanci, a elipse vermelha destaca o Cerro Tupanci .	43
Figura 10 - Panorâmica do Cerro Tupanci a partir da Estrada para o Cerro Marçal, evidenciando o contraste geomorfológico com as rochas de cobertura da Bacia do Paraná (Az.: 75°).....	44
Figura 11 - Panorâmica a partir do topo do Cerro Marçal, mostrando a quebra do relevo no contato entre as unidades mais jovens da Bacia do Paraná e as do Escudo Sul-Rio-Grandense (Az.: 82°)	44
Figura 12 – Mapa geológico simplificado da região do Tupanci.....	46
Figura 13 - Aspectos de campo da Formação Maricá: A) Afloramento de siltito em primeiro plano e crista do Cerro Tupanci ao fundo (fotografia no sentido leste); B) Detalhe do forte basculamento dos siltitos (65°/290°).....	47
Figura 14 - Andesito da Formação Hilário.....	48
Figura 15 - Ocorrências correlacionadas a Formação Hilário na região: A) clasto de andesito na brecha-tufisítica lamprofírica; B) brecha-tufisítica lamprofírica; C) clasto de andesito; D) Afloramento do conglomerado vulcanogênico	49

Figura 16 - Classificação granulométrica para depósitos piroclásticos primários polimodais.....	51
Figura 17 - Diagrama esquemático com as separações adotadas no trabalho, os diferentes regimes vulcânicos e formas de posicionamento observados	52
Figura 18 - Panorâmica do Cerro Tupanci a partir da estrada na borda sul do Cerro Marçal (Az.: 48°).....	53
Figura 19 - Aspectos gerais de campo da FN do Cerro Tupanci: A) afloramento; B) riolito porfirítico.....	54
Figura 20 - Fenocristais da FN do Cerro Tupanci: A) textura glomeroporfirítica dos fenocristais de quartzo – LP; B) fenocristal de K-feldspato com micropertitas – LP; C) grão de quartzo mostrando feições de reabsorção pela matriz; D) grão de quartzo euédrico	55
Figura 21 - Mineral opaco analisado no MEV e classificado como Pirita.....	56
Figura 22 - Feições da matriz da FN do Cerro Tupanci: A) textura esferulítica de desvitrificação em alta temperatura – LP; B) textura esferulítica ao redor dos fenocristais – LN; C) textura micrográfica – LP; D) textura granofírica cuneiforme – LP	57
Figura 23 - Aspectos de campo da FB do Cerro Tupanci: A) afloramento com foliação de fluxo e fraturamento intenso; B) afloramento em pedra.....	58
Figura 24 - Foliação de fluxo na FB do Cerro Tupanci: A) textura axiolítica de desvitrificação da foliação ígnea - LP; B) litoclastos da Fm. Maricá, alguns fenocristais quebrados caracterizando as microbrechas - LN	59
Figura 25 - Panorâmica da lâmina com as feições microscópicas da FB do Cerro Tupanci, mostrando a continuidade da foliação de fluxo e os níveis com granularidades diferentes: A) luz natural; B) luz polarizada	60
Figura 26 - Fenocristais da FB do Cerro Tupanci: A) K-feldspato – LP; B) quartzo com fortes feições de reabsorção pela matriz, geometria amebóide – LP; C) qzo microbrechado, com textura <i>jigsaw-fit</i> - LN; D) macla de baveno em fenocristal de K-feldspato - LP; E) textura glomeroporfirítica dos grãos de quartzo - LP; F) amígdala preenchida por opacos + clorita - LP	62
Figura 27 - Riolito porfirítico com matriz de aspecto vítreo.....	63
Figura 28 - Panorâmica a partir do topo do Cerro dos Picados (vista norte) mostrando a morfologia em colinas característica e ao fundo a Bacia do Paraná....	63
Figura 29 - Detalhe das estruturas em afloramento dos riolitos do Cerro dos Picados: A) foliação de fluxo começando a se autobrechar; B) esferulitos caracterizando a desvitrificação em alta temperatura	64

Figura 30 - Fenocristais dos riolitos porfiríticos do Cerro dos Picados: A) quartzo com feições de reabsorção; B) quartzo com as bordas corroídas; C) grãos de K-feldspato com textura glomeroporfirítica; D) restos de mineral máfico alterado para clorita+biotita.....	65
Figura 31 - Matriz dos riolitos porfiríticos do Cerro dos Picados: A) arranjo microcristalino quartzo-feldspático; B) fenocristais de quartzo, K-feldspato e biotita imersos na matriz; C) textura granofírica de desvitrificação da matriz. D) textura micrográfica.....	66
Figura 32 - Panorâmica mostrando a morfologia interna do Cerro Marçal (Az.: 168°)	67
Figura 33 - Afloramento em lajeado e campo de matacões no topo do Cerro Marçal	68
Figura 34 - Variação faciológica dos depósitos ignimbríticos do Cerro Marçal: A) Fácies lapillítica; B) Fácies tufácea.....	69
Figura 35 - Fácies lapillítica: A) Amostra de mão; B) Amostra serrada.....	70
Figura 36 - Fragmentos piroclásticos da FL: A) Fragmento de púmice cortado ortogonal a direção do escape de gases, com bordas difusas; B) Fragmento de ignimbrito riolítico; C) Fragmento de riolito; D) Fragmentos de púmices com diversas orientações em matriz a base de <i>shards</i>	71
Figura 37 - Panorâmica da lâmina, mostrando os fragmentos de púmices e líticos de tamanho lapilli: A) LN; B) LP.....	72
Figura 38 - Matriz tufácea da fácies lapillítica: A) Shards na matriz e fragmentos de pumices com textura axiolítica de desvitrificação; B) Fragmentos de pumices na matriz com diferentes graus de estiramento	72
Figura 39 - Panorâmica da lâmina com fragmento de ignimbrito riolítico e púmice desvitrificado, ambos do tamanho lapilli: A) Luz natural; B) Luz polarizada	73
Figura 40 - Ignimbritos soldados da FT: A) Textura eutaxítica dos pumices em amostra de mão; B) Fortemente soldado, com bastante cristais quebrados e difícil de identificar pumices macroscopicamente	74
Figura 41 - Fragmentos de cristais quebrados e púmices estirados da FT: A) Luz natural; B) Luz polarizada.....	75
Figura 42 - Panorâmica da lâmina mostrando os fragmentos de pumices estirados com textura eutaxítica e fenocristal de quartzo incluso: A) Luz natural; B) Luz polarizada	75

Figura 43 – Panorâmica da lâmina mostrando os fragmentos de púmice extremamente estirados caracterizando a textura parataxítica: A) Luz Natural; B) Luz Polarizada	76
Figura 44 - Diagrama TAS de classificação de rochas vulcânicas segundo a razão Álcalis vs. Sílica, segundo Le Bas <i>et al.</i> (1986)	82
Figura 45 - Diagramas binários de Harker mostrando a variação dos elementos maiores (wt.%) em função da SiO ₂ (wt.%).....	83
Figura 46 - Diagramas de classificação e afinidade geoquímica: A)Diagrama de Shand com as razões molares entre Al ₂ O ₃ /Na ₂ O+K ₂ O vs Al ₂ O ₃ /Na ₂ O+K ₂ O+CaO segundo Maniar e Piccoli (1989); B)Diagrama R1 vs. R2 como proposto por De La Roche <i>et al.</i> (1980); C) Diagrama de classificação SiO ₂ vs. Zr/TiO ₂ como proposto por Winchester e Floyd (1977); D) Diagrama de classificação Zr/TiO ₂ vs. Nb/Y segundo Winchester e Floyd (1977)	84
Figura 47 - Diagramas binários de Harker mostrando a variação de elementos traço (ppm) com os teores de SiO ₂ (wt.%).....	86
Figura 48 - Diagramas de discriminação riolitos comendíuticos/panteleríticos: A) Diagrama Al ₂ O ₃ vs. FeO _t segundo MacDonald (1974); B) Diagrama Ta vs. Th segundo Leat <i>et al.</i> (1986).....	87
Figura 49 - Diagrama multi-elementar dos ETR normalizado pelo condrito segundo Nakamura (1974)	88
Figura 50 - Diagrama multi-elementar normalizado pelo ORG, segundo Pearce <i>et al.</i> (1984)	89
Figura 51 - Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos segundo Pearce <i>et al.</i> (1984): A)Diagrama Rb vs. Y+Nb; B) Diagrama Nb vs. Y (o círculo representa o campo dos granitóides pós-colisionais)	89
Figura 52 - Diagramas de classificação de granitóides e discriminantes de ambientes tectônicos segundo Whalen <i>et al.</i> (1987): A) Zr vs. 10000*Ga/Al; B) Nb vs. 10000*Ga/Al; C) IAGP vs. 10000*Ga/Al; D) (Na ₂ O+K ₂ O)/CaO vs. Zr+Nb+Ce+y.....	90
Figura 53 - Comparação dos dados das amostras da região do Tupanci com outras ocorrências da Fm. Acampamento Velho: A) Diagrama R1 vs. R2 como proposto por De La Roche <i>et al.</i> (1980); B) Diagrama de classificação SiO ₂ vs. Zr/TiO ₂ como proposto por Winchester e Floyd (1977); C) Diagrama discriminante de ambiente tectônico Rb vs. Y+Nb segundo Pearce <i>et al.</i> (1984); D) Diagrama de classificação de granitóides Zr vs. 10000*Ga/Al segundo Whalen <i>et al.</i> (1987)	91

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Diferentes sistemas ópticos gerados, com suas respectivas peças ópticas fundamentais e propriedades ópticas observáveis	36
Tabela 2 – Amostras selecionadas para análise química com o respectivo método adotado e laboratório	38
Tabela 3 - Classificação granulométrica de depósitos piroclásticos unimodais bem selecionados	50
Tabela 4 - Resultados de Litoquímica para elementos maiores, menores, traços e terras raras nas amostras do Cerro Tupanci.....	78
Tabela 5 - Resultados de Litoquímica para elementos maiores, menores, traços e terras raras nas amostras do Cerro dos Picados	79
Tabela 6 - Resultados de Litoquímica para elementos maiores, menores, traços e terras raras nas amostras do Cerro Marçal.....	80
Tabela 7 - Cálculo da norma CIPW para as amostras de rochas vulcânicas ácidas da região do Tupanci.....	81

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Bc.	Bacia
CM	Cerro Marçal
CME	Centro de Microscopia Eletrônica
CP	Cerro dos Picados
CPRM	Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (Serviço Geológico)
CT	Cerro Tupanci
DEMIPE	Departamento de Mineralogia e Petrologia
ESRG	Escudo Sul-Rio-Grandense
ETR	Elementos Terras Raras
ETRL	Elementos Terras Raras Leves
ETRP	Elementos Terras Raras Pesados
EDS	<i>Energy Dispersive x-ray Detector</i>
Fm.	Formação
FB	Fácies de Borda
FL	Fácies Lapillítica
FN	Fácies de Núcleo
FT	Fácies Tufácea
GPS	<i>Global Positioning System</i>
Ga	Bilhões de anos
HFSE	<i>High Field Strength Elements</i>
ICP-AES	<i>Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometer</i>
ICP-MS	<i>Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer</i>
IGEO	Instituto de Geociências
K	Kelvin

LILE	<i>Large-ion Litophile Elements</i>
LN	Luz natural
LP	Luz polarizada
m	metros
cm	centímetros
mm	milímetros
Ma	Milhões de anos
MEV	Microscópio Eletrônico de Varredura
MDE	Modelo Digital de Elevação
ppm	Partes por milhão
REM	Radiação Eletromagnética
SGE	Serviço Geográfico do Exército
SIG	Sistema de Informações Geográficas
SUREG P.A.	Superintendência Regional de Porto Alegre
UFRGS	Universidade Federal do Rio Grande do Sul
UTM	Universal Transversa de Mercator
LOI	<i>Loss on Ignition</i> (Perda ao fogo)
Wt%	Peso em porcentagem
%	Porcentagem
°	Graus

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
1.1.	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	1
1.2.	CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA	2
1.3.	PRESSUPOSTO	3
1.4.	HIPÓTESE	5
1.5.	OBJETIVOS	5
2	ESTADO DA ARTE	6
2.1.	A BACIA DO CAMAQUÃ	6
2.1.1.	<i>Os Ciclos Vulcânicos da Bacia do Camaquã</i>	13
2.1.2.	<i>O Vulcanismo da Formação Acampamento Velho</i>	17
2.1.3.	<i>A região do Tupanci</i>	22
2.2.	SISTEMAS RIOLÍTICOS “ALTA-SÍLICA”	24
2.3.	MAGMATISMO ÁCIDO PÓS-COLISIONAL DO TIPO “A”	25
3	METODOLOGIA	27
3.1.	ETAPA DE AQUISIÇÃO/COMPILAÇÃO DE DADOS	29
3.1.3.	<i>Revisão Bibliográfica</i>	29
3.1.4.	<i>Sensoriamento Remoto</i>	29
3.1.5.	<i>Cartografia Digital</i>	31
3.2.	ETAPA DE CAMPO	32
3.3.	TRABALHOS DE LABORATÓRIO	34
3.3.1.	<i>Petrografia</i>	34
3.3.1.1.	Laminação	34
3.3.1.2.	Descrições petrográficas	35
3.3.2.	<i>Litoquímica</i>	37
3.3.2.1.	Preparação das amostras	37
3.3.2.2.	Análise por ICP-AES	39
3.3.2.3.	Análise por ICP-MS	40
3.3.2.4.	Tratamento dos dados	40
3.3.3.	<i>Microscopia eletrônica de varredura (MEV)</i>	41
3.3.4.	<i>Sistemas de Informações Geográficas</i>	42
3.4.	ETAPA DE INTEGRAÇÃO FINAL	42

4	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	43
4.1.	GEOLOGIA DA REGIÃO DO TUPANCI	43
4.2.	FACIOLOGIA E PETROGRAFIA DAS ROCHAS VULCÂNICAS ÁCIDAS ..	49
4.2.1.	<i>Cerro Tupanci (CT)</i>	53
4.2.1.1.	Fácies de núcleo (FN).....	54
4.2.1.2.	Fácies de Borda (FB).....	58
4.2.2.	<i>Cerro dos Picados (CP)</i>	63
4.2.3.	<i>Cerro Marçal (CM)</i>	67
4.2.3.1.	Fácies lapillítica (FL)	70
4.2.3.2.	Fácies tufácea (FT).....	74
4.3.	LITOQUÍMICA DAS ROCHAS VULCÂNICAS ÁCIDAS.....	77
5	CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	92
	REFERÊNCIAS	95
	APÊNDICE A – MAPA DE LOCALIZAÇÃO E AMOSTRAGEM	107

1 INTRODUÇÃO

O vulcanismo é um fenômeno que ocorre nos 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 Neoproterozóico 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 este trabalho que propõe investigar o contexto geológico regional e as características petrológicas dos litotipos vulcânicos ácidos que ocorrem nos Cerros Tupanci, Marçal e dos Picados, podendo desta maneira, compreender, do ponto de vista petrogenético, a correlação estratigráfica com o vulcanismo da Formação Acampamento Velho.

1.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

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. A área do projeto 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 (SGE, 1978).

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 (Figura 1). A partir deste segue-se por estrada secundária cerca de 15 km ao norte.

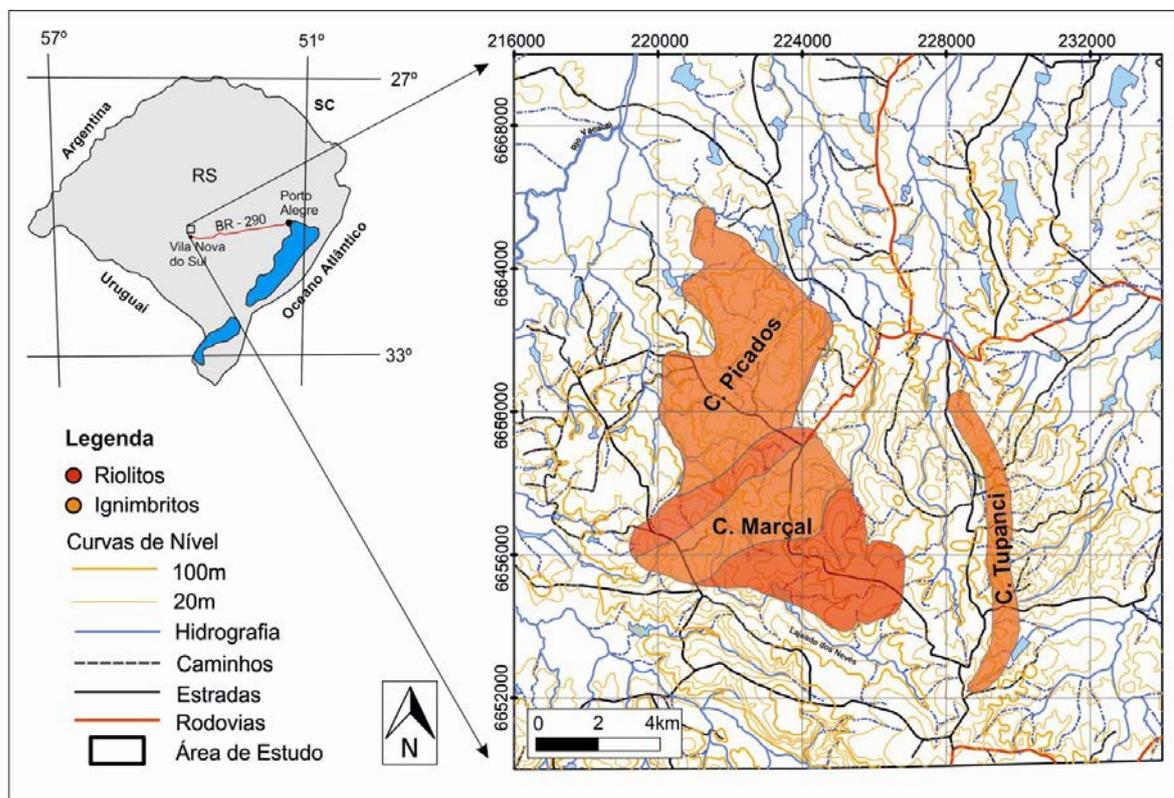


Figura 1 - Mapa de localização da região do Tupanci no estado do Rio Grande do Sul à esquerda; e Folha Rio Vacacaí parcial à direita (SH22-Y-A-I-1), com a delimitação aproximada dos Cerros Tupanci, Marçal e dos Picados em vermelho (Datum Córrego Alegre/MG)

Fonte: adaptado de SGE (1978)

1.2. CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA

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.

Do ponto de vista metalogenético, a justificativa para a escolha desta área de projeto foram as mineralizações sulfetadas (fluorita e galena) identificadas em associação com as rochas vulcânicas e intrusivas ácidas da Formação Acampamento Velho, principalmente na região do Santuário, próximo à sede do município de Vila Nova do Sul (Rocha *et al.*, 1999).

1.3. PRESSUPOSTO

O vulcanismo ácido neoproterozóico 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.* (1997; 1999; 2002), Frago-César *et al.* (2000; 2003), Janikian *et al.* (2008), entre outros. As melhores exposições dessa sequência vulcânica neoproterozóica 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 2).

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.

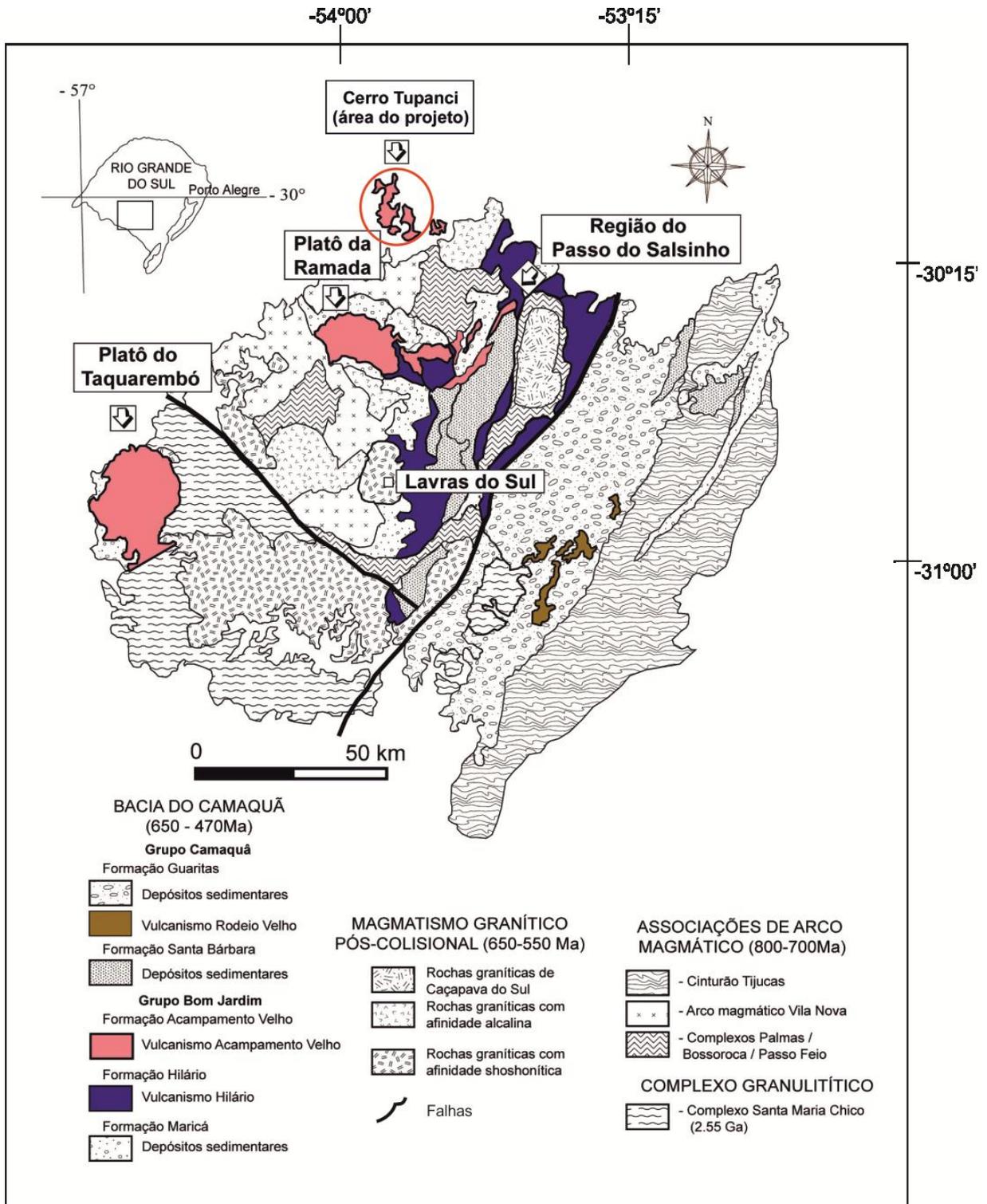


Figura 2 - Mapa geológico simplificado do ESRG, com a distribuição das principais ocorrências do vulcanismo Neoproterozóico na Bacia do Camaquã
 Fonte: modificado de Lima *et al.* (2007); Paim *et al.* (2000); Wildner *et al.* (2002)

1.4. HIPÓTESE

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.

1.5. OBJETIVOS

Este estudo tem por objetivo geral a caracterização geológica e petrológica das rochas vulcânicas ácidas efusivas e piroclásticas que ocorrem nos Cerros Tupanci, Marçal 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 neoproterozóico do sul do Brasil.

2 ESTADO DA ARTE

2.1. A BACIA DO CAMAQUÃ

O Escudo Sul-Rio-Grandense representa a porção meridional da província Mantiqueira no Estado do Rio Grande do Sul (Almeida *et al.*, 1981) e é composto principalmente por rochas relacionadas ao ciclo orogênico Brasileiro/Pan-Africano (Neoproterozóico), com um embasamento metamórfico de idade Paleoproterozóica (Hartmann *et al.*, 1999; Soliani Jr. *et al.*, 2000). No Neoproterozóico, esta área sofreu um intenso retrabalhamento crustal, sendo uma importante zona de acreção, denominada Cinturão Dom Feliciano (Soliani Jr., 1986; Fragoso-César, 1991), um dos orógenos formadores do Gondwana Ocidental. O magmatismo desta era pode ser dividido em duas fases principais: uma desenvolvida em um ambiente típico de arco, com idades aproximadamente entre 700-760 Ma (Fernandes *et al.*, 1992; Babinski *et al.*, 1997; Chemale Jr., 2000); e outro evento desenvolvido em um ambiente pós-colisional (*sensu* Liégeois, 1998), com idades aproximadamente entre 650-550Ma (Bitencourt & Nardi, 2000).

O ESRG é subdividido em quatro domínios (Taquarembó, São Gabriel, Santana da Boa Vista e Pelotas) definidos a partir de diferentes características estruturais, associações petrotectônicas e assinaturas isotópicas distintas, limitados por estruturas tectônicas de expressão em subsuperfície (COSTA, 1997; Chemale Jr., 2000; Borba, 2006). Entre estes, o Domínio São Gabriel é o único terreno Neoproterozóico com assinatura juvenil (Machado *et al.*, 1990; Babinski *et al.*, 1996; Leite *et al.*, 1998; Hartmann *et al.*, 2003; Saalman *et al.*, 2005), onde estão localizados importantes depósitos vulcânicos como o Platô da Ramada e a região do Cerro Tupanci, área de estudo desta monografia (Figura 3).

Além destes domínios, também ocorrem distribuídas pelo ESRG um conjunto expressivo de unidades sedimentares e vulcanogênicas sem indícios de metamorfismo regional, depositadas aproximadamente entre 610 e 535 Ma (Paim *et al.* 2000; Janikian *et al.*, 2008; Almeida *et al.*, 2010). A este conjunto de unidades dá-se o nome “Bacia do Camaquã”, as quais tiveram seu desenvolvimento predominantemente em um ambiente continental, sob condições subaéreas, durante os estágios pós-colisionais do ciclo Brasileiro/Pan-Africano, apresentando antigas

seqüências vulcano-sedimentares muito bem preservadas, consideradas uma das melhores exposições desta idade no mundo (Wildner *et al.*, 2002).

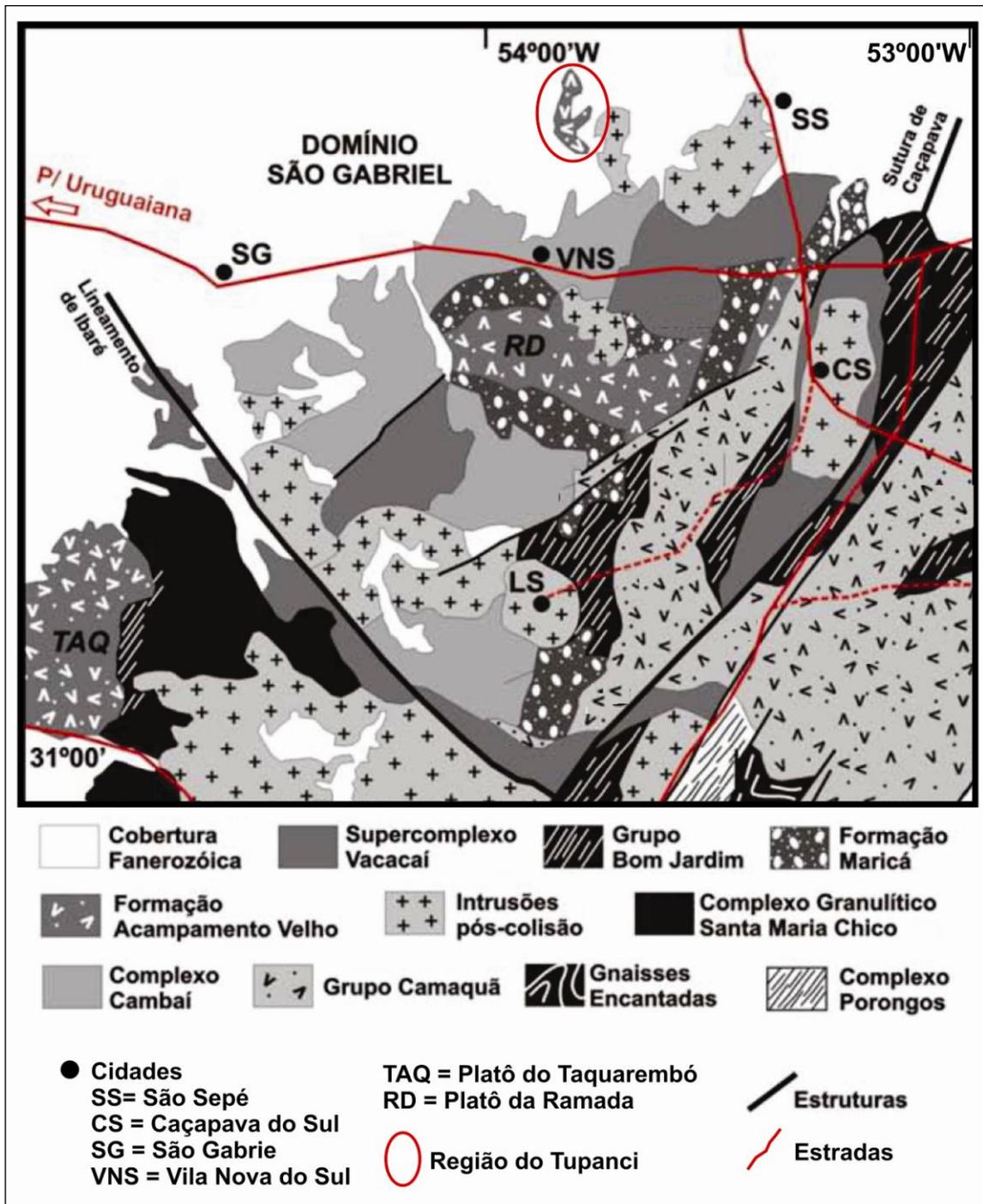


Figura 3 - Mapa geológico simplificado do Domínio São Gabriel - ESRG, destacando as principais regiões de ocorrência da Formação Acampamento Velho
Fonte: modificado de Borba (2006)

A seqüência sedimentar que compõem a Bacia do Camaquã é, em síntese, composta predominantemente por folhelhos e arenitos na base, com um aumento no volume de conglomerados e arenitos para o topo da seqüência (Paim *et al.*, 2000;

2005) refletindo ambientes que evoluíram de marinho raso para continental, flúvio-lacustre e, eventualmente, desértico. As sequências vulcanogênicas serão descritas no subitem 2.1.1, tendo em vista a importância do tema para a elaboração da monografia.

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 paleoproterozóicos 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 arcoseano, 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; Hoñi *et al.*, 1962; Ribeiro *et al.*, 1966; Robertson, 1966; Tessari & Picada, 1966, Ribeiro, 1970; 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 paraplateformais e considerados "molássicos". A partir desta interpretação, surgiram diversos estudos de integração regional, versando sobre o caráter molássico desta bacia e correlacionando-a à 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) propõe, com base na estratigrafia de sequências aplicada à região da Folha Passo do Salsinho, quatro sequências, com idades variando desde o Proterozóico Superior até o Ordoviciano. Dentre estas quatro sequências, três seriam vulcano-sedimentares e uma essencialmente vulcanogênica. Assim, a Sequência Vulcano-Sedimentar I (Proterozóica) corresponderia à Formação Maricá

(*sensu* Ribeiro *et al.*, 1966) ou à Formação Pessegueiro (*sensu* Santos *et al.*, 1978); a Sequência Vulcano-Sedimentar II (Proterozóica 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 sequências 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 direção 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-césar, 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, 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 de este 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 1500 km de comprimento em um trend com direção 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 similiaridades 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 monografia 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" que adotamos para a elaboração deste trabalho será 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 monografia foi, simplificada, 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 4), 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, Borba *et al.*, 2006) 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 *et al.*, 2002; 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.

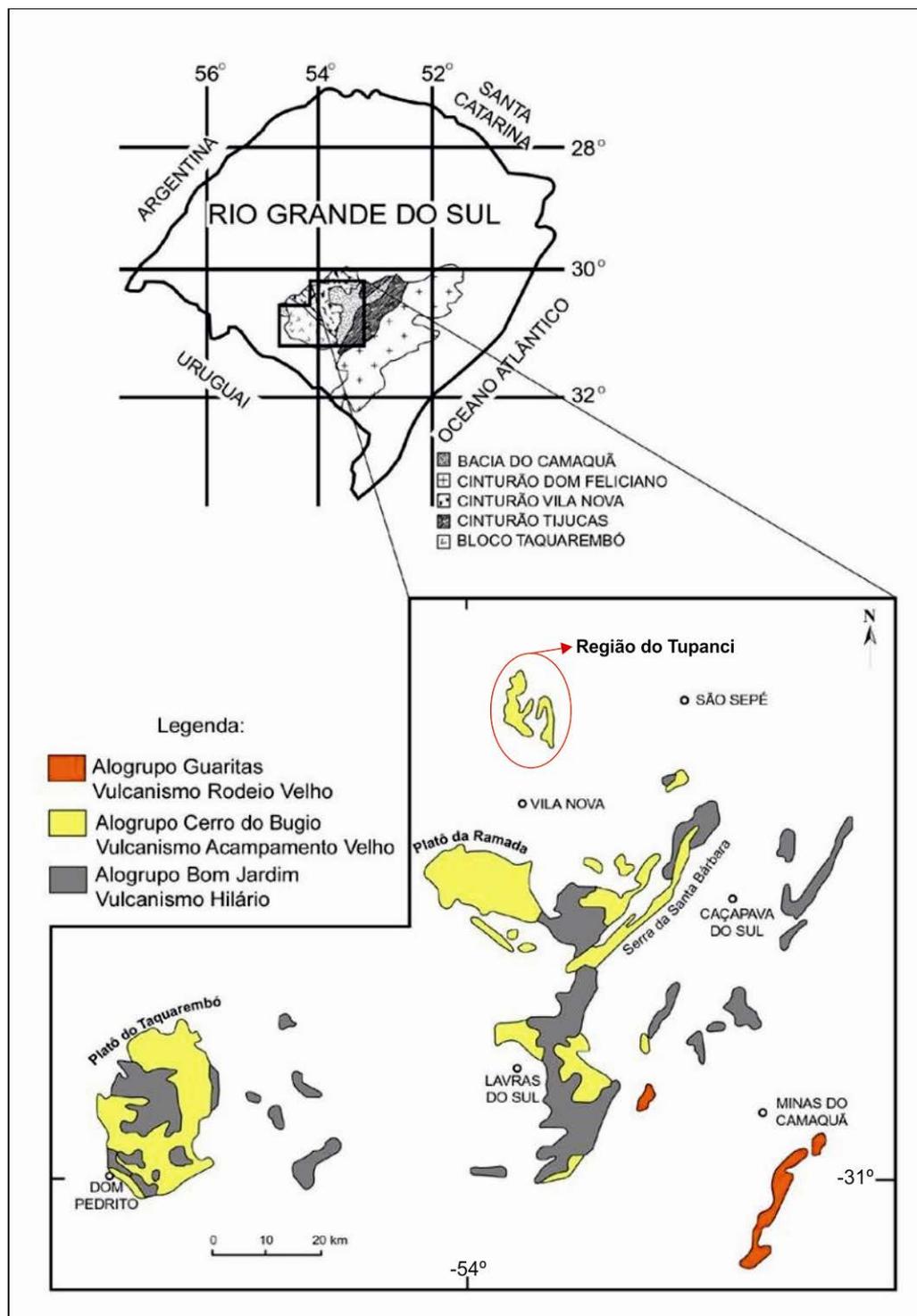


Figura 4 - Mapa simplificado da Bacia do Camaquã com seus respectivos alogrupos e episódios vulcânicos.

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 monografia.

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 *et al.*, 2002; 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 eNd 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 Neoproterozóico 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.*, 2003; 2005; Sommer *et al.*, 2006).

Sommer *et al.* (2005; 2005b; 2006) sugerem que os ciclos vulcânicos investigados nas bacias neoproterozóicas 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 (1960), o Planalto da Ramada é 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 250 m, com o topo erodido, sugerindo que a espessura original do pacote deveria ser ainda maior.

Goñi *et al.* (1962) propõe para as rochas da "Série Vulcânica" de Melcher e Mau (196), 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) descreve 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, insere as rochas desta Formação na sua Sequência Vulcanogênia III e Paim *et al.* (1995; 2000) propõe, 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 neoproterozóica 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 porfíricas e diques, cujas características geoquímicas permitem classificá-las como basaltos hawaínicos 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.* (*in press*) 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; Mat *et al.*, *in press*) 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.* (2005; 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.* (*in press*) 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.* (*in press*) 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.*, *in press*).

Devido a não fazer parte do escopo desta monografia 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 encaixadas 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 direção 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; Lima *et al.*, 2007; CPRM, 2006), correlacionam estratigraficamente, em mapas geológicos simplificados, as rochas da região do Tupanci ao vulcanismo da Formação Acampamento Velho, da Bacia do Camaquã (Figura 5).

Um maior detalhamento sobre as unidades que servem de embasamento e cobertura para as rochas vulcânicas ácidas na região é apresentado do subitem 4.1.

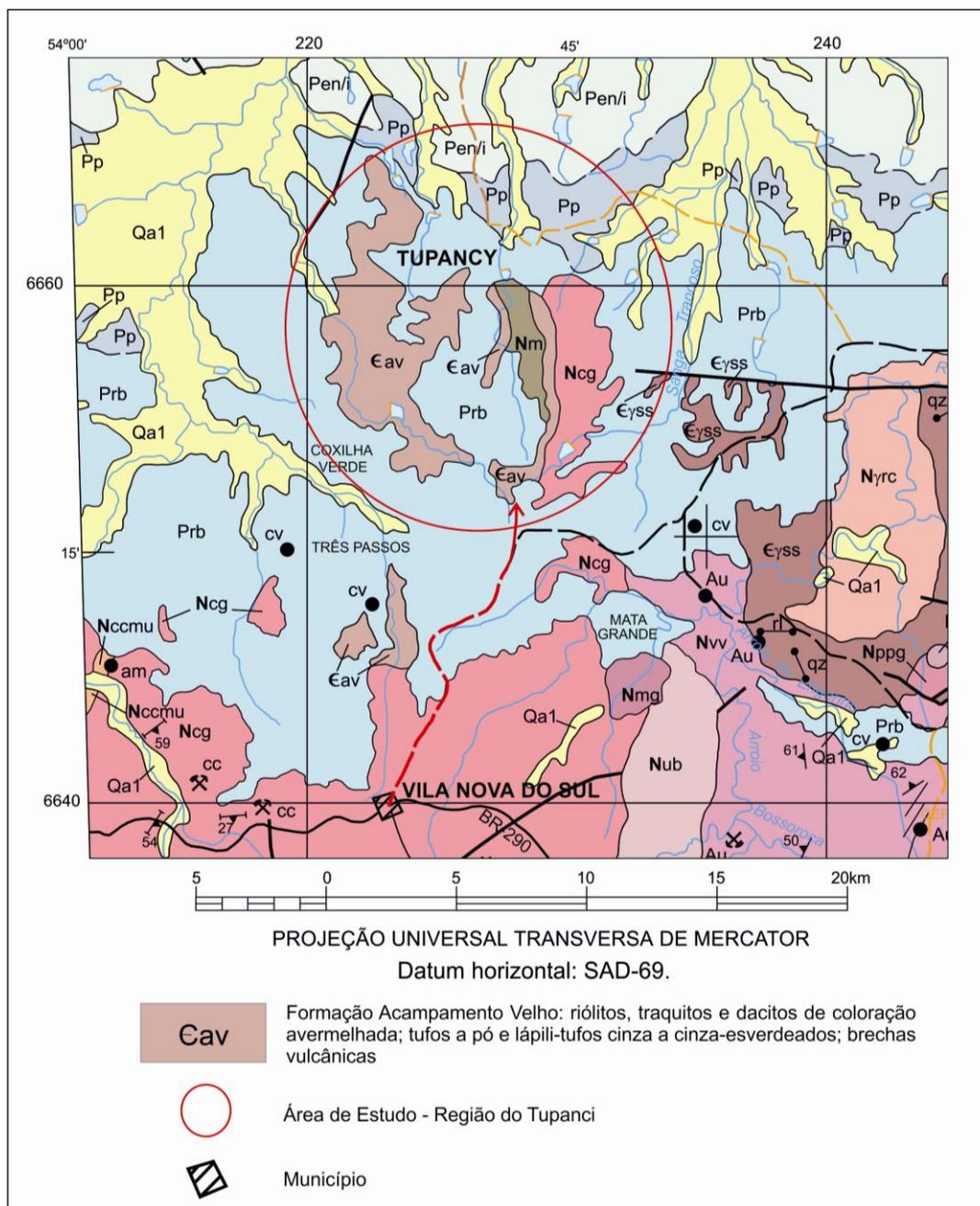


Figura 5 - Mapa geológico simplificado mostrando a correlação litoestratigráfica das rochas vulcânicas ácidas da região do Tupanci com a Fm. Acampamento Velho.
Fonte: adaptado de CPRM (2005)

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.*, 1980; Mahood & Hildreth, 1983; Metz & Mahood, 1991). No vulcanismo Neoproterozóico III – Ordoviciano do ESRG, 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 SiO₂ 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.

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 Na₂O+K₂O 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; Hong *et al.*, 1996; 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, 1997; 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 & Bitencourt, 2009; Nardi & Bonin, 1991; Sommer *et al.*, 2005).

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.

A metodologia foi separada em quatro etapas: aquisição/compilação de dados (pré-campo), campanha de campo, trabalhos de laboratório e integração final. Estas etapas podem ser visualizadas detalhadamente no fluxograma da Figura 6.

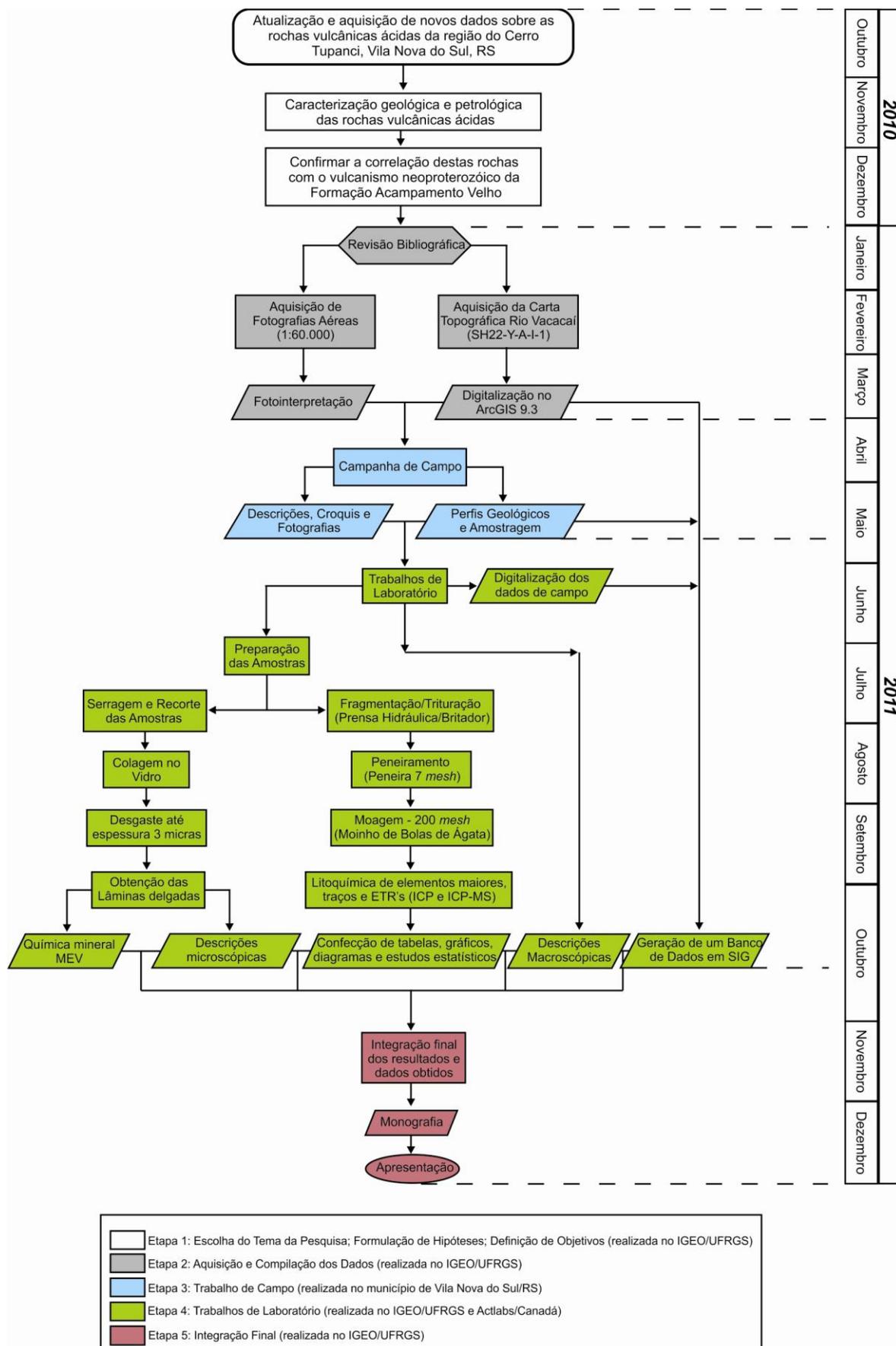


Figura 6 - Fluxograma projetual

3.1. ETAPA DE AQUISIÇÃO/COMPILAÇÃO DE DADOS

Esta etapa do trabalho, podendo também ser chamada de etapa pré-campo, envolveu além de uma revisão bibliográfica, também técnicas de sensoriamento remoto e cartografia digital. O objetivo desta fase do projeto foi agrupar e organizar todas as informações disponíveis publicadas sobre a região do Cerro Tupanci, a fim de, inicialmente, realizar uma interpretação geológica preliminar da área e delimitar locais apropriados para a coleta dos dados de campo.

3.1.3. 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.

É importante destacar a importância da revisão bibliográfica não somente no início do projeto, na escolha e interpretação preliminar da área, mas também em todas as outras etapas, subsidiando todos os demais métodos de trabalho.

3.1.4. Sensoriamento Remoto

Segundo Gupta (2003, p. 1), pode-se definir sensoriamento remoto como a “coleta de informações sobre um objeto na superfície terrestre sem que haja contato físico com ele”, sendo estas informações derivadas a partir da captação, através de um sensor, da radiação eletromagnética (REM) refletida ou emitida por este objeto. Nesse sentido, 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 UFRGS e à CPRM – SUREG P.A. Estas fotografias são geradas através de um sensor passivo (câmera) instalado em um avião, programado para capturar as imagens em um intervalo pré-determinado, calculado em função da velocidade e altitude de voo. Podem ser normais (verticais) ou oblíquas, diferenciando-se pela orientação do eixo da câmera. As fotos verticais possuem uma menor deformação quando comparadas as oblíquas, porém não permitem uma visão em perspectiva. Os vôos são executados em uma determinada altitude, que irá corresponder a escala da foto, e normalmente na direção leste-oeste, de modo que o norte sempre fique na parte superior da fotografia (Zingano, 2010).

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 recobrimento de 60%, em um estereoscópio de espelhos, pertencente ao Departamento de Geodésia do IGEO/UFRGS. Com o auxílio deste equipamento, cada foto é observada por um dos olhos, transformando a distância interpupilar de 6cm para centenas de metros e, como resultado da fusão destas imagens na mente do observador, têm-se o efeito de estereoscopia, ou seja, a visualização do relevo em três dimensões (Zingano, 2010).

Para a individualização dos principais corpos estudados, utilizou-se as características típicas de rochas vulcânicas ácidas, tanto efusivas quanto piroclásticas, como descritas por Pandey (1987), que são: macro e microformas do relevo (planaltos, mesas e lageados), tonalidade (cinza claro), vegetação (mata galeria) e drenagem (textura grossa, com padrão angular).

Além disso, também foram adquiridas imagens de satélite do programa de navegação terrestre Google Earth Pro 4.0 visando facilitar a orientação espacial em campo. Foram salvas 9 imagens de alta definição (4.800 x 3.049 *pixels*), agregadas em um fotomosaico no programa editor de imagens bidimensionais Photoshop CS4 (Figura 7). Embora o resultado para os Cerros Marçal e dos Picados não tenha sido

satisfatório, devido a uma alta quantidade de nuvens nas imagens, para o Cerro Tupanci foi obtido um bom resultado, possibilitando a delimitação do corpo.

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.



Figura 7 - Fotomosaico da região do Tupanci, em destaque está demarcado o Cerro Tupanci

3.1.5. Cartografia Digital

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, sem o uso de mesa digitalizadora. Para tanto, foi utilizado um scanner de rolo para

scanear a carta e obter as imagens digitais da mesma em formatos “.TIFF”. Após, esta carta foi georreferenciada e foram criados arquivos vetoriais sobrepostos, constituídos por pontos, linhas e polígonos, com diferentes valores de latitude, longitude e cota altimétrica (x,y e z respectivamente). A ênfase foi dada na vetorização dos seguintes elementos representativos: curvas de nível, pontos cotados, drenagem, estradas principais e secundárias, cidades e povoados.

Esta digitalização teve a finalidade iniciar a geração de um banco de dados digital que foi atualizado constantemente até o final do trabalho, com a inserção dos dados gerados em todas as etapas, com o auxílio de diversos *softwares*.

3.2. ETAPA DE CAMPO

A etapa de campo foi realizada em duas etapas, em janeiro de 2009 (5 dias) e no final de abril e início de maio de 2011 (6 dias), sendo 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, 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. Os Cerros Marçal e dos Picados possuem uma geometria circular e são interpretados 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.

Foram visitados cerca de 70 afloramentos somando as duas etapas de campo, georreferenciados com um receptor GPS da marca Garmin, modelo 76, e plotados no sistema de coordenadas UTM na carta topográfica Rio Vacacaí com o auxílio de um escalímetro. Os pontos mais representativos foram fotografados, em uma visão geral dos afloramento e em detalhe, a fim de registrar as principais estruturas, posição das rochas, tipo de ocorrência e quando possível, suas relações com as encaixantes. A máquina fotográfica digital utilizada foi da marca Sony, modelo DSC-S730 e resolução máxima de 7.2 megapixels. Além destas fotografias de afloramentos, também foram realizadas panorâmicas da região, a fim de mostrar a relação entre as feições geomorfológicas. As descrições de afloramento foram realizadas na caderneta de campo, bem como as descrições de amostras macroscópicas, realizadas com o auxílio de uma lupa de bolso com aumento de 10x.

Foram coletadas cerca de 50 amostras. Os materiais utilizados para a amostragem foram duas marretas, uma com 1,5kg e cabo de fibra de vidro, para as regiões onde as rochas não encontravam-se tão resistentes e outra de 3kg, com cabo de madeira para locais onde a coleta foi dificultada devido a alta rigidez das rochas. Além destas ferramentas, também foram utilizados um martelo de geólogo e uma talhadeira. Sacos plásticos, fita crepe e caneta marcadora permanente para escrever o nome dos pontos nas amostras também foram necessários. O cuidado de não escrever nas amostras destinadas a análise química e de sempre coletar amostras frescas, sem alteração intempérica, foi tomado, a fim de evitar o erro na análise química devido ao enriquecimento ou empobrecimento em alguns elementos.

Para as medidas de estruturas, tais como foliações de fluxo ígneo, zonas de falha e catástrofe, orientação de injeções e contatos, utilizou-se uma bússola da marca Clar, sendo as medidas realizadas em trama (direção do plano e mergulho). A bússola também foi utilizada na obtenção do azimute das fotografias da região.

Os acessos encontravam-se trafegáveis para um veículo próprio para terrenos acidentados. As condições meteorológicas foram favoráveis em ambos os casos, com dias claros, poucas nuvens e clima ameno.

Os dados gerados nesta etapa (descrições, croquis, fotografias e medidas estruturais) foram anexados ao banco de dados do projeto, no *software* Microsoft Excel 2007.

3.3. TRABALHOS DE LABORATÓRIO

Os trabalhos de laboratório foram essenciais para a organização dos dados e amostras coletadas em campo, além da geração do maior volume de informações apresentadas neste trabalho. Os métodos de trabalho desta etapa são diversos, sobrepondo-se e complementando um ao outro, porém, para o melhor entendimento, estão separados em quatro grupos principais: petrografia, litoquímica, química mineral e Sistemas de Informações Geográficas (SIG).

3.3.1. Petrografia

A seguir são listados os materiais e métodos que serão utilizados para a realização dos trabalhos de petrografia (obtenção das lâminas delgadas e descrições petrográficas) das amostras de rochas riolíticas coletadas na região do Tupanci.

3.3.1.1. Laminação

A laminação foi realizada no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências/UFRGS. Primeiro, as amostras foram serradas e cortadas em fatias retangulares de aproximadamente 1 cm de espessura denominada esquírola, após, esta fatia será desbastada com lixas de diferentes granulações (120, 220, 600, 1.200, 2.500 e 4.000 grana) e submetida a processos de abrasão com abrasivos progressivamente mais finos, a base de carbetos de silício (900 μm) e óxido de alumínio (9,5 μm). O polimento foi feito através da politriz, com uma frequência de 100 rotações por minuto (rpm), durante 5 minutos, com a utilização de um abrasivo a base de alumina (0,3 μm). Ao fim desta sequência de procedimentos a fatia de rocha colada no vidro se encontra com a espessura correta (0,03 mm) para a observação ao microscópio petrográfico de luz transmitida.

3.3.1.2. Descrições petrográficas

As descrições petrográficas e fotografias foram realizadas junto ao Departamento de Mineralogia e Petrologia (DEMIPE) do Instituto de Geociências (IGEO) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Ao total, foram descritas cerca de 30 amostras macroscópicas e 18 lâminas delgadas.

As amostras macroscópicas foram descritas com o auxílio de uma lupa binocular da marca Carl Zeiss Jena com possibilidades de aumento variando de 10 à 100x, e fotografadas com uma máquina fotográfica digital da marca Olympus, modelo T110, e resolução máxima de 14 megapixels.

Para as lâminas delgadas, foi utilizado 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). Os critérios petrográficos adotados para as descrições neste trabalho foram baseados principalmente em Kerr (1977), Mackenzie *et al.* (1991) e McPhie *et al.* (1993) e as técnicas utilizadas foram luz natural e luz polarizada. 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.

O microscópio petrográfico de luz transmitida permite a visualização detalhada dos constituintes das rochas, com o funcionamento similar ao de um microscópio comum, ao qual são introduzidos dois polarizadores posicionados entre o mineral a ser examinado. As partes constituintes de um microscópio petrográfico podem ser agrupadas em: **sistema óptico** - ocular, lente de Amici-Bertrand, analisador, objetiva, condensador móvel, diafragma íris, condensador fixo, filtro azul e polarizador; e **sistema mecânico de suporte** - tubo, braço, revólver (ou sistema de sustentação das objetivas), platina, cremalheira macro e micrométrica de movimentação vertical da platina, e base. As únicas partes constituintes que sempre estarão no caminho óptico deste microscópio são o polarizador inferior, o filtro azul, o condensador fixo, a objetiva e a ocular, sendo a introdução de alguns outros elementos necessária para a geração dos sistemas ópticos diferentes da luz natural e, conseqüentemente, a observação de diferentes propriedades dos constituintes de

rocha analisados, como pode ser visto na Tabela 1 e na Figura 8 (Nardy & Machado, 2010, p. 12-13).

Tabela 1 - Diferentes sistemas ópticos gerados, com suas respectivas peças ópticas fundamentais e propriedades ópticas observáveis

Sistema	Peças ópticas fundamentais	Propriedades ópticas observáveis
Luz Natural	Polarizador Inferior	Morfológicas (Hábito, Relevo, Cor, etc.)
Ortoscópico	Polarizador Inferior e Analisador	Cores de interferência (Birrefringência, Sina de Elongação, Tipo de Extinção, etc.)
Conoscópico	Polarizador Inferior, Analisador, Lente de Amici-Bertrand e Condensador Móvel	Figura de Interferência (Caráter Óptico, Sinal Óptico, Ângulo 2V, etc.)

Fonte: Nardy e Machado (2010)

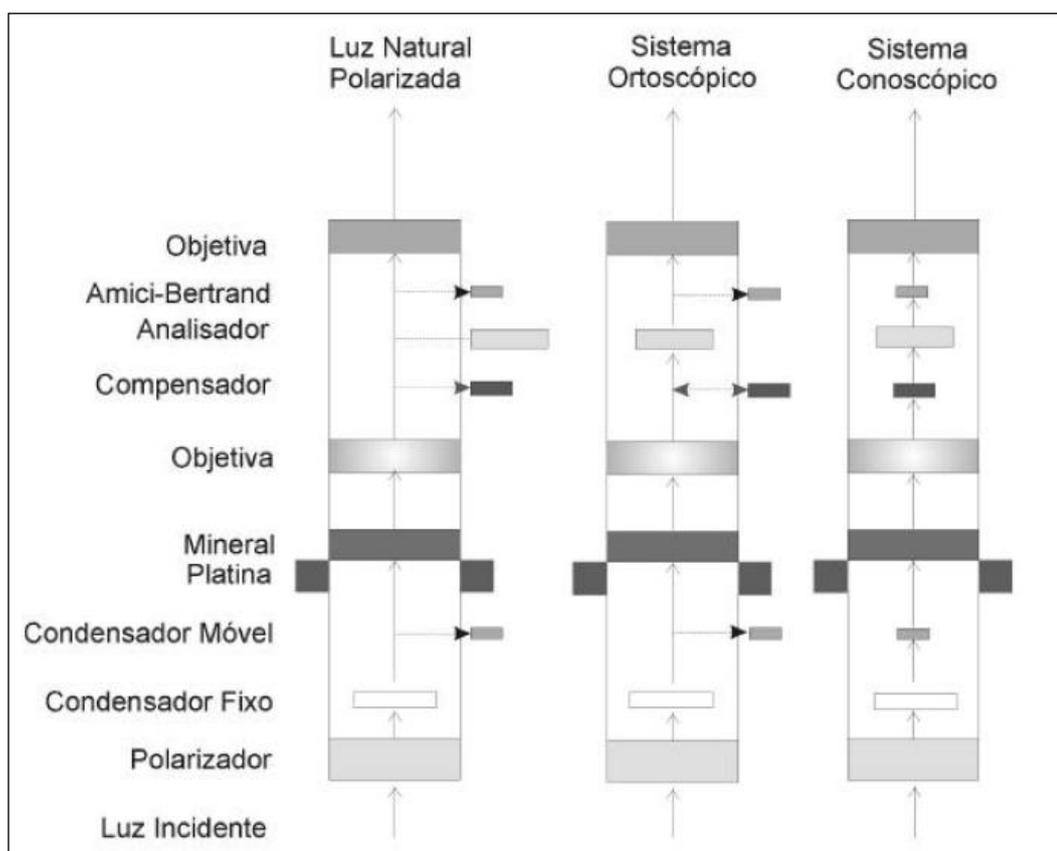


Figura 8 - Representação esquemática dos sistemas ópticos possíveis em um microscópio petrográfico

Fonte: Nardy e Machado (2010)

O principal objetivo das descrições petrográficas tanto macro quanto microscópicas será a separação dos litotipos vulcânicos de acordo com suas principais características litológicas, minerais, estruturais e texturais. Esta identificação e descrições destas feições possibilitarão identificar os processos vulcânicos que geraram estas rochas, individualizar as fácies e construir uma hipótese sobre o estilo do vulcanismo.

3.3.2. Litoquímica

A seguir são listados os materiais, equipamentos e técnicas utilizadas para a realização dos trabalhos de litogeoquímica nas 19 amostras de rocha selecionadas.

3.3.2.1. Preparação das amostras

As 14 amostras adquiridas na etapa de campo de 2009 e 2011 foram preparadas no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências, para posterior envio da fração em pó ao Acme Analytical Laboratories Ltda., localizado em Vancouver, no Canadá visando a identificação dos elementos maiores, elementos traços e elementos terras raras (ETR).

O critério de escolha das amostras para análise foi a mais ampla distribuição espacial possível dentro do campo de amostragem. Evitaram-se amostras onde os processos de alteração pudessem ter removido elementos móveis como o sódio e o potássio ou amostras que possuíssem uma alta quantidade de litoclastos, a fim de obter valores mais próximos da composição magmática original.

Primeiramente, foi utilizada uma prensa hidráulica para fragmentar as amostras em pedaços menores. Após isso, estes fragmentos foram reduzidos mais uma vez com o auxílio do almofariz (gral) de ágata com pistilo. Posteriormente, a amostra foi quarteada e encaminhada para a pulverização em um pulverizador (moinho) de bolas de ágata, permitindo assim, a obtenção de frações inferiores à 200 *mesh*, estando apta a análises químicas nos equipamentos adequados, descritos a seguir.

Nesta etapa deve-se tomar cuidado na limpeza dos equipamentos após a preparação de cada amostra e no armazenamento das frações em pó que serão enviadas para análise, devido ao alto risco de contaminação.

Cinco amostras de um trabalho de campo na região realizado no ano de 2005, já haviam sido anteriormente analisadas para elementos maiores e alguns elementos traço no Laboratório de Geoquímica do IGEO/UFRGS por espectrometria de fluorescência de raios-x. Estas análises foram aproveitadas e anexadas na discussão dos resultados de litogeoquímica, com os respectivos pontos de campo atualizados, porém, por não fazerem parte do projeto, a descrição detalhada da metodologia e técnica empregada para obtenção dos dados não será descrita em detalhe.

A Tabela 2 mostra os pontos selecionados, com o respectivo esquema de cores adotado para cada unidade no tratamento dos dados, o método de análise e o laboratório onde foram realizadas. A localização destas amostras pode ser visualizada no apêndice A.

Tabela 2 – Amostras selecionadas para análise química com o respectivo método adotado e laboratório

Unidade	Amostra	Método	Laboratório
Tupanci	CT 01	ICP	AcmeLabs
	CT 02	Fluoresc. Rx	IGEO/UFRGS
	CT 03	Fluoresc. Rx	IGEO/UFRGS
	CT 10	ICP	AcmeLabs
	CT 10B	Fluoresc. Rx	IGEO/UFRGS
	CT 37	ICP	AcmeLabs
	CT 37A	ICP	AcmeLabs
	CT 37B	ICP	AcmeLabs
	CT 38A	ICP	AcmeLabs
Picados	CT 35A	Fluoresc. Rx	IGEO/UFRGS
	CT 49A	ICP	AcmeLabs
	CT 50A	ICP	AcmeLabs
	CT 51A	ICP	AcmeLabs
Marçal	CT 40B	ICP	AcmeLabs
	CT 43A	ICP	AcmeLabs
	CT 44A	ICP	AcmeLabs
	CT 45A	ICP	AcmeLabs
	CT 46A	ICP	AcmeLabs
	CT 47A	ICP	AcmeLabs

3.3.2.2. Análise por ICP-AES

A técnica de Espectrometria de Emissão Atômica por Plasma Indutivamente Acoplado (*Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry*) foi utilizada 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.

A Espectrometria de emissão atômica mede a intensidade da luz emitida por átomos ou íons excitados, quando ocorre uma transição de seu elétron de valência para um estado de energia mais baixa (fundamental). Esta transição é acompanhada da emissão de um fóton de energia característica na faixa da luz visível ou ultra-violeta (espectro de emissão atômico, único para cada elemento).

A dificuldade de medir emissão atômica em chamas comuns é que a temperatura é baixa demais para excitar uma fração grande da maioria dos elementos. Praticamente apenas os metais alcalinos têm energias de excitação tão baixas que emitam luz em níveis detectáveis em temperaturas de chama comuns. Para atingir esta alta temperatura necessária, foram desenvolvidas as tochas de plasma de altíssima temperatura (~8000 K) acoplada indutivamente (ICP). Seu plasma é formado por elétrons e íons de argônio e é sustentado pelo movimento circular de íons e elétrons no campo magnético oscilante (radiofrequência de 27 ou 40 MHz), de uma bobina de indução (2 - 3 kW). A temperatura (de íons) no plasma atinge até 10.000 K, suficiente para excitar todos os tipos de átomos da amostra.

A tocha de plasma é alimentada por três fluxos distintos de argônio, em três cilindros concêntricos de quartzo. No mais interno é inserida a amostra através de um nebulizador (pneumático ou tangencial, com uma taxa controlada por uma pequena bomba peristáltica). No cilindro intermediário passa um segundo fluxo de argônio auxiliar, que é “semeado” com elétrons livres, interagindo com o campo magnético e adquirindo energia suficiente para a ionização inicial do gás. Os íons de argônio percorrem trajetórias circulares (helicoidais) em torno das linhas de força axiais do campo magnético induzido, impactando nos átomos de argônio e produzindo constantemente novos íons para repor os que se recombinaram com elétrons. O cilindro externo tem como função canalizar argônio para refrigeração e estabelecer um fluxo tangencial dentro da tocha, evitando que o plasma entre em

contato direto com os cilindros de quartzo. O consumo de argônio é de aproximadamente 1m³/h. A amostra passa pelo meio do plasma toroidal e a região de emissão máxima da amostra fica acima da região mais quente. A luz emitida é focalizada para um espectrômetro, onde as linhas de emissão são dispersas para diferentes posições angulares com auxílio de uma grade de altíssima resolução espectral. A detecção destas linhas é comparada as linhas de calibração e suas intensidades convertidas em concentrações (HINRICHS, 2009).

3.3.2.3. Análise por ICP-MS

A Espectrometria de Massa por Plasma Indutivamente Acoplado foi utilizada para a quantificação dos demais elementos traço e elementos terras raras, com limite de detecção de 0,005 a 2 ppm.

A Espectrometria de massa funciona por meio da ionização das substâncias pelo plasma indutivamente acoplado. Estes íons gerados atravessam um campo magnético que curva suas trajetórias de modos diferentes, dependendo de suas massas. O campo separa os íons em um padrão chamado espectro de massa. A massa e a carga dos íons podem ser medidas por sua posição no espectro, possibilitando a identificação dos elementos e isótopos presentes na amostra.

De modo geral, o ICP-MS pode determinar concentrações da ordem de grandeza 1 a 2 vezes menor em comparação ao ICP-AES. A vantagem destas técnicas é a medição da maioria dos elementos da tabela periódica com baixos limites de detecção e boa precisão, em um intervalo de tempo rápido (~2 minutos). As desvantagens consistem na destruição da amostra, no custo elevado, na dependência da calibração e no alto risco de contaminação.

3.3.2.4. Tratamento dos dados

Os dados de elementos maiores, traços e ETR obtidos através das análises litoquímicas de rocha total foram organizados no banco de dados do projeto, no *software* Microsoft Excel 2007.

O *software* Geochemical Data Toolkit (GCDKit), versão 2.3, elaborado por Janoušek *et al.* (2008) foi utilizado para a visualização das composições químicas

das amostras em gráficos binários e diagramas e para o cálculo da mineralogia normativa. Os diagramas utilizados foram de classificação litoquímica, como, por exemplo, os propostos por Winchester e Floyd (1977), De La Roche *et al.* (1980), Le Maitre (2002), e discriminantes de ambiente tectônico, como os de Pearce *et al.* (1984) e Whalen *et al.* (1987).

A geração destes gráficos, diagramas e cálculos foram fundamentais para o desenvolvimento do trabalho, pois 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. Microscopia eletrônica de varredura (MEV)

Foi realizada uma sessão de 1h, com a análise de 2 lâminas delgadas, junto ao Centro de Microscopia Eletrônica da UFRGS (CME/UFRGS), com um microscópio eletrônico de varredura (MEV) da marca JEOL, modelo JSM 5800. O objetivo desta etapa foi a caracterização dos minerais opacos. O procedimento para análises no MEV é a metalização da lâmina ou amostra com C, Pd ou Au, realizado para a condução de elétrons pela amostra.

O princípio de funcionamento do MEV consiste na emissão de um feixe de elétrons por um filamento de tungstênio, por meio da aplicação de uma diferença de potencial que pode variar de 0,5 a 30 kV. Este feixe de elétrons é colimado para que sua parte mais coesa e sem interferências possa atingir a amostra. Quando esse feixe atinge a amostra, os elétrons dos elementos são arrancados, podendo ser das partes mais superficiais da amostra, gerando a imagem de elétrons secundários ou da parte mais interna, chamada imagem de elétrons retroespalhados (*backscattered electrons*), sendo, neste caso, os elétrons analisados aqueles arrancados por colisão elástica com o feixe.

Além disso, o MEV também possibilita uma análise química semi-quantitativa por meio do EDS (*energy dispersive x-ray detector*). Esta técnica funciona por meio de um detector que capta a energia liberada pelas mudanças de níveis energéticos dos átomos excitados quando atingidos pelo feixe de elétrons. O pequeno diâmetro do feixe gera análises pontuais, excelentes para análises de

pequenos minerais e zonações internas, porém esta técnica não possibilita a utilização de padrões, o que a torna semiquantitativa.

3.3.4. Sistemas de Informações Geográficas

Segundo Eastman (1997), Sistemas de Informações Geográficas (SIG) pode ser definido como um sistema assistido por computador para aquisição, armazenamento, análise e visualização de dados geográficos. Neste sentido, foi gerado um banco de dados com as informações geológicas de todos os pontos checados e georreferenciados em campo, visando a plotagem no mapa digital no *software* Arcmap 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.

3.4. ETAPA DE INTEGRAÇÃO FINAL

Nesta etapa foi realizada a integração de todos dados coletados, visando à caracterização do vulcanismo dos Cerros Tupanci, Marçal e dos Picados e a sua relação com o vulcanismo Acampamento Velho no Rio Grande do Sul, envolvendo aspectos estratigráficos e petrológicos.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1. 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 14 km a oeste do município de São Sepé, compreendendo um retângulo na superfície terrestre, delimitado pelas coordenadas UTM 22S (*Datum* Córrego Alegre) 234000 m / 216000 m E e 6670000 m / 6650000 m N. As altitudes variam, desde áreas baixas, com cota de aproximadamente 70 m no N, NE e NW, onde ocorre predominantemente um relevo aplainado, característico da Depressão Periférica da Bacia do Paraná, até áreas mais altas, com cota de 230 m a S, SW e SE, onde concentram-se as coxilhas e colinas características do relevo do Escudo Sul-Rio-Grandense (Fig. 9).

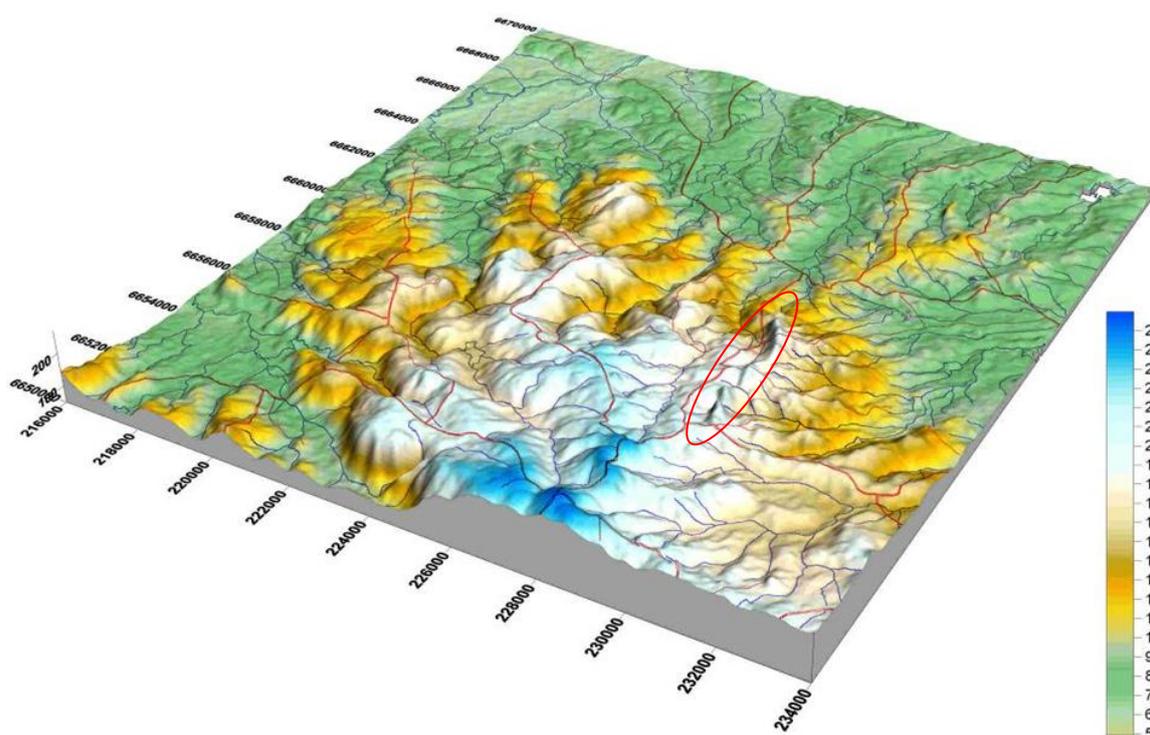


Figura 9 - MDE da região do Tupanci, a elipse vermelha destaca o Cerro Tupanci

Os rios da região encontram-se predominantemente encaixados em falhas, em zonas mais baixas, com orientação preferencial NE-SW. Nestas áreas concentram-se as unidades mais jovens, caracterizadas por depósitos cenozóicos aluvionares inconsolidados de areias e argilas. Cabe ressaltar que a noroeste da região correm as águas do Rio Vacacaí, um dos mais importantes do Estado.

As principais litologias do ESRG que ocorrem na região são vulcânicas ácidas relacionadas estratigraficamente a Formação Acampamento Velho, ocupando uma área de aproximadamente 39 km², distribuídas em três cerros conhecidos regionalmente como: Marçal, dos Picados e Tupanci, sendo o último a feição geomorfológica que mais se destaca na paisagem, dando nome a região (Fig. 10). Estas rochas serão descritas em detalhe a seguir, no item 4.2, tendo em vista que são o tema principal desta monografia.



Figura 10 - Panorâmica do Cerro Tupanci a partir da Estrada para o Cerro Marçal, evidenciando o contraste geomorfológico com as rochas de cobertura da Bacia do Paraná (Az.: 75°)

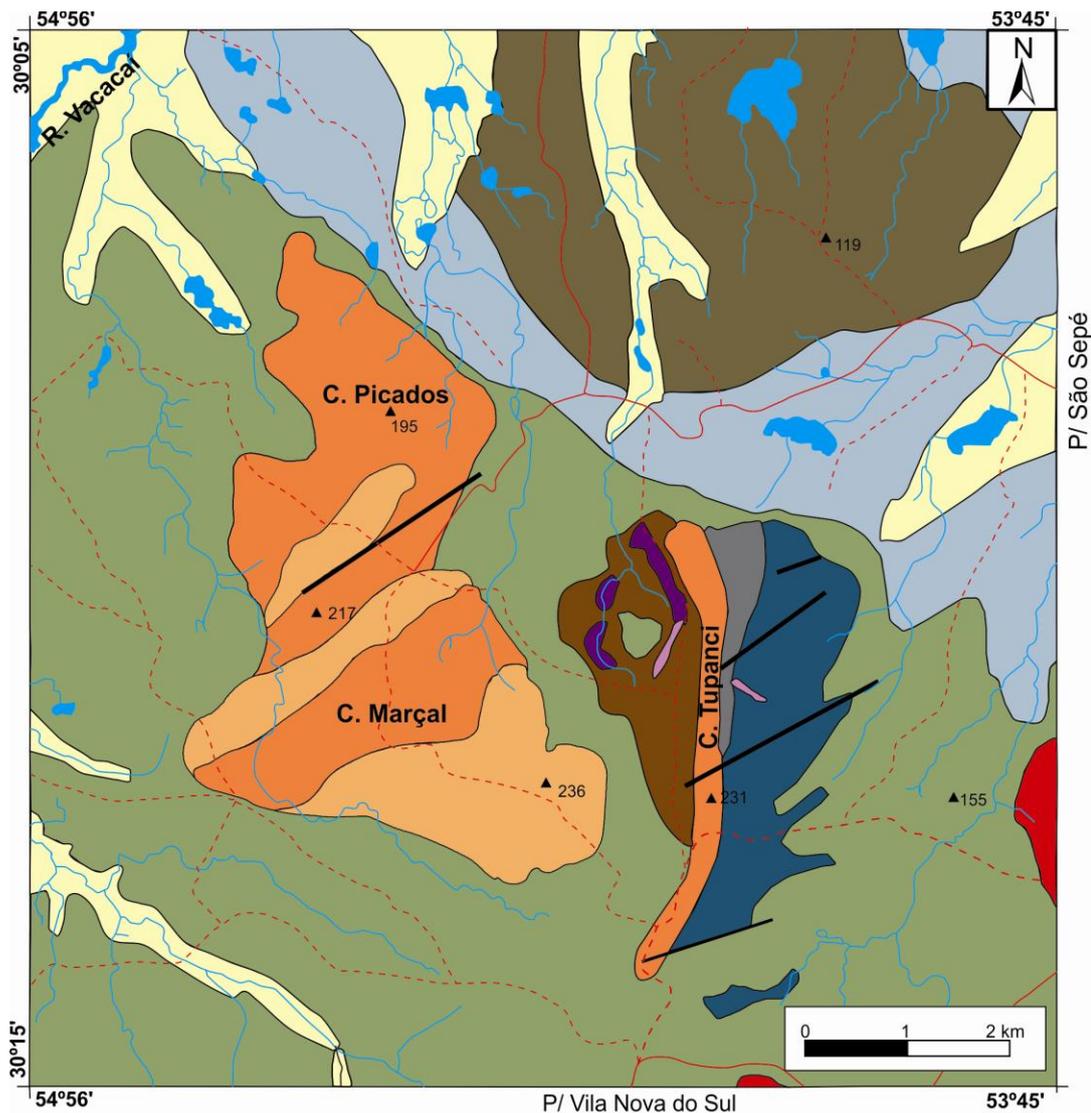
O embasamento destes vulcanitos ácidos é constituído pelo granito São Sepé; por rochas vulcânicas intermediárias (andesitos e lamprófiros) da Fm. Hilário; siltitos, ardósias e arcóseos da Formação Maricá; gnaisses e granitóides do Complexo Cambaí. A cobertura destas unidades é gonduânica, composta por rochas sedimentares da Bacia do Paraná (Fig. 11), que predominam na região, em uma área de aproximadamente 255 km², representadas pelas Formações Rio Bonito, Palermo e Irati, além de depósitos quaternários de areias e argilas de aluviões. O contato entre as unidades do ESRG e as da Bacia do Paraná é erosivo, ocorrendo por quebras do relevo e diferenças no padrão geomorfológico.



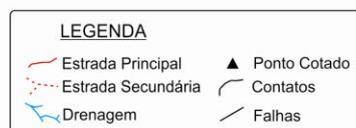
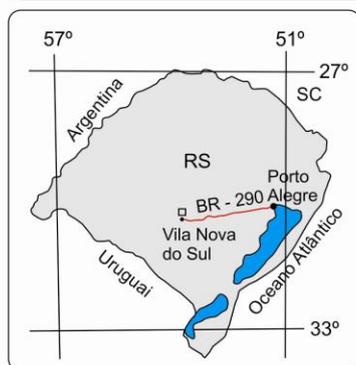
Figura 11 - Panorâmica a partir do topo do Cerro Marçal, mostrando a quebra do relevo no contato entre as unidades mais jovens da Bacia do Paraná e as do Escudo Sul-Rio-Grandense (Az.: 82°)

Outra característica contrastante entre as unidades é que nas rochas sedimentares da Bacia do Paraná a agricultura é intensificada, através da plantação de soja, o que não é possível nos terrenos vulcânicos ácidos, devido a baixa fertilidade natural do solo.

Esta organização estratigráfica da região, bem como os contatos entre as unidades, exceto aquelas adjacentes as vulcânicas ácidas, foram adaptados do trabalho de Menegotto e Medeiros (1976) e Roisenberg *et al.* (1986), e configuram as unidades do ESRG, inseridas no Domínio São Gabriel, como “janelas do embasamento soerguido”, como pode ser visualizado no mapa geológico simplificado da região na Figura 12 a seguir.



FOLHA RIO VACACAÍ (SH.22-Y-A-I-1) PARCIAL
Datum Horizontal: Córrego Alegre/MG - Sistema de Projeção: LAT/LONG



COLUNA ESTRATIGRÁFICA SIMPLIFICADA		
IDADE	UNIDADE	LITOLOGIA
Quaternário	—	Areias e Argilas Aluvionares
	Fm. Irati	Folhelhos siltícos e betum.
Permo - Carbonífero	Fm. Palermo	Folhelhos e Siltitos cinza
	Fm. Rio Bonito	Arenitos ferruginosos e silt.
	Fm. Ac. Velho	Riolitos
Ordoviciano Cambriano		Ignimbritos
		Granito São Sepé
	Fm. Hilário	Lamprófiro
		Andesitos
Eo - Cambriano	Gr. Maricá	Siltitos, Ardósias e Arcóseos
Pré - Cambriano	Complexo Cambaí	Microgranitos
		Granitóides deformados e xenólitos gnáissicos

Figura 12 – Mapa geológico simplificado da região do Tupanci
Fonte: modificado de Menegotto e Medeiros (1976)

O embasamento na região é representado por unidades pré-cambrianas, pertencentes ao Complexo Cambaí, com microgranitos, granitóides deformados e xenólitos gnáissicos a leste do Cerro Tupanci, em uma área de aproximadamente 12 km².

Entre o Cerro Tupanci e a porção central da região, compreendida pela Formação Rio Bonito, ocorrem as rochas mais antigas da Bacia do Camaquã na região, pertencentes à Formação Maricá, representadas predominantemente por siltitos (Fig. 13a) fortemente basculados e cataclasados (Fig. 13b). Subordinadamente ocorrem arcóseos e ardósias. Os litotipos da Fm. Maricá possuem um contato erosivo com as unidades vulcânicas da Formação Hilário e com a borda oeste do Cerro Tupanci, totalizando aproximadamente 8 km² da área de estudo.

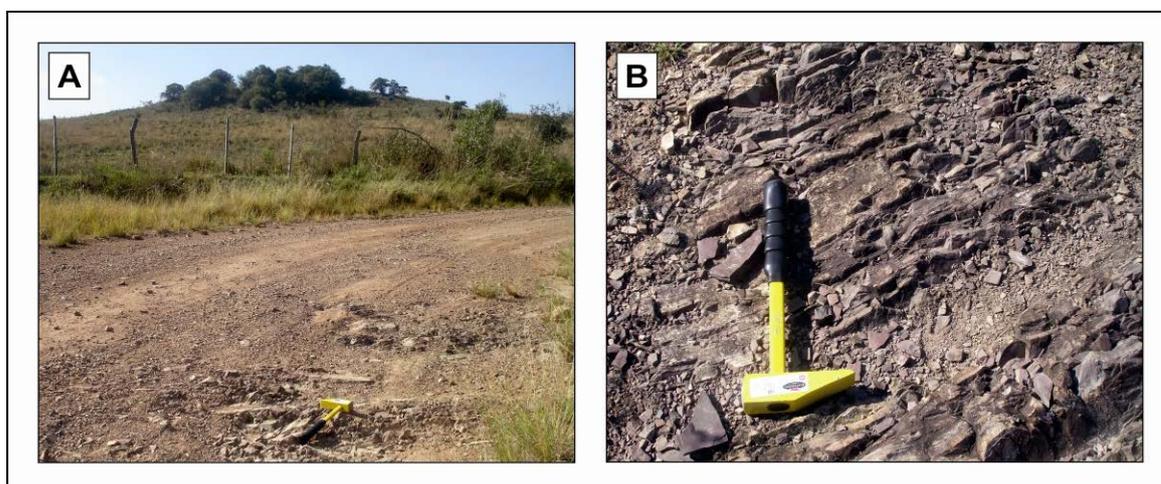


Figura 13 - Aspectos de campo da Formação Maricá: A) Afloramento de siltito em primeiro plano e crista do Cerro Tupanci ao fundo (fotografia no sentido leste); B) Detalhe do forte basculamento dos siltitos (65°/290°)

As rochas vulcânicas intermediárias são correlacionadas a Formação Hilário, um episódio vulcânico shoshonítico antecedente ao da Formação Acampamento Velho. Na região, são representadas por andesitos (Fig. 14) e lamprófiros que concentram-se ao norte do Cerro Tupanci em corpos isolados. Os andesitos ocorrem em lajeados, são porfíricos com fenocristais euédricos a subédricos de plagioclásio tabulares com comprimento variando de 0,5-1,0 cm, em uma matriz afanítica escura.



Figura 14 - Andesito da Formação Hilário

Os lamprófiros têm sido descritos em detalhe recentemente por Sartori *et al.* (2009) e Buckowski *et al.* (2010), como diques com direção N-NE, de espessura métrica, caracterizados por fragmentos líticos (Figs. 15a, 15c) de espessartitos e andesitos, com formas e dimensões variáveis (0,1- 10 cm), além de púmices alongados envoltos por uma matriz tufácea de composição espessartítica (Fig. 15b). Estas características permitem classificá-las como brechas-tufisíticas lamprofíricas. O termo brecha-tufisítica é aplicado a brecha-tufos intrusivos e relacionados a chaminés, diques e soleiras, nas quais os constituintes são de origem magmática (juvenil) acompanhados de fragmentos derivados da parede do conduto vulcânico e das encaixantes.

Além destas unidades da Formação Hilário também ocorrem conglomerados vulcanogênicos (Fig. 15d) com clastos de andesitos e lamprófiros, e feições de interação sedimento-lava, com a geração de peperitos.

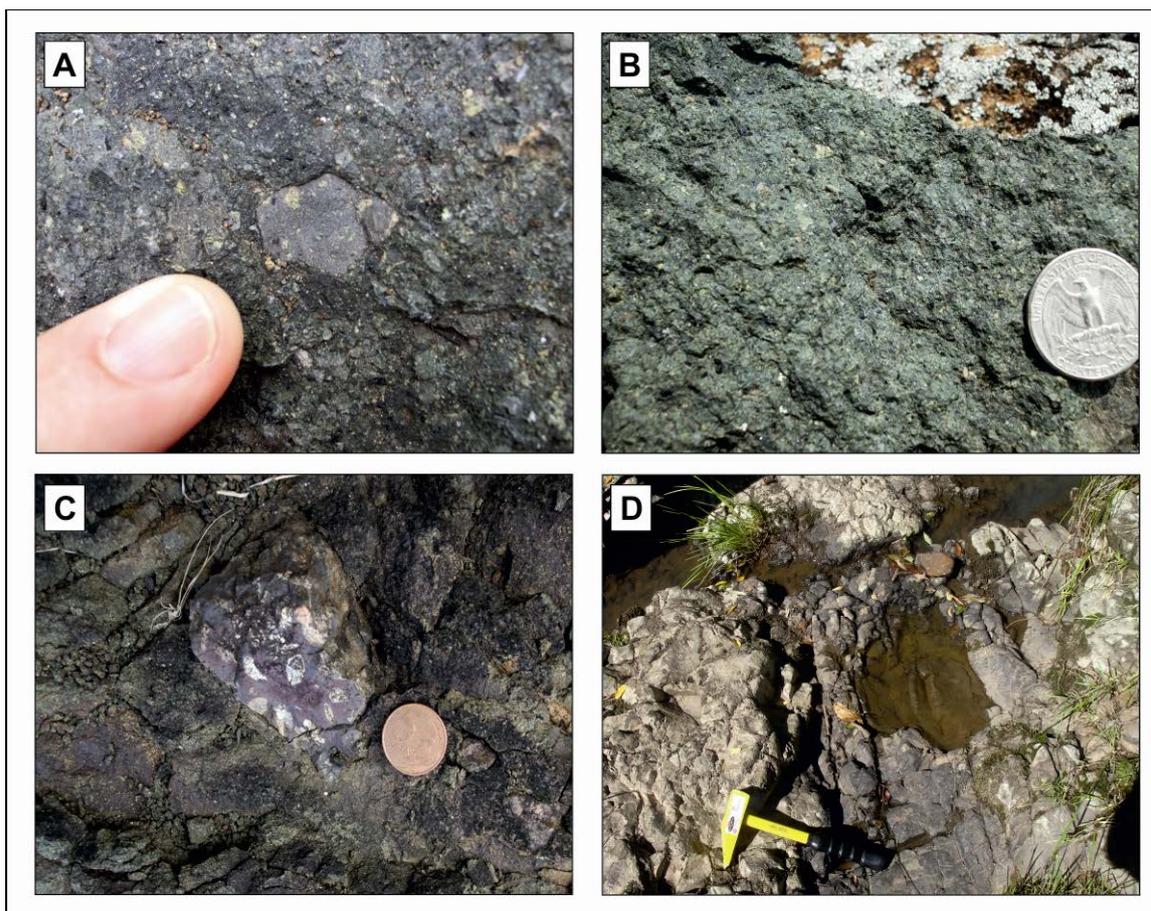


Figura 15 - Ocorrências correlacionadas a Formação Hilário na região: A) clasto de andesito na brecha-tufisítica lamprofírica; B) brecha-tufisítica lamprofírica; C) clasto de andesito; D) Afloramento do conglomerado vulcanogênico

O Granito São Sepé ocorre restrito ao extremo sudeste da área, quase completamente recoberto por rochas da Bacia do Paraná, em uma área de aproximadamente 0,2 km². Não foram visitados afloramentos desta unidade por falta de tempo, sendo sua ocorrência e delimitação extraídas da revisão bibliográfica.

4.2. FACIOLOGIA E PETROGRAFIA DAS ROCHAS VULCÂNICAS ÁCIDAS

Uma erupção vulcânica ocorre de duas formas: efusiva ou explosiva. As rochas efusivas são geradas por fluxo de lava ou intrusões sin-vulcânicas, podendo ter textura coerente (maciça) ou autoclástica (autobrechada) (McPhie *et al.*, 1993). Para as rochas efusivas descritas neste trabalho, a classificação petrográfica adotada baseou-se na composição dos fenocristais recalculada para 100%, segundo o sistema QAPF (Streckeisen, 1978), através de estimativa visual em amostra de mão e lâmina petrográfica. As descrições petrográficas destas rochas seguiram

principalmente Kerr (1977), Deer *et al.* (1992), Mackenzie (1995) e McPhie *et al.* (1993).

A atividade vulcânica explosiva gera os depósitos piroclásticos, a partir da fragmentação de rochas e/ou magma, onde as partículas são dispersas em um meio fluido representado por gases quentes e vapor. A estas partículas dá-se o nome de fragmentos piroclásticos, as quais são descritas como produtos da fragmentação do magma e das paredes das rochas encaixantes, e classificadas quanto a sua gênese, composição e granulometria (Sparks & Walker, 1973).

Quanto a gênese, os piroclastos podem ser juvenis (originados do próprio magma), cognatos (originados da fragmentação de rochas vulcânicas comagmáticas anteriormente formadas), acessórios (originados a partir da fragmentação da rocha encaixante ejetados durante a erupção) ou acidentais (clastos englobados aleatoriamente durante o transporte). Quanto a composição dos piroclastos podem ser vitroclastos (fragmentos de vidro vulcânico), cristaloclastos (fragmentos de cristais) ou litoclastos (fragmentos de rochas) (Fisher & Schmincke, 1984). Quanto a granulometria, os piroclastos podem ser divididos em bloco (fragmentos maiores que 64 mm), lapilli (fragmentos com tamanho entre 2 e 64 mm) e cinza (fragmentos menores que 2 mm).

A classificação das rochas piroclásticas pode ser litológica ou genética. A classificação litológica adotada neste trabalho baseia-se na classificação da IUGS (Le Maitre, 1989, 2002), que fundamenta-se na granulometria, tipo e distribuição dos fragmentos, bem como no grau de soldagem do depósito. Esta classificação permite a separação dos depósitos piroclásticos quanto ao seu grau de seleção (Fig. 16) de acordo com a granulometria dos fragmentos piroclásticos (Tabela 3).

Tabela 3 - Classificação granulométrica de depósitos piroclásticos unimodais bem selecionados

Tamanho de grão do fragmento (mm)	Fragmento piroclástico dominante	Depósito piroclástico	
		Depósito inconsolidado (Tefra)	Rocha piroclástica
↑ Maior 64mm 2mm 1/16mm Menor	Bomba	Aglomerado ou tefra de bombas	Aglomerado
	Bloco	Depósito ou tefra de blocos	Brecha piroclástica
	Lapilli	Depósito de lapilli	Lapillito
	Cinza grossa	Depósito de cinzas grosso	Tufo grosso
	Cinza fina	Depósito de cinzas fino	Tufo fino ou tufo a pó

Fonte: adaptado de Fisher (1961); Schmid (1981) e Sommer *et al.* (2003)

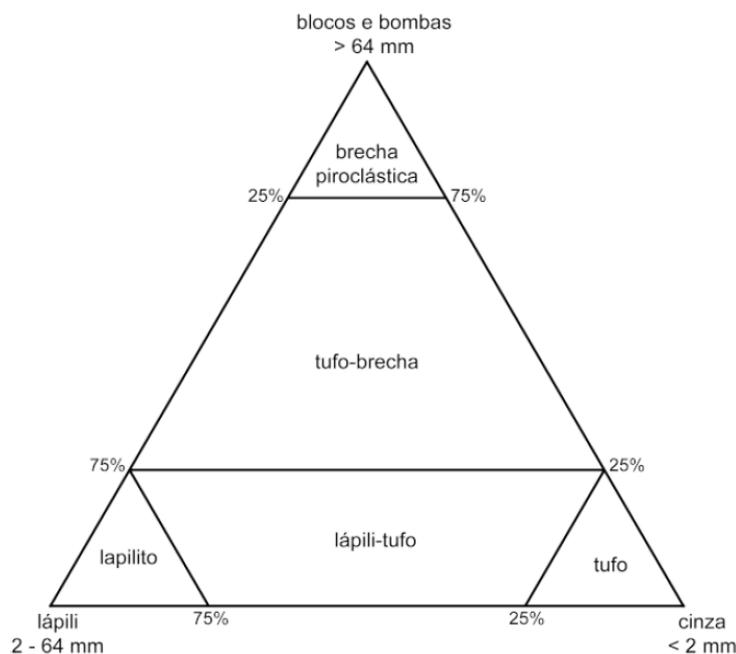


Figura 16 - Classificação granulométrica para depósitos piroclásticos primários polimodais
 Fonte: adaptado de Fisher (1966); Sommer *et al.* (2003)

A classificação genética dos depósitos piroclásticos baseia-se na idéia de que as erupções explosivas podem ser depositadas por três diferentes mecanismos: fluxo de massa; tração e suspensão, gerando assim, três principais tipos de depósitos piroclásticos primários: de fluxo, *surge* e queda (McPhie *et al.*, 1993).

Neste trabalho, interessam os depósitos cujo principal mecanismo de transporte dos fragmentos é o fluxo de massa, chamados de depósitos de fluxo piroclástico (Sparks & Walker, 1973). Estes depósitos têm sua origem no movimento lateral de piroclastos como um fluxo quente, com alta concentração de partículas, controlado pela gravidade, que em algumas vezes, pode atingir uma condição parcialmente fluidizada (Sommer *et al.*, 2003).

Mais especificamente, interessam os depósitos ignimbríticos. A definição de ignimbrito seguida possui, logo, caráter genético, e pode ser sintetizada em “rocha ou depósito formado a partir de uma ou mais unidades de fluxo piroclástico de púmice (*pumice-flow*), independente de estar soldado ou não”. O fluxo piroclástico de púmice é aquele em que as correntes de densidade piroclástica apresentam mais de 30% de púmice. Os depósitos geralmente são maciços e mal-selecionados, com fragmentos de lápili-púmice imersos numa matriz de tamanho cinza, composta por partículas vítreas (*shards*), cristaloclastos e púmices menores que 2mm (Cas & Wright, 1987).

A soldagem é um processo de modificação pós-deposicional, assim como a desvitrificação. Na soldagem, através da deformação plástica de fragmentos de púmices quentes, *shards*, litoclastos e cristaloclastos, ocorre a diminuição da porosidade e aumento da densidade dos depósitos, gerando os ignimbritos soldados. É controlada especialmente pela viscosidade do vidro (da fração púmice e dos vitroclastos), pelo conteúdo de litoclastos e pela carga litostática vinculada a espessura do depósito (Sommer *et al.*, 2003).

As diferenças texturais das rochas piroclásticas foram utilizadas para a separação em fácies de diferentes granulometrias e composições dos fragmentos, a fim de auxiliar na interpretação e reconstrução parcial do ambiente vulcânico.

Os aspectos observados em campo e em laboratório permitiram identificar duas formas de ocorrência para as rochas vulcânicas ácidas na área de estudo: intrusivas (riolitos hipabissais) e extrusivas (lavas riolíticas e ignimbritos riolíticos). Além disso, pôde-se também separar as ocorrências em dois regimes vulcânicos: efusivos (lavas riolíticas e riolitos hipabissais) e explosivos (ignimbritos). Predominam na região rochas efusivas nos Cerros Tupanci e dos Picados, e ignimbritos no Cerro Marçal. O desenho esquemático da Figura 17 mostra as divisões e subdivisões propostas para as rochas vulcânicas ácidas da região.

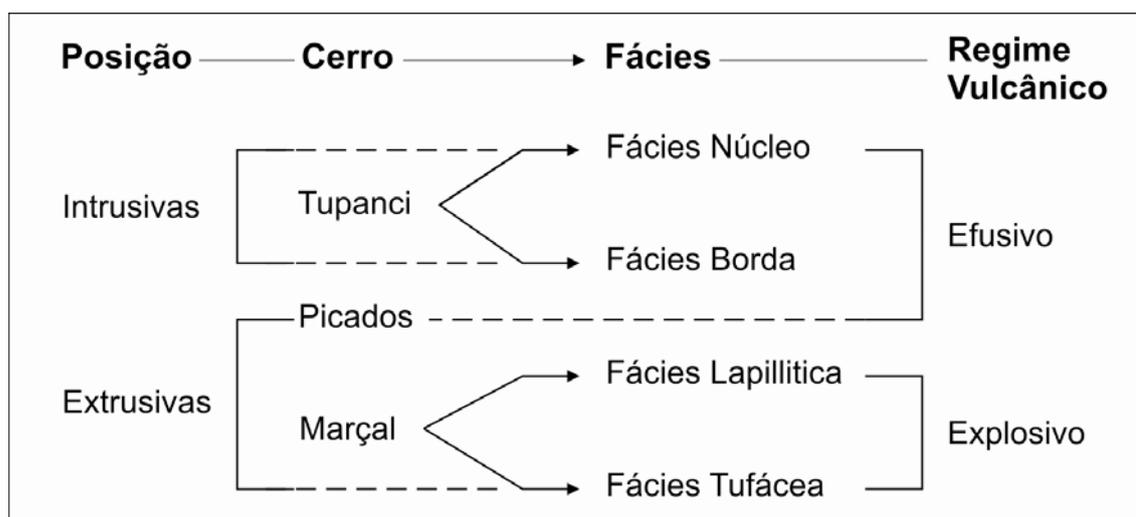


Figura 17 - Diagrama esquemático com as separações adotadas no trabalho, os diferentes regimes vulcânicos e formas de posicionamento observados

Pode-se visualizar no mapa de pontos do apêndice A os 18 pontos que possuem lâmina delgada, sendo 5 do Cerro Tupanci, 6 do Cerro dos Picados e 7 do

Cerro Marçal. A seguir as unidades/fácies são descritas com maior detalhamento dentro das suas regiões de ocorrência.

4.2.1. Cerro Tupanci (CT)

O Cerro Tupanci (Fig. 18) é representado por um corpo alongado no sentido N-S, interpretado a partir de suas características de campo e laboratório como uma Intrusão sub-vulcânica. Possui geometria retangular, com aproximadamente 5,2 km de comprimento por 200 m de largura, totalizando uma área de cerca de 1,03 km² que destaca-se na região por ser uma importante feição geomorfológica colinosa, com altitudes máximas variando entre 200 m e 230 m, contrastantes com as das áreas adjacentes, de aproximadamente 170 m. Os melhores afloramentos ocorrem como campos de matacões tanto nas encostas quanto no topo do Cerro. O corpo é delimitado pelas coordenadas UTM 22S (*Datum* Córrego Alegre) 228677 m / 229362m E e 6659073 m / 6654459 m N, truncado por falhas no sentido NE-SW, que o segmentam em zonas descontínuas, gerando zonas de cataclase com cominuição dos grãos.



Figura 18 - Panorâmica do Cerro Tupanci a partir da estrada na borda sul do Cerro Marçal (Az.: 48°)

As rochas dividem-se em duas fácies efusivas, uma de núcleo e outra de borda. De maneira geral, a fácies de núcleo possui um enriquecimento em fenocristais em relação a borda, que, por sua vez, possui um afinamento no tamanho de grão destes em relação ao núcleo. Além disso, na fácies de borda observa-se

intensa foliação de fluxo ígneo, enquanto na fácies de núcleo a rocha encontra-se maciça. A seguir estão detalhadas cada uma delas.

4.2.1.1. Fácies de núcleo (FN)

As rochas da porção de núcleo do corpo afloram em campo de matações e lajeados ao longo do Cerro (Fig. 19a). Possuem coloração rosa-avermelhada devido ao intemperismo, são holocristalinas e apresentam textura porfirítica como feição dominante, caracterizada por fenocristais euédricos a subédricos de feldspato alcalino e quartzo, imersos em uma matriz afanítica (Fig. 19b). Macroscopicamente, pode-se classificar as rochas como riolitos.

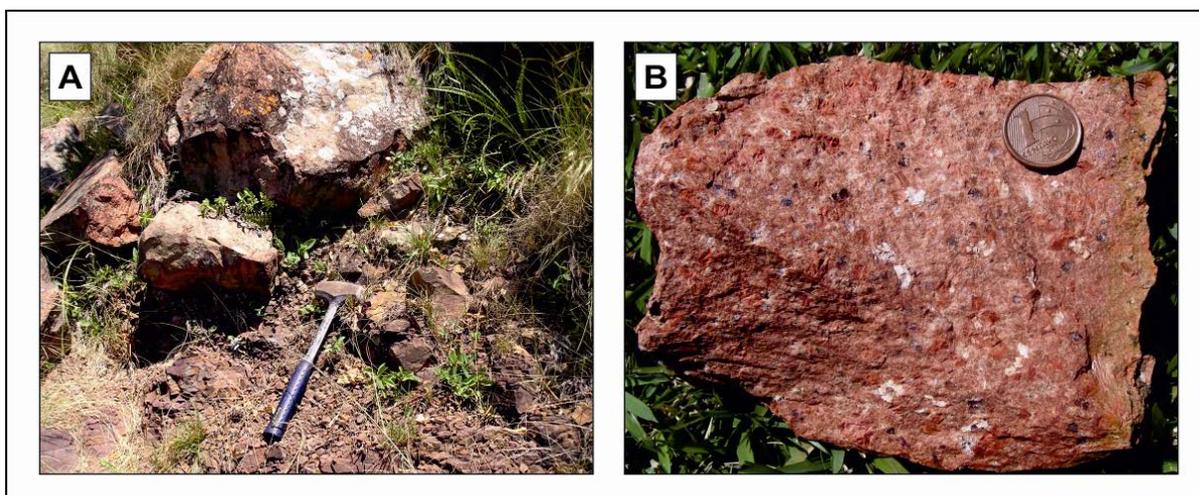


Figura 19 - Aspectos gerais de campo da FN do Cerro Tupanci: A) afloramento; B) riolito porfirítico

Os fenocristais de feldspato alcalino (Fig. 20b) são hipidiomórficos, prismáticos, por vezes alongados, com comprimento variando desde 1,5 até 2,5 mm. Alguns cristais apresentam macla simples (*Carlsbad*) e micropertitas. Ocorrem incolores a luz natural, com uma forte argilização/oxidação como processo secundário. À luz polarizada possuem baixa birrefringência (~ 0.007) e baixo ângulo de extinção ($\sim 5^\circ$). São classificados como Sanidina, devido ao ângulo 2V baixo (0° a 12°) e a paragênese de alta temperatura (rochas sub-vulcânicas ácidas alcalinas).

Os fenocristais de quartzo ocorrem em algumas porções em agregados, caracterizando uma textura glomeroporfirítica (Fig. 20a). São também subédricos a euédricos, esféricos, com diâmetro variando de 1 - 2,5 mm (Fig. 20d) e feições de

reabsorção pela matriz, mostrando golfos de corrosão em alguns grãos (Fig. 20c). São incolores, sem clivagem e apresentam extinção abrupta predominantemente, classificados como quartzo- β , devido as feições de alta temperatura observadas.

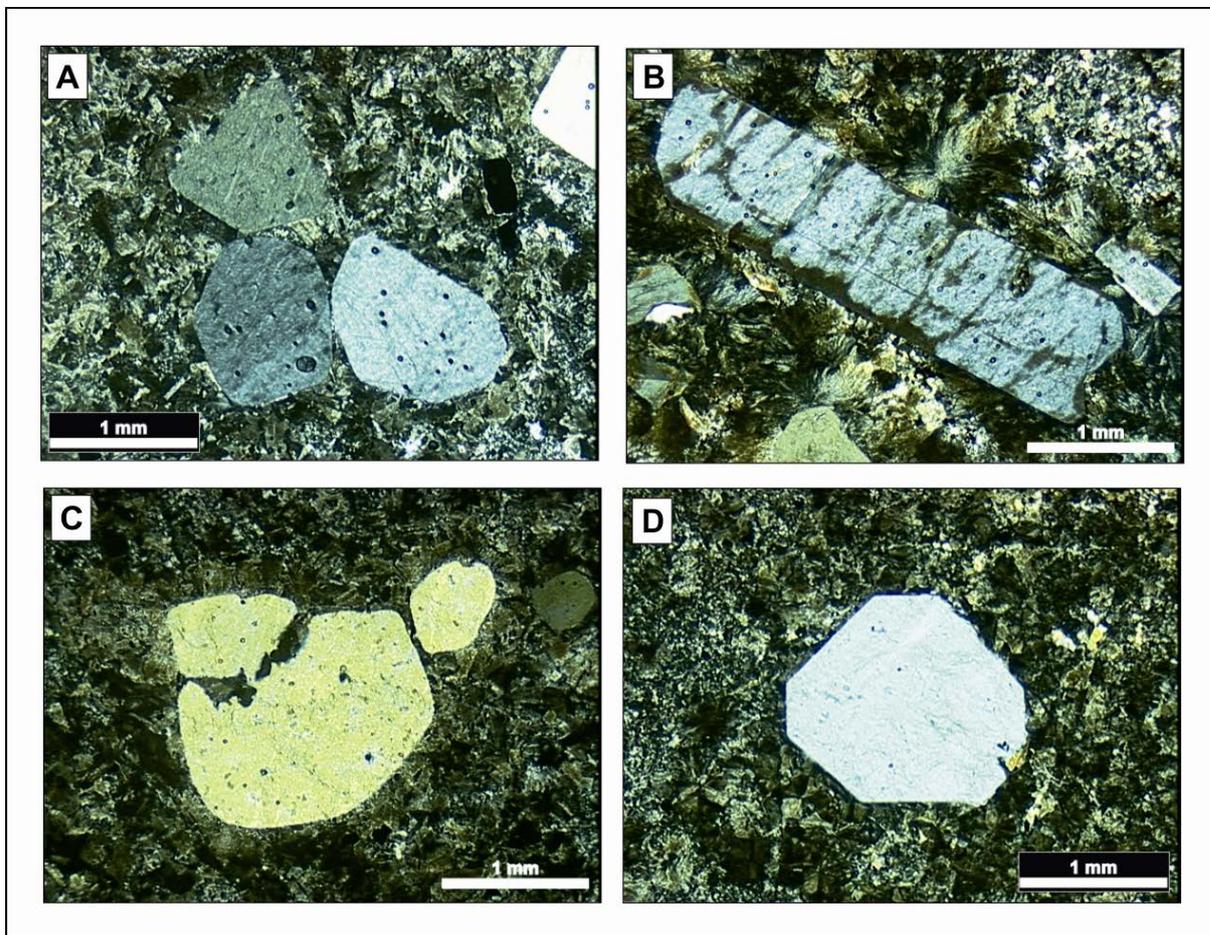


Figura 20 - Fenocristais da FN do Cerro Tupanci: A) textura glomeroporfirítica dos fenocristais de quartzo – LP; B) fenocristal de K-feldspato com micropertitas – LP; C) grão de quartzo mostrando feições de reabsorção pela matriz; D) grão de quartzo euédrico

Além de quartzo e K-feldspato, também ocorrem microfenocristais de minerais opacos, zircão, apatita e máficos alterados como minerais acessórios disseminados nas amostras. Os opacos foram identificados no MEV e através da sua forma cúbica característica como pirita (Fig. 21).

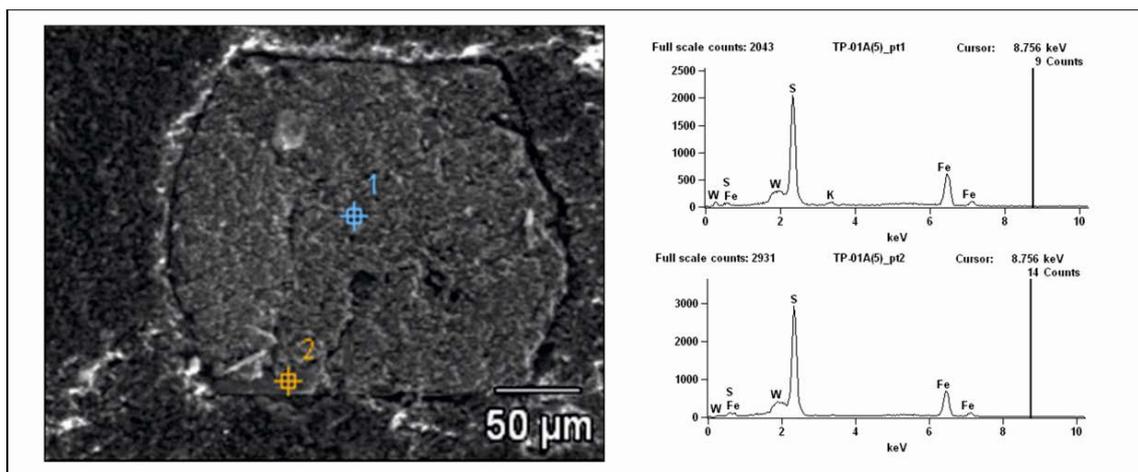


Figura 21 - Mineral opaco analisado no MEV e classificado como Pirita

Os minerais máficos são raros, e ocorrem transformados pseudomorficamente para uma massa de anfibólio+clorita, além de pequenos (~0,05mm) prismas aciculares de anfibólio de cristalização tardia na matriz. Ocorrem ainda alguns restos de um mineral máfico de cor azulada a LN, corroído, interpretado em trabalhos anteriores (e.g. Menegotto & Medeiros, 1976; Roisenberg *et al.*, 1986) como anfibólio sódico (arfvedsonita), que poderia ser utilizado para indicar a peralcalinidade das rochas.

A matriz é constituída por um resíduo de cristalização caracterizado pelo arranjo em mosaico de micrólitos e cristálitos de quartzo e feldspato em textura microcristalina a criptocristalina, além de prismas aciculares de anfibólio de cristalização tardia. Observa-se textura esferulítica (Fig. 22a) de desvitrificação em alta temperatura, na qual ocorre a formação de agregados fibrorradiados de quartzo e K-feldspato crescendo a partir de um núcleo comum. Estes esferulitos encontram-se predominantemente com morfologia esférica, sozinhos ou ao redor dos fenocristais (Fig. 22b). Além desta feição, também ocorrem texturas micrográfica (Fig. 22c) e granofírica cuneiforme (Fig. 22d) de intercrescimento entre o feldspato alcalino e o quartzo na matriz.

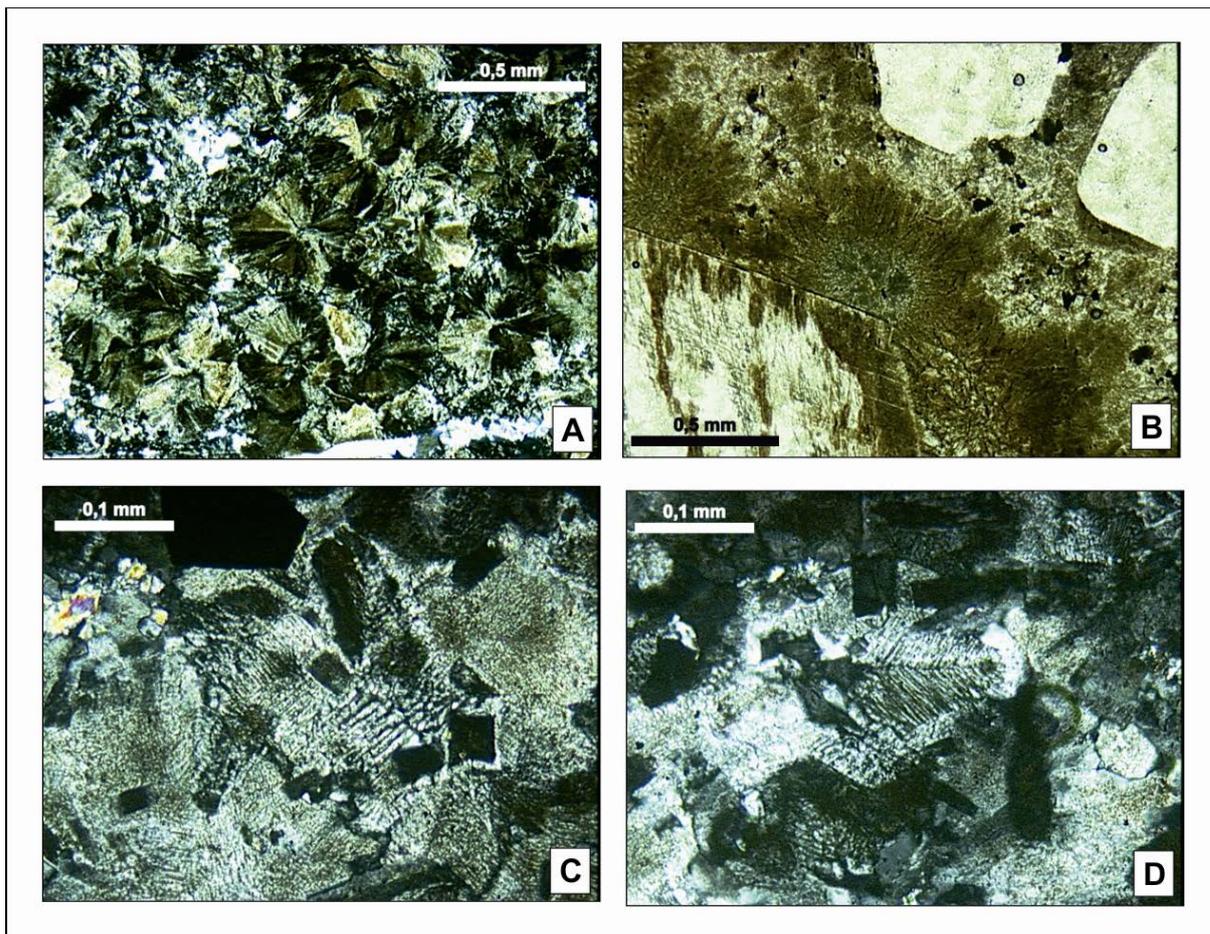


Figura 22 - Feições da matriz da FN do Cerro Tupanci: A) textura esferulítica de desvitrificação em alta temperatura – LP; B) textura esferulítica ao redor dos fenocristais – LN; C) textura micrográfica – LP; D) textura granofírica cuneiforme – LP

A porcentagem mineralógica foi adquirida através de estimativa visual. Com isso, a matriz corresponde à cerca de 70%, enquanto os fenocristais à 30%, com os minerais essenciais correspondendo a 60% (quartzo) e 40% (K-feldspato). Segundo o diagrama QAPF (Streckeisen, 1978) e as recomendações da IUGS (Le Maitre, 1989; 2002), com base na composição mineralógica dos fenocristais de minerais essenciais, estas rochas podem ser classificadas como **feno-riolitos**. Os minerais acessórios, máficos e opacos não totalizam mais de 5% em nenhuma amostra, sendo assim, não foram utilizadas para nomear a rocha.

4.2.1.2. Fácies de Borda (FB)

As rochas da fácies de borda afloram na porção sul do Cerro e possuem uma composição mineralógica similar as de núcleo, são holocristalinas e também classificadas como **feno-riolitos**, porém com um empobrecimento na relação fenocristais (15%) / matriz (85%) e uma evidente foliação de fluxo marcada por níveis com diferentes graus de cristalinidade e atitudes variadas (Fig. 23a). A porcentagem de acessórios, opacos e máficos também não supera 5%. A argilização ocorre intensa, deixando as rochas com coloração mais clara e mais friáveis, sendo utilizadas na região como material para pavimentação de estradas (Fig. 23b).

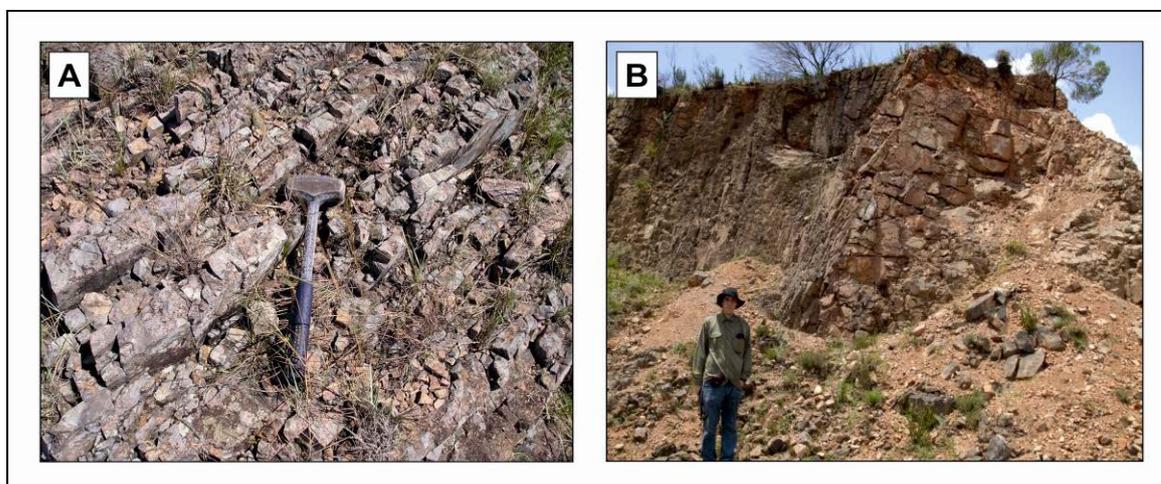


Figura 23 - Aspectos de campo da FB do Cerro Tupanci: A) afloramento com foliação de fluxo e fraturamento intenso; B) afloramento em pedra

Destaca-se e também justifica a separação destas rochas em uma fácies, a ocorrência da intensa foliação de fluxo ígneo, caracterizada por finos níveis de granularidades diferentes na matriz, na maioria das vezes constituídos por alinhamentos de quartzo, feldspatos e minerais opacos com textura que variam desde microcristalina até criptocristalina. O fluxo de alta viscosidade é evidenciado devido a geração dos diferentes níveis de desvitrificação e consequente granulometria que se processaram sobre a matriz. Os principais processos de desvitrificação atuantes caracterizam-se pela formação de texturas granofíricas, esferulítica e axiolítica (Fig. 24a).

A foliação encontra-se tão marcante que é possível confundí-la com fragmentos de púmices estirados (*fiammes*), porém possuem uma continuidade em toda lâmina que um púmice não possuiria, por mais achatado e estirado que

estivesse. Esta capacidade de grandes fluxos riolíticos imitarem ignimbritos reomórficos, e conseqüentemente mostrando feições típicas de lavas e tufo simultaneamente, é descrita por Manley (1995), o qual nomeia estas rochas como “*tuff-like rhyolites*”, destacando também o termo “*microbreccia*” para os fragmentos de vidro/fenocristais quebrados (Fig. 24b). Para McPhie *et al.* (1993), o termo “*pseudofiamme*” deve ser utilizada para todas as feições que se pareçam com *fiammes* porém com a origem incerta. Na Figura 11 é possível visualizar a continuidade da foliação ígnea em uma fotomicrografia panorâmica da lâmina.

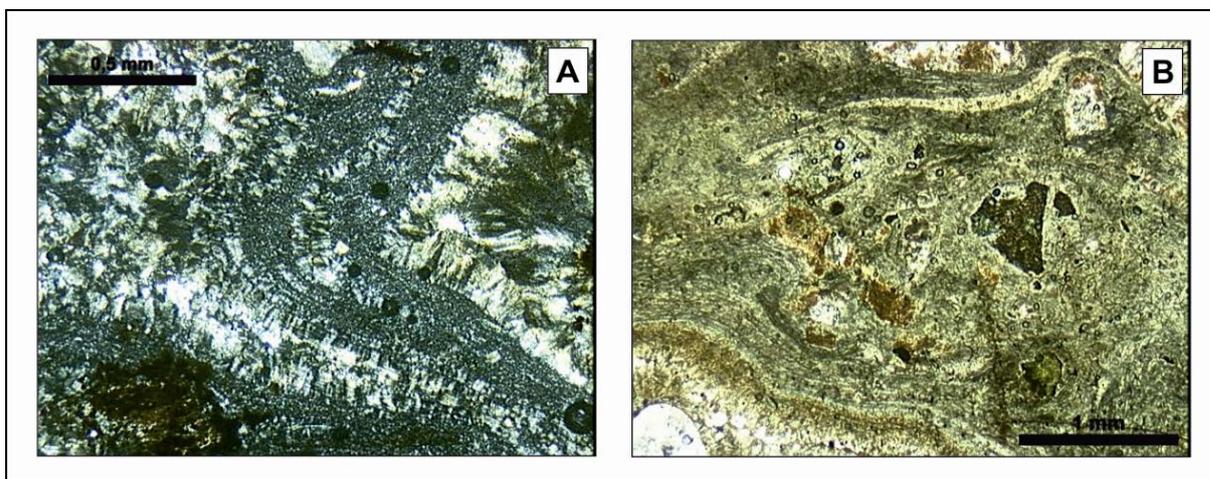


Figura 24 - Foliação de fluxo na FB do Cerro Tupanci: A) textura axiolítica de desvitrificação da foliação ígnea - LP; B) litoclastos da Fm. Maricá, alguns fenocristais quebrados caracterizando as microbrechas - LN

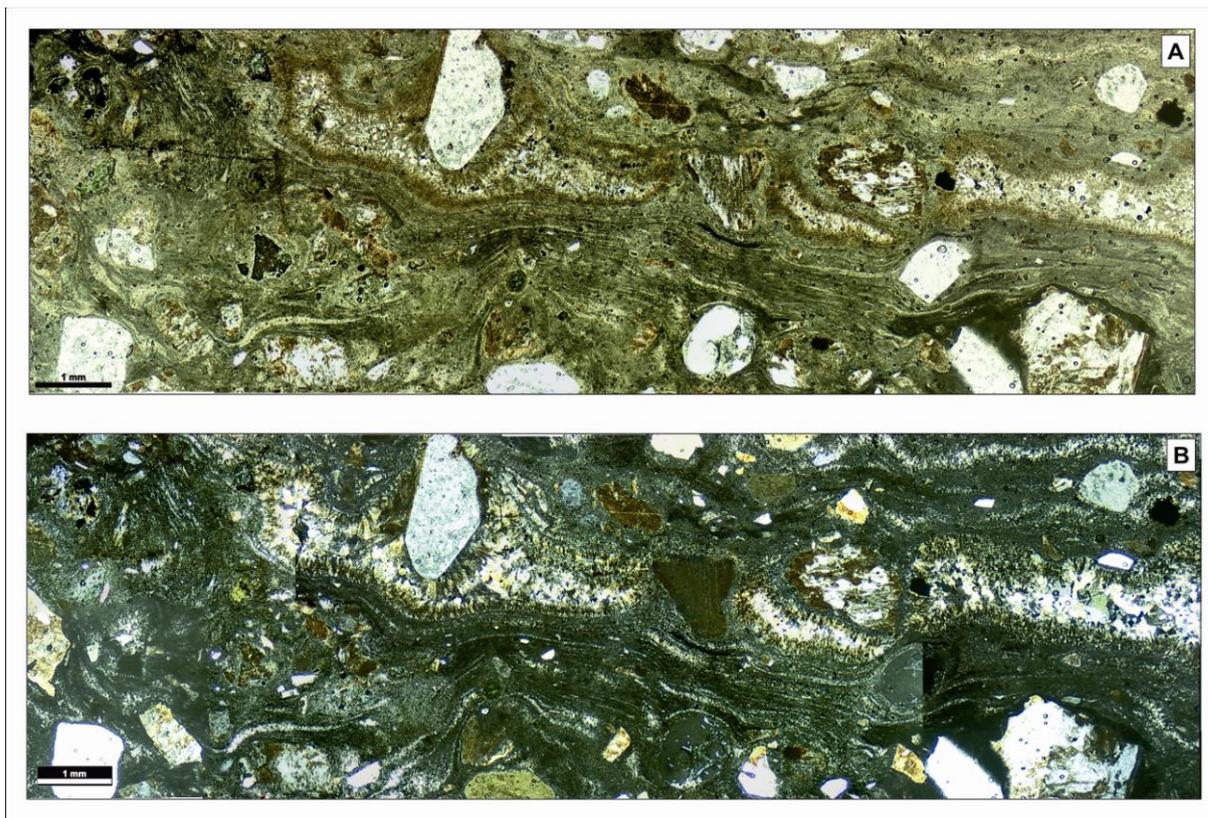


Figura 25 - Panorâmica da lâmina com as feições microscópicas da FB do Cerro Tupanci, mostrando a continuidade da foliação de fluxo e os níveis com granularidades diferentes: A) luz natural; B) luz polarizada

A foliação de fluxo apresenta-se usualmente formando microdobras e rotacionando ou envolvendo os cristais, como pode ser visto na fotomicrografia panorâmica da Figura 25. Os fenocristais de K-feldspato (Fig. 26a) apresentam-se similares aos da porção de núcleo, tabulares, hipidiomórficos, por vezes prismáticos, com micropertitas e macla de Baveno (Fig. 26d), além da macla simples de *Carlsbad*. Ocorrem incolores a luz natural, com processo secundário de argilização/oxidação. À luz polarizada possuem também as mesmas características dos da FN, com baixa birrefringência (~ 0.007) e baixo ângulo de extinção ($\sim 3^\circ$). Sendo assim, classificados também como Sanidina, devido ao ângulo 2V baixo (0° a 12°) e a paragênese de alta temperatura (rochas sub-vulcânicas ácidas alcalinas).

Os fenocristais de quartzo apresentam-se subédricos a euédricos e, assim como os da FN também são de alta temperatura, com maior frequência de golfos de corrosão e geometria amebóide (Fig. 26b). Alguns grãos evidenciam a alta viscosidade do fluxo, devido ao fato de estarem se quebrando em porções da lâmina, com textura *jigsaw-fit* (Fig. 26c), caracterizando microbrechas. Apresentam-

se com extinção abrupta dominante, ondulante ocorre subordinadamente, incolores e sem clivagem. Também ocorrem em algumas porções com textura glomeroporfirítica, assim como na FN (Fig. 26e).

Ocorrem ainda restos de minerais máficos pseudomorfizados para clorita, amígdalas preenchidas por uma massa de opacos + clorita (Fig. 26f) e fragmentos de rochas sedimentares da Fm. Maricá, encaixante do Cerro Tupanci. Os fenocristais são menores do que os da FN, com cristais de quartzo de diâmetro aproximadamente 1,0 mm e K-feldspato com comprimento variando entre 0,5 e 1,5 mm.

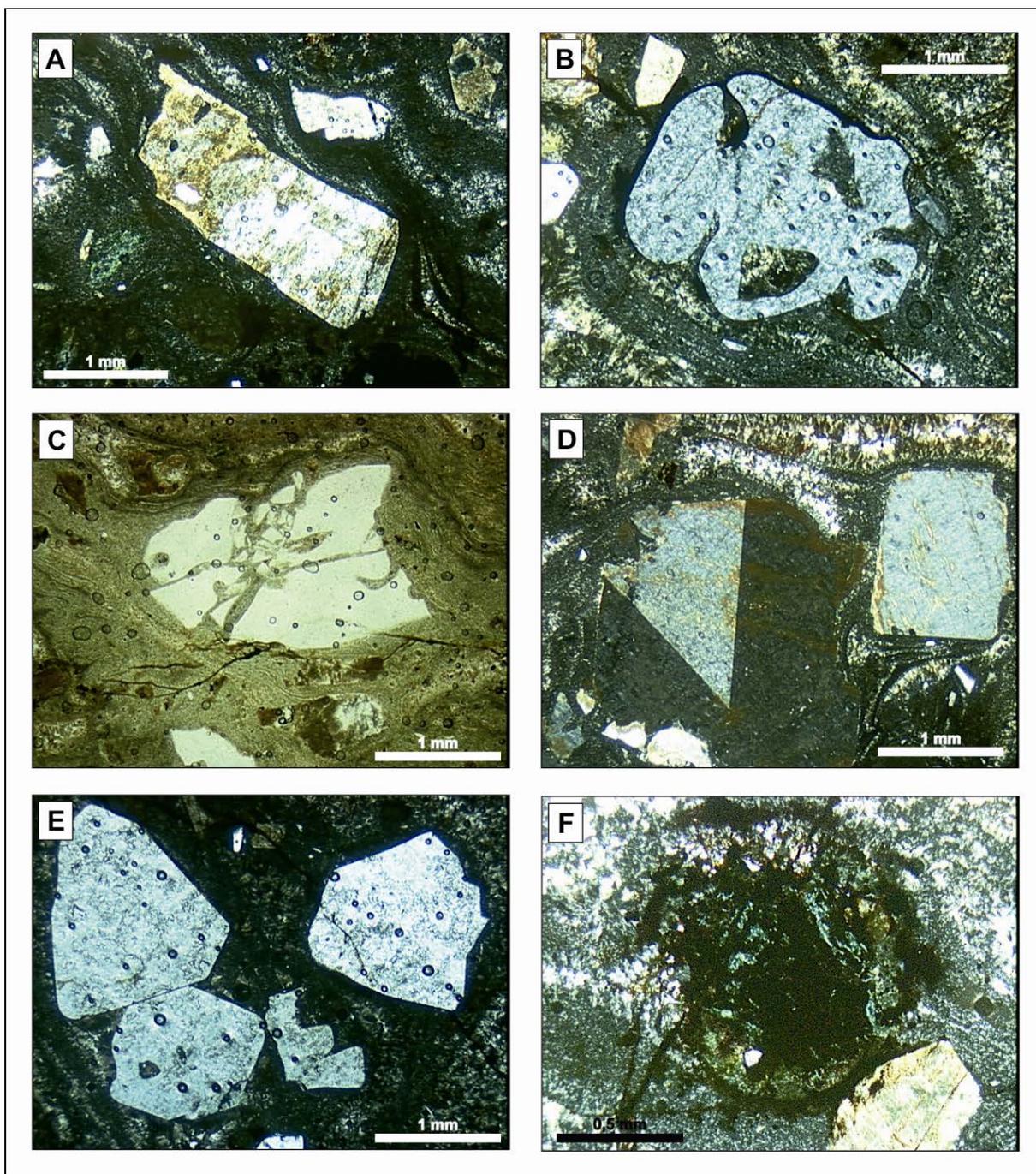


Figura 26 - Fenocristais da FB do Cerro Tupanci: A) K-feldspato – LP; B) quartzo com fortes feições de reabsorção pela matriz, geometria amebóide – LP; C) qzo microbrechado, com textura *jigsaw-fit* - LN; D) macla de baveno em fenocristal de K-feldspato - LP; E) textura glomeroporfirítica dos grãos de quartzo - LP; F) amígdala preenchida por opacos + clorita - LP

4.2.2. Cerro dos Picados (CP)

O Cerro dos Picados é representando por rochas efusivas, riolíticas porfíricas com fenocristais de quartzo e K-feldspato, semelhantes as da FN do Cerro Tupanci, porém macroscopicamente com uma matriz escura, de aspecto vítreo (Fig. 27). Apresentam-se menos alterados pelo intemperismo, com cor vermelha-escura a castanha.



Figura 27 - Riolito porfírico com matriz de aspecto vítreo

A delimitação geomorfológica deste corpo e sua separação em relação ao Cerro Marçal é difícil, por ambos apresentarem uma regularidade na topografia, com um conjunto de colinas com cota máximas de aproximadamente 200 m, limitadas por zonas de falhas de orientação aproximadamente NE-SW, gerando zonas de catáclase nos afloramentos e regiões mais baixas no relevo com drenagens encaixadas (Fig. 28).



Figura 28 - Panorâmica a partir do topo do Cerro dos Picados (vista norte) mostrando a morfologia em colinas característica e ao fundo a Bacia do Paraná

Observa-se foliação de fluxo com atitudes extremamente variadas, desde sub-horizontal até sub-vertical, além de porções com autobrechação incipiente (Fig.

29a). Cabe destacar que na borda sul do corpo, próximo ao Cerro Marçal, é possível observar estrutura esferulítica de desvitrificação das rochas em afloramento (Fig. 29b).

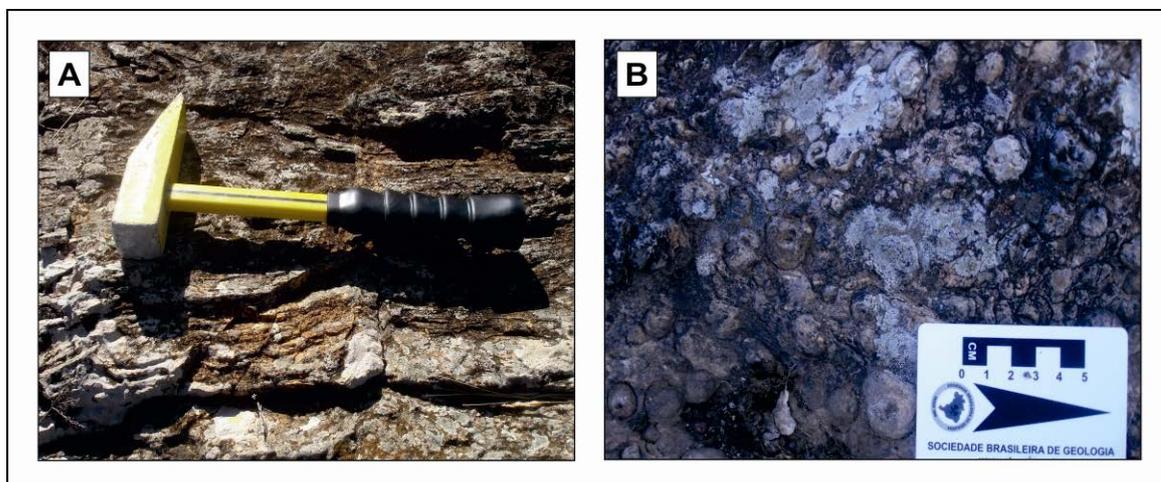


Figura 29 - Detalhe das estruturas em afloramento dos riolitos do Cerro dos Picados: A) foliação de fluxo começando a se autobrechar; B) esferulitos caracterizando a desvitrificação em alta temperatura

Os fenocristais de quartzo são também subédricos a euédricos, esféricos, com diâmetro variando de 1 a 2 mm, fortes feições de reabsorção pela matriz, mostrando golfos de corrosão, geometria amebóide em alguns grãos (Fig. 30a) e bordas corroídas (Fig. 30b). São incolores, sem clivagem e apresentam extinção abrupta predominantemente, classificados como quartzo- β , devido as características de alta temperatura observadas. Ocorrem ainda como inclusões dentro dos fenocristais de K-feldspato.

Os fenocristais de feldspato alcalino (Fig. 30c) são hipidiomórficos, com hábito variando de tabular a prismático, por vezes alongados, com comprimento entre 0,5 e 2 mm. Ocorrem incolores a luz natural, com processos secundários de argilização/oxidação principalmente sobre as fraturas. Alguns cristais apresentam-se acunhados em uma das extremidades ou com feições de reação com a matriz, com as bordas difusas, além de também ocorrerem com micropertitas. À luz polarizada possuem macla simples (Carlsbad), baixa birrefringência e ângulo de extinção (aproximadamente 0.006 e 5° , respectivamente). Assim como os do Cerro Tupanci, são classificados como Sanidina, devido ao ângulo $2V$ baixo (0° a 12°) e a paragênese de alta temperatura. Em porções das lâminas os fenocristais encontram-se em agregados caracterizando a textura glomeroporfirítica.

Assim como no Cerro Tupanci, ocorrem microfenocristais de minerais opacos, zircão e apatita como minerais acessórios. Adicionalmente também ocorre biotita e epidoto (pistacita), verde e com alta birrefringência característica. Os minerais máficos são mais frequentes que no CT, compostos predominantemente por biotita. Subordinadamente, assim como no CT, ocorrem máficos completamente pseudomorfizados para uma massa de clorita+biotita, não sendo possível reconhecer o original. Os grãos de biotita são subédricos, com 0,5-1mm de diâmetro, variando de marrom a verde, em algumas porções já alterados em parte para clorita e com alta birrefringência. Possuem apenas uma direção de clivagem e ocorrem por vezes com textura poiquilítica ou em agregados associados as cloritas, substituindo provavelmente anfibólio. A identificação de biotita nestas amostras é importante para contestar a peralcalinidade do sistema que seria, por sua vez, evidenciada pela presença de restos de anfibólio sódico (Fig. 30d), azulado, tanto nestas como nas amostras do Cerro Tupanci.

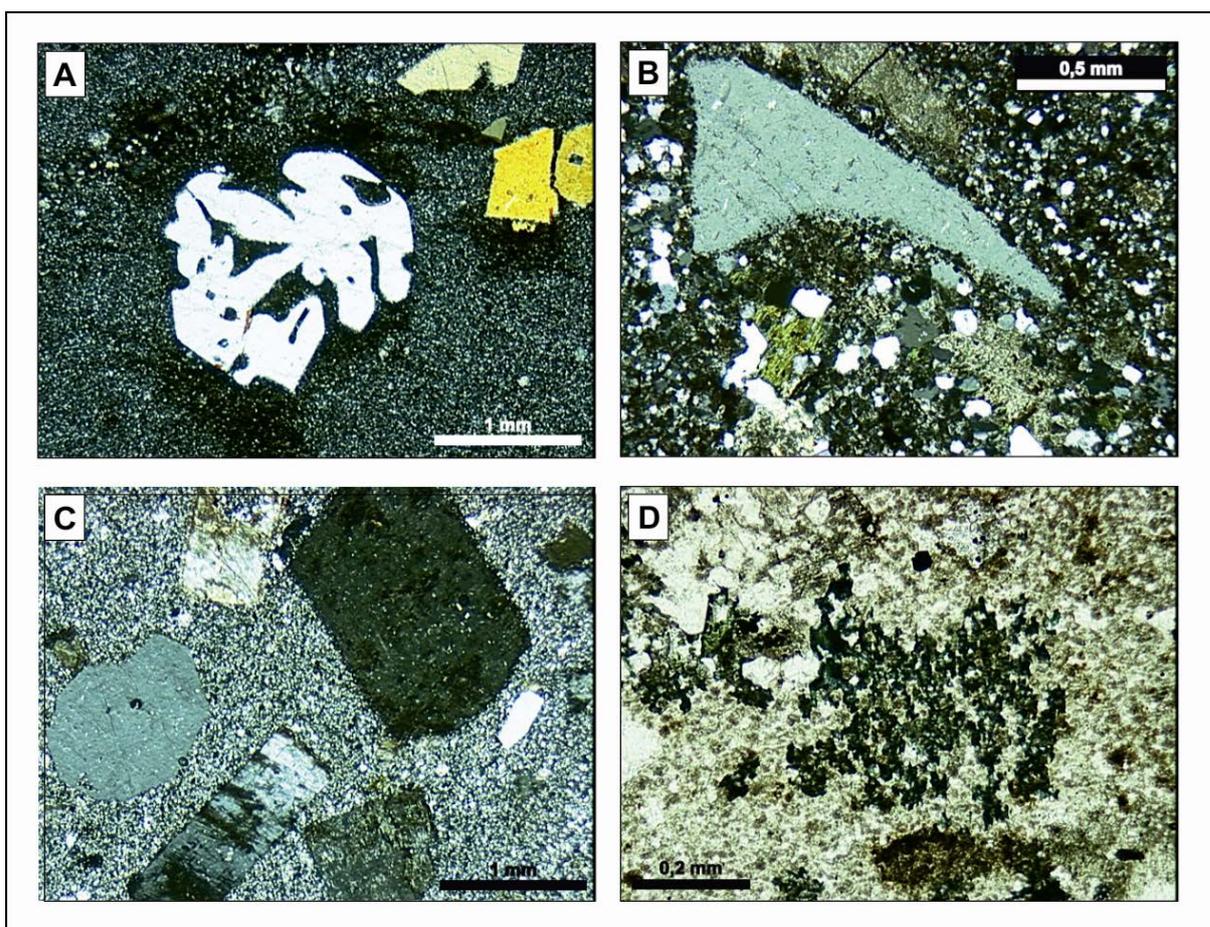


Figura 30 - Fenocristais dos riolitos porfíricos do Cerro dos Picados: A) quartzo com feições de reabsorção; B) quartzo com as bordas corroídas; C) grãos de K-feldspato com textura glomeroporfírica; D) restos de mineral máfico alterado para clorita+biotita

Embora macroscopicamente a matriz seja de aspecto vítreo, não observa-se o mesmo em lâmina delgada, onde a matriz é holocristalina, predominantemente muito fina, constituída por um resíduo de cristalização quartzo-feldspático, microcristalino a criptocristalino (Fig. 31a, 31b), salvo pelas regiões onde ocorreram processos de desvitrificação, possibilitando a identificação de uma textura mais grossa de intercrescimento, granofírica e micrográfica (Fig. 31c, 31d), com raros esferulitos e axiolitos. Em comparação com a matriz do Cerro Tupanci, as rochas do Cerro Marçal não possuem tantos esferulitos, sendo a matriz formada em maior volume pelo resíduo de cristalização quartzo-feldspático, e não por material vítreo desvitrificado.

A composição e aspectos dos fenocristais destas rochas efusivas em lâmina delgada é similar as do CT, porém a matriz, tanto macro quanto microscopicamente é diferente. O aspecto vítreo macroscópico é falso, e ocorre devido ao resíduo de cristalização quartzo-feldspático microcristalino que compõe a matriz.

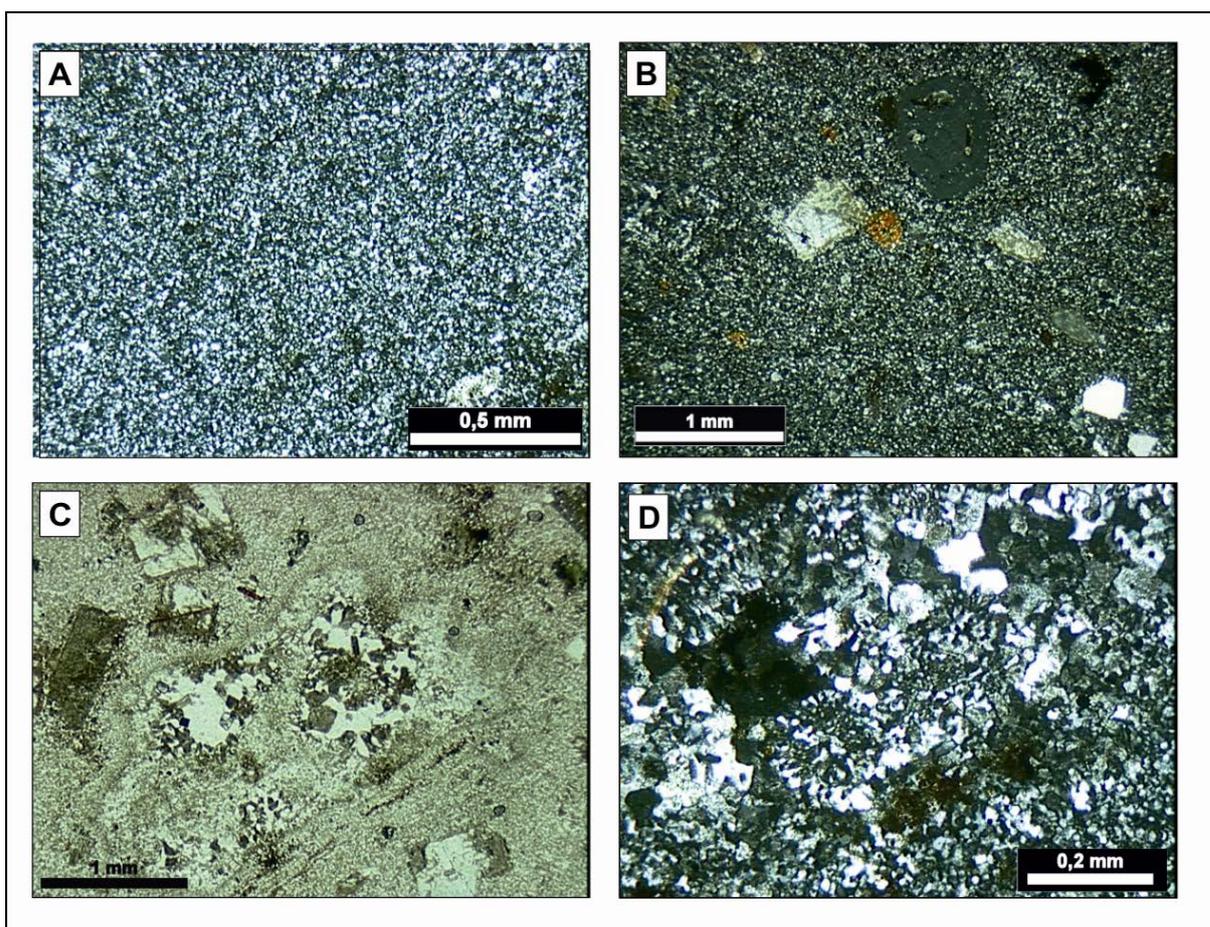


Figura 31 - Matriz dos riolitos porfíricos do Cerro dos Picados: A) arranjo microcristalino quartzo-feldspático; B) fenocristais de quartzo, K-feldspato e biotita imersos na matriz; C) textura granofírica de desvitrificação da matriz. D) textura micrográfica

Ocorre uma leve orientação dos cristais de K-feldspato que caracteriza uma foliação de fluxo incipiente. Esta foliação também ocorre em algumas outras amostras com níveis de granularidades diferentes, semelhante a foliação de fluxo da FB do Cerro Tupanci, porém mais fraca.

Na amostra CT-71 ocorre uma injeção de um líquido rosado tardio, onde há uma concentração de fenocristais de anfibólio sódico (arfvedsonita) bem formados, com cristalização de hornblenda verde ao redor. O restante da mineralogia é semelhante a dos riolitos típicos do Cerro dos Picados, porém com textura mais grossa.

Estimando visualmente a porcentagem temos cerca de 75% de matriz para 25% de fenocristais, sendo que destes os essenciais são representados por 40% de quartzo e 60% de K-feldspato. Segundo a determinação da IUGS (Le Maitre, 2002), essas rochas podem ser classificadas como **feno-riolitos**. Os minerais acessórios, máficos e opacos não totalizam mais de 5% em nenhuma amostra, sendo assim, não foram utilizadas para nomear a rocha.

4.2.3. Cerro Marçal (CM)

O Cerro Marçal ocorre ao sul do Cerro dos Picados, porém o contato entre estas unidades geomorfológicas é difuso, como já foi dito anteriormente, por ambas áreas serem caracterizadas por um relevo em colinas extremamente semelhante, com altitude máxima em torno de 200 m (Fig. 32).



Figura 32 - Panorâmica mostrando a morfologia interna do Cerro Marçal (Az.: 168º)

Os afloramentos nesta região ocorrem nas encostas e nos topos dos morros, através de lajeados e campos de matacões, (Fig. 33), sendo comum a presença de

um padrão de fraturamento concordante com as zonas de falha NE-SW que provavelmente deram origem ao conjunto de colinas que caracteriza a região. Nas baixadas, onde se concentram as drenagens, a cota pode chegar até 120 m de altitude. O padrão de fraturamento segue uma direção preferencial em afloramento, de aproximadamente 80°/125°.



Figura 33 - Afloramento em lajeado e campo de matacões no topo do Cerro Marçal

Embora geomorfologicamente semelhantes, os depósitos vulcânicos desta região são diferentes daqueles do CP. São predominantemente explosivos de fluxo piroclástico, ignimbríticos. A ocorrência de rochas efusivas é restrita, sendo estas extremamente semelhantes aos riolitos porfíricos com matriz de aspecto vítreo encontrados no CP.

As rochas piroclásticas são mal selecionadas, variando desde o tamanho cinza até lapilli, com fragmentos constituídos por litoclastos, cristaloclastos e vitroclastos. Esta variação granulométrica e a presença dos púmices foi utilizada para identificar o mecanismo de transporte dos piroclastos como sendo fluxo e, assim, classificar as rochas como ignimbritos.

Os ignimbritos são fortemente soldados, de composição riolítica (a base de quartzo e K-feldspato) e podem ser separados em duas fácies. A primeira possui predominantemente fragmentos de tamanho lapilli, chamada de fácies lapillítica (Fig. 34a), rica em litoclastos de rochas riolíticas, além de púmices e cristaloclastos de feldspato alcalino e quartzo em menor quantidade. A segunda é rica em fragmentos de tamanho cinza (Fig. 34b), chamada de fácies tufácea, com abundância em púmices e cristaloclastos e raros litoclastos. A fácies tufácea, por sua vez, pode ser subdividida de acordo com o grau de soldagem, observados pelo nível de

achatamento dos fragmentos de púmices, variando desde uma destacável textura eutaxítica até porções mais fortemente soldadas, com textura parataxítica, onde os fragmentos aparecem como *fiammes* e caracterizam uma foliação de fluxo em alta temperatura.

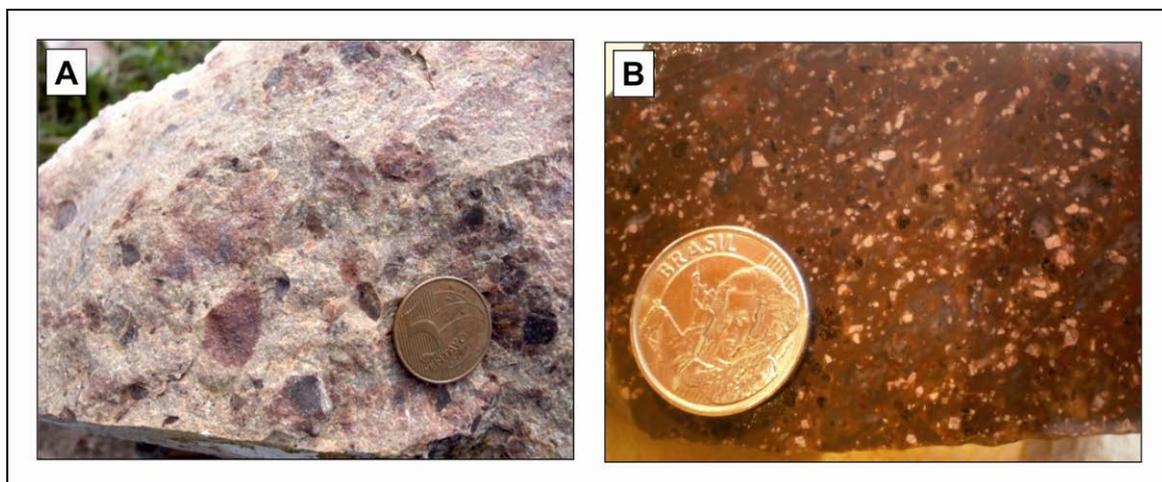


Figura 34 - Variação faciológica dos depósitos ignimbríticos do Cerro Marçal: A) Fácies lapillítica; B) Fácies tufácea

Macroscopicamente, as rochas da fácies tufácea, por serem fortemente soldadas e possuírem um pequeno tamanho nos fragmentos piroclásticos, podem ser confundidas com riolitos porfíricos, porém os supostos “fenocristais” encontram-se em maior quantidade do que em rochas efusivas e fortemente quebrados quando comparados com a FB do Cerro Tupanci. Estes dois parâmetros foram fundamentais para identificação e separação macroscópica dos depósitos piroclásticos quando houve dúvida se a rocha era efusiva ou piroclástica.

Da capacidade de certos fluxos piroclásticos de pumice, devido ao alto grau de soldagem, ficarem com aspecto maciço e comportamento reológico semelhante a rochas efusivas, surgiu o termo “*lava-like ignimbrites*” (Ekren *et al.*, 1984).

A composição mineralógica dos fragmentos piroclásticos e dos fenocristais, poderiam ser utilizadas para evidenciar a composição riolítica destas rochas, sendo assim, classificadas como ignimbritos riolíticos.

4.2.3.1. Fácies lapillítica (FL)

As rochas da fácies lapillítica são mal-selecionadas, de cor rosa acastanhada, ricas em fragmentos piroclásticos (Fig. 35a, 35b) de tamanho lapilli (2 – 62 mm), imersos em uma matriz tufácea (<2 mm) a base de *shards*. Os fragmentos possuem tamanhos que variam desde milimétrico a centimétrico e dividem-se principalmente em litoclastos cognatos (riolíticos e ignimbríticos) e vitroclastos juvenis (púmices angulosos). Em menor quantidade, ocorrem cristaloclastos juvenis/cognatos (quartzo e K-feldspato). Em geral, os fragmentos de tamanho lapilli correspondem a cerca de 55% da rocha, enquanto a matriz, tufácea, corresponde a 45%.

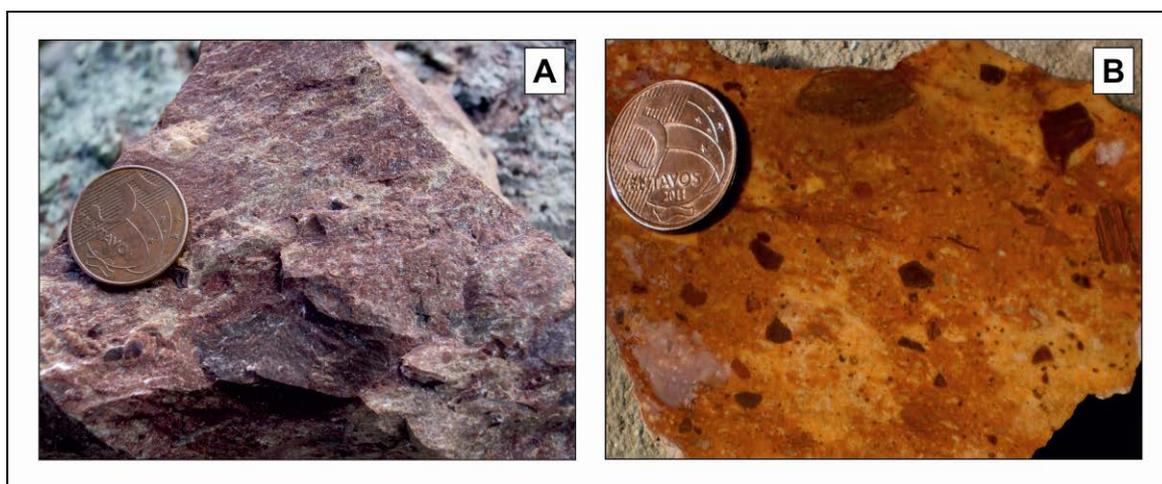


Figura 35 - Fácies lapillítica: A) Amostra de mão; B) Amostra serrada

Os fragmentos de púmice encontram-se completamente desvitrificados para uma arranjo granofírico quartzo-feldspático algumas vezes com textura axiolítica. Em alguns fragmentos, o corte da lâmina foi perpendicular a direção do escape das bolhas de gases, tornando suas margens difusas (Fig. 36a). O nível de achatamento dos pumices é baixo quando comparado com a fácies tufácea, descritos a seguir. Ocorrem em diversos tamanhos, variando desde cinza, confundindo-se com a matriz até como grandes fragmentos de tamanho lapilli.

Os fragmentos líticos encontram-se quebrados, com as bordas corroídas, indicando uma cerca assimilação e são predominantemente de rochas vulcânicas, riolíticas, e também de outros ignimbritos, com púmices desvitrificados dentro (Fig. 36b). O processo de argilização ocorre sobre as rochas, deixando uma película

marrom-avermelhada sobre os fragmentos. Embora predominantemente os fragmentos líticos possuam o tamanho lapilli, ocorrem alguns litoclastos riolíticos (Fig. 36c), bem como fragmentos de púmices (Fig. 36d), com tamanho cinza, evidenciando a má-seleção da rocha.

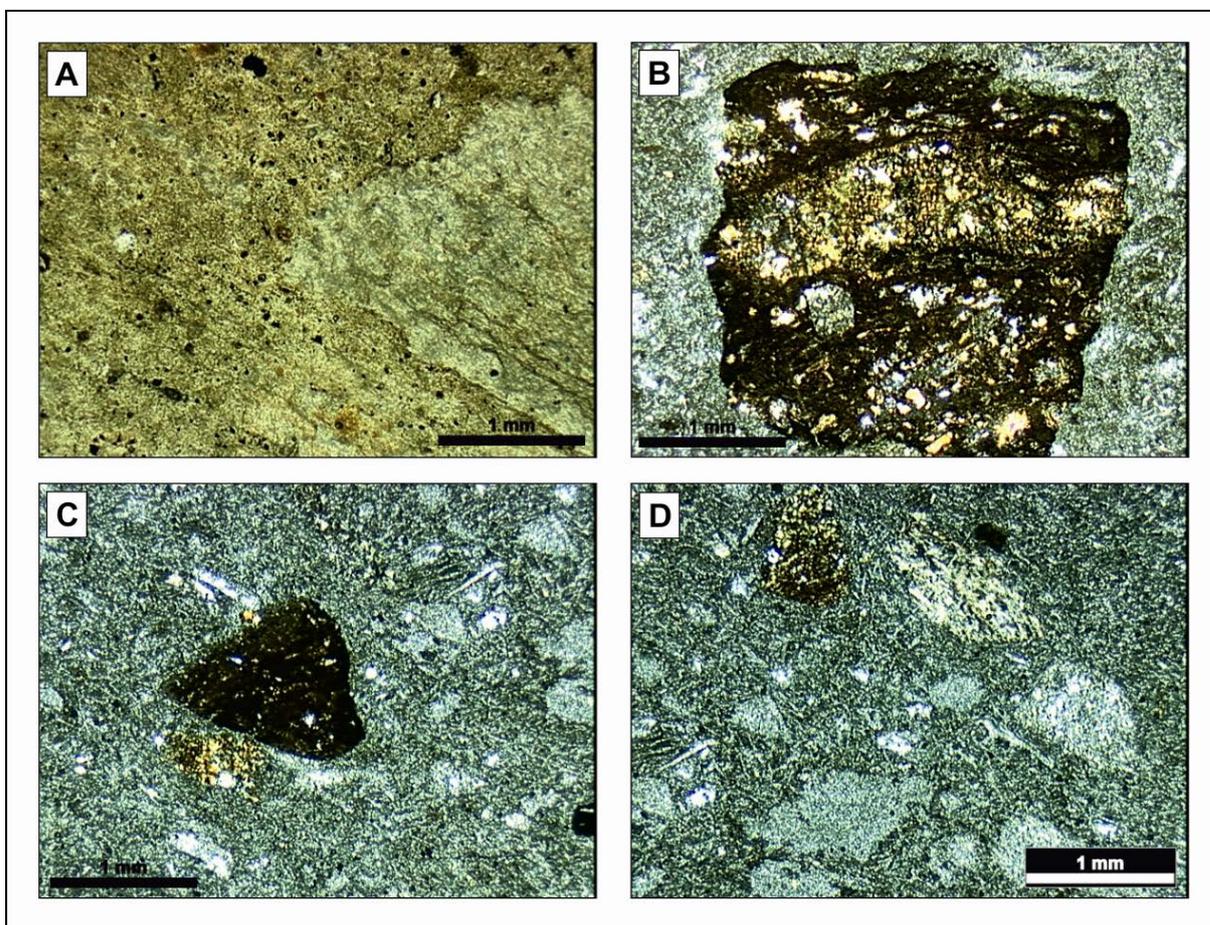


Figura 36 - Fragmentos piroclásticos da FL: A) Fragmento de púmice cortado ortogonal a direção do escape de gases, com bordas difusas; B) Fragmento de ignimbrito riolítico; C) Fragmento de riolito; D) Fragmentos de púmices com diversas orientações em matriz a base de *shards*

Os cristaloclastos ocorrem em menor quantidade e são compostos por quartzo e raramente K-feldspato, fortemente quebrados, angulosos, com bordas irregulares tamanho em torno de 0,2 mm. Além de fragmentos de cristais juvenis/cognatos, destaca-se a ocorrência de fenocristais destes mesmos minerais, de tamanho similar, subédricos a euédricos, preservados dentro dos púmices.

Na fotomicrografia panorâmica da Figura 37 é possível observar diversos fragmentos líticos e de púmices do tamanho lapilli imersos na matriz tufácea de tamanho cinza. Pode-se também visualizar alguns fragmentos de cristais quebrados.

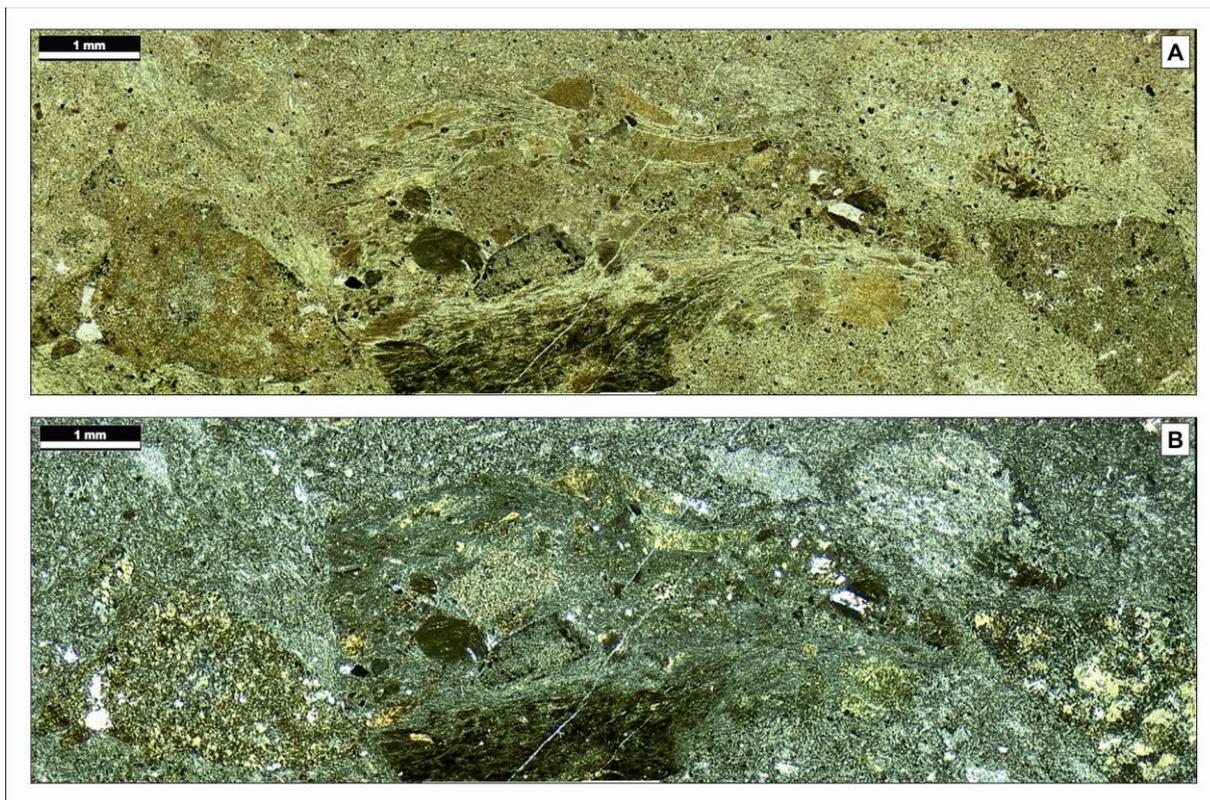


Figura 37 - Panorâmica da lâmina, mostrando os fragmentos de púmices e líticos de tamanho lapilli: A) LN; B) LP

A matriz é extremamente fina, a base de vitroclastos caracterizados por *shards* em geometria “Y” (espícula), de comprimento menor que 0,5 mm (Fig. 38a). Ocorrem também em algumas porções textura axiolítica de intercrescimento entre o quartzo e o feldspato alcalino, geralmente devido ao processo de desvitrificação sobre os púmices, os quais ocorrem com diferentes níveis de estiramento (Fig. 38b).

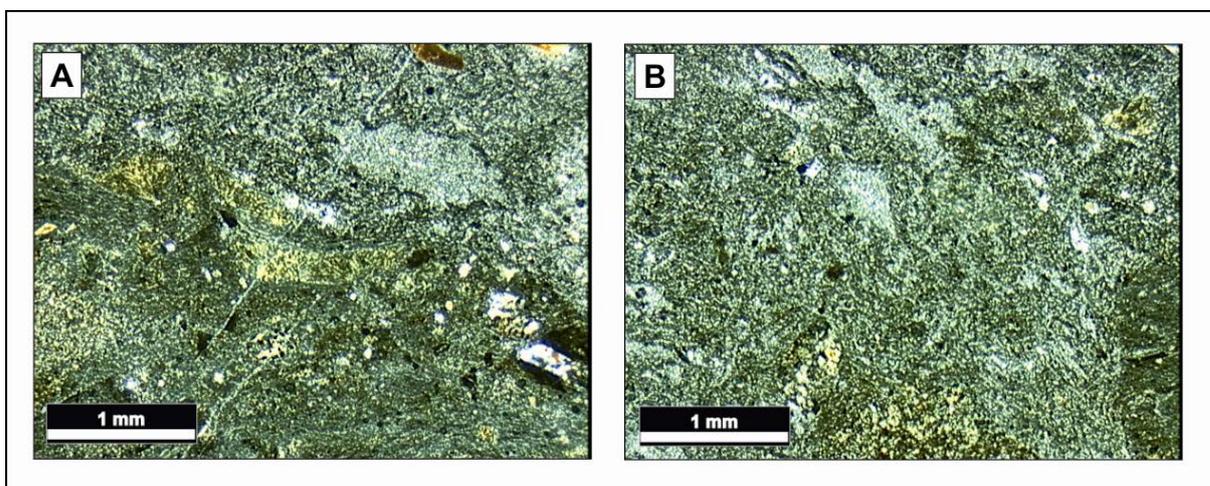


Figura 38 - Matriz tufácea da fácies lapillítica: A) Shards na matriz e fragmentos de púmices com textura axiolítica de desvitrificação; B) Fragmentos de púmices na matriz com diferentes graus de estiramento

Na fotomicrografia panorâmica da Figura 39a e 39b é possível visualizar um fragmento de lapilli-pumice grande completamente desvitrificado, com alguns fenocristais de quartzo inclusos, além de um fragmento lítico cognato de um ignimbrito riolítico, o mesmo mostrado na Figura 36b.

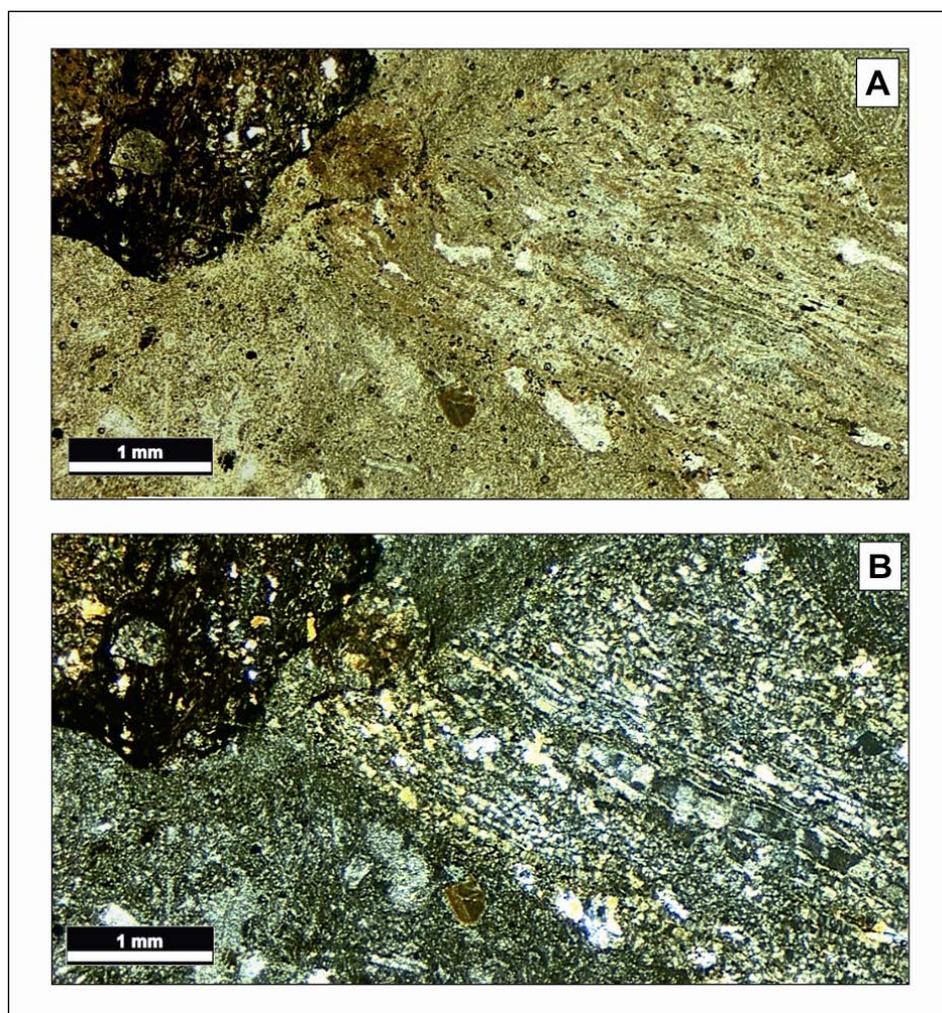


Figura 39 - Panorâmica da lâmina com fragmento de ignimbrito riolítico e púmice desvitrificado, ambos do tamanho lapilli: A) Luz natural; B) Luz polarizada

De acordo com a classificação da IUGS (Le Maitre, 2002), essas rochas seriam **lapilli-tufos**, porém optou-se por inserí-las dentro de uma fácies e classificá-las como ignimbritos a fim de não perder informações sobre o processo de gênese destes depósitos (fluxo piroclástico de púmices).

4.2.3.2. Fácies tufácea (FT)

As rochas da fácies tufácea são também mal-selecionadas, de cor acastanhada (Fig. 40a), com uma porcentagem de fragmentos piroclásticos em torno de 70% cinza para 30% lapilli, o que também as caracteriza, segundo a nomenclatura da IUGS (Le Maitre, 2002), como **lapilli-tufos**. Macroscopicamente, apresentam-se algumas vezes fortemente soldadas, com aspecto de riolitos porfíricos onde é difícil observar os fragmentos de púmices. Embora semelhantes a riolitos, possuem uma quantidade anormal de cristais, que encontram-se predominantemente quebrados, fatores que podem ser utilizados para caracterizá-las como ignimbritos *lava-like* (Fig. 40b).

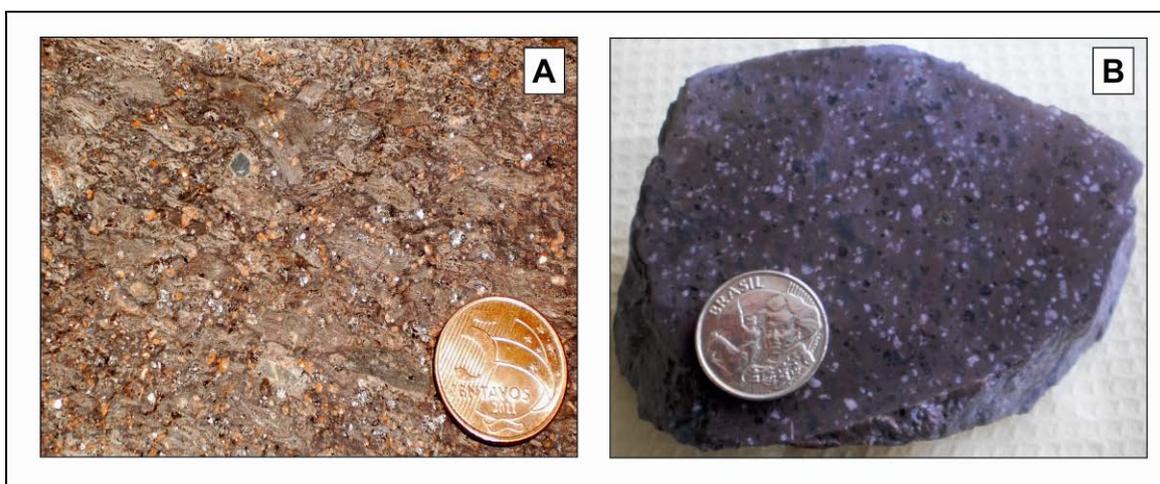


Figura 40 - Ignimbritos soldados da FT: A) Textura eutaxítica dos pumices em amostra de mão; B) Fortemente soldado, com bastante cristais quebrados e difícil de identificar pumices macroscopicamente

Os fragmentos piroclásticos são constituídos predominantemente por cristaloclastos juvenis/cognatos (quartzo e K-feldspato) e púmices juvenis estirados e deformados (Fig. 41a, 41b). Litoclastos são raros, e quando ocorrem são cognatos, de composição riolíticas. De uma maneira geral, as rochas possuem granulometria menor que as da FL, porém os fragmentos de cristais ocorrem maiores com maior frequência do que na FL, quebrados, angulosos, com algumas porções das bordas corroídas (K-feldspato) ou reabsorvidas (quartzo), podendo chegar até 1 mm de comprimento (K-feldspato) ou 0,8 mm de diâmetro (quartzo). Destacam-se feições de rotação dos cristaloclastos, marcadas nos fragmentos de púmices. Estas características justificam a separação destas rochas em uma fácies.

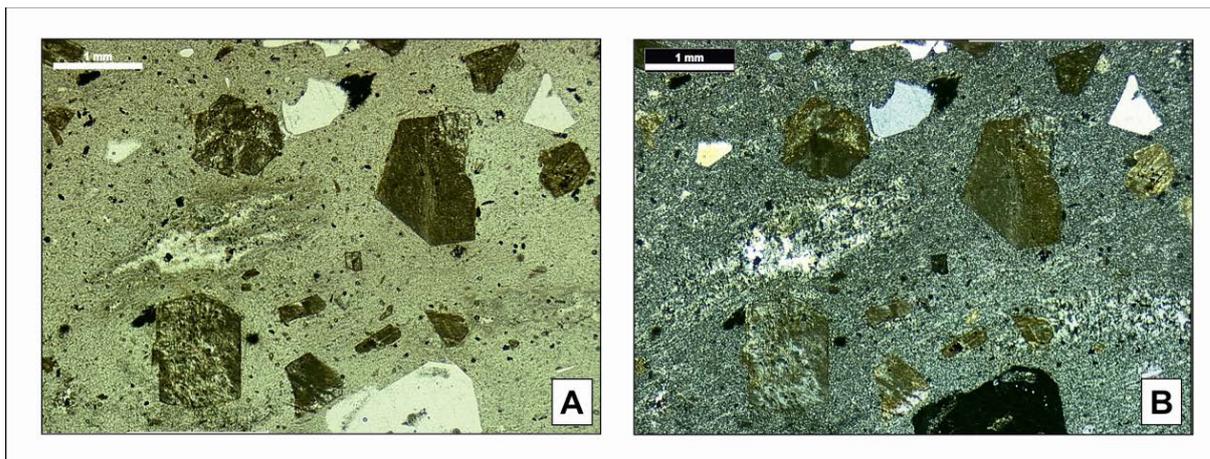


Figura 41 - Fragmentos de cristais quebrados e púmices estirados da FT: A) Luz natural; B) Luz polarizada

Além de cristaloclastos, também ocorrem fenocristais de quartzo e raramente K-feldspato, subédricos a euédricos, com tamanhos entre 0,3 e 0,5 mm, inclusos nos púmices (Fig. 42a, 42b) ou imersos na matriz.

Os fragmentos de púmices ultrapassam o tamanho cinza, sendo os únicos a chegar até 2,5 mm, já no tamanho lapilli. Encontram-se desvitrificados para agregados quartzo-feldspáticos em textura esferulítica e axiolítica. O grau de soldagem é alto, representado por púmices com diferentes níveis de deformação, desde moderado, caracterizando a textura eutaxítica (Fig. 42a, 42b), até fortemente estirados, em *fiammes*, caracterizando a textura parataxítica.

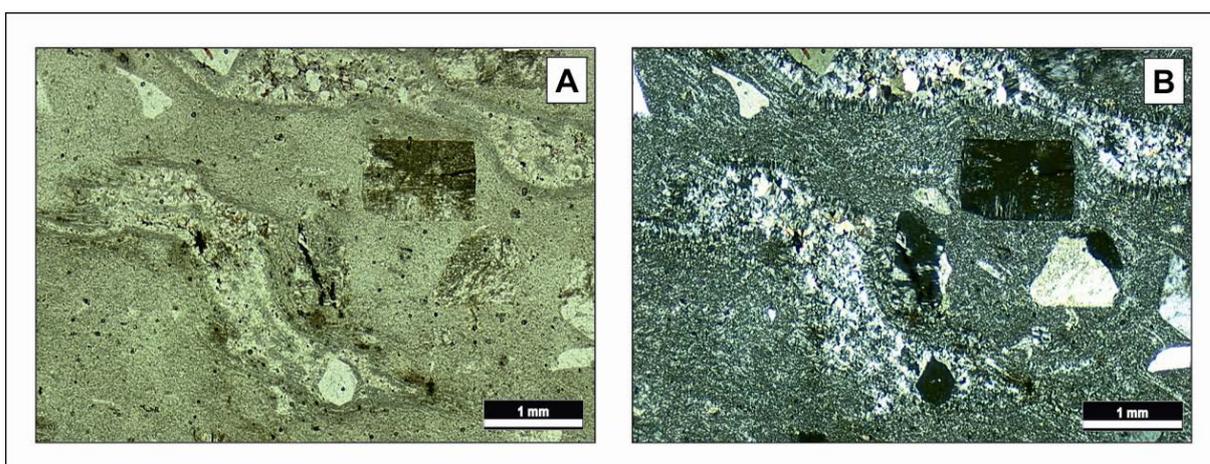


Figura 42 - Panorâmica da lâmina mostrando os fragmentos de pumices estirados com textura eutaxítica e fenocristal de quartzo incluído: A) Luz natural; B) Luz polarizada

A matriz possui tamanho cinza, sendo similar a observada na FL, porém constituída por *fiammes* de pumices extremamente estirados e *shards* com geometria em espícula, de comprimento menor que 0,5mm. Os púmices mais estirados chegam a possuir uma relação comprimento (2 mm)/espessura (0,1 mm) de aproximadamente 200 (Fig. 43a, 43b). Há porções desvitrificadas para um intercrescimento granofírico microcristalino e outras com um material criptocristalino de baixo grau de cristalinidade e baixa birrefringência, ambas feições possuem composição quartzo-feldspática.

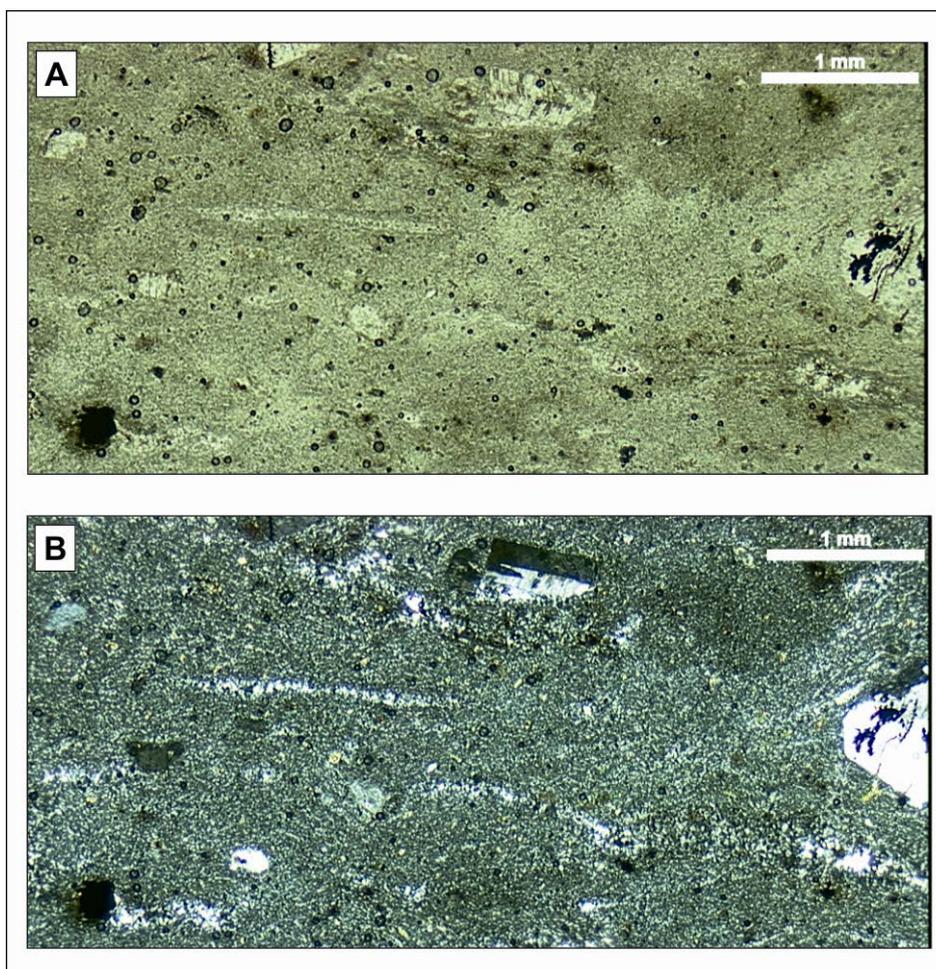


Figura 43 – Panorâmica da lâmina mostrando os fragmentos de púmice extremamente estirados caracterizando a textura parataxítica: A) Luz Natural; B) Luz Polarizada

4.3. LITOQUÍMICA DAS ROCHAS VULCÂNICAS ÁCIDAS

As interpretações litogeoquímicas basearam-se na análise de elementos maiores, traços e terras raras (ETR), em rocha total, de 19 amostras, sendo nove do Cerro Tupanci, quatro do Cerro dos Picados e seis do Cerro Marçal. Destas, 14 foram analisadas para elementos maiores, traços e ETR por espectrometria de plasma (ICP-MS) e 5 amostras restantes foram analisadas somente para elementos maiores e alguns traços no Laboratório de Geoquímica do IGEO/UFRGS por espectrometria de fluorescência de raios-x, conforme a metodologia descrita no item 3.3.2.

A seguir nas tabelas 05, 06 e 07 estão apresentados os dados químicos discutidos no trabalho, bem como o cálculo da norma CIPW na tabela 08. A fim de facilitar a visualização, foram retirados da tabela elementos traços insignificantes na discussão dos resultados. Como padrão, sempre que o limite de detecção não foi atingido, adotou-se este valor dividido por dois. No Apêndice A as amostras podem ser visualizadas no mapa de pontos.

Tabela 4 - Resultados de Litoquímica para elementos maiores, menores, traços e terras raras nas amostras do Cerro Tupanci

AMOSTRA	CT 01	CT 02	CT 03	CT 10	CT 10B	CT 37	CT 37A	CT 37B	CT 38A
Maiores (%)									
SiO ₂	76,40	75,96	76,65	75,58	76,16	76,93	76,26	73,28	76,30
Al ₂ O ₃	11,66	12,36	13,30	12,23	12,81	11,27	12,41	12,01	12,20
Fe ₂ O ₃ (T)	2,18	2,15	0,59	1,87	1,89	1,13	1,21	2,62	1,50
MnO	0,01	0,01	0,01	0,04	0,04	0,00	0,00	0,11	0,03
MgO	0,09	-	0,02	0,01	-	0,03	0,02	0,05	< 0,01
CaO	0,02	0,07	0,62	0,02	0,04	0,03	0,04	0,12	0,36
Na ₂ O	3,61	3,43	3,84	3,80	3,59	1,96	3,46	3,62	4,12
K ₂ O	4,81	5,31	4,48	5,38	5,51	6,75	5,21	5,04	4,94
TiO ₂	0,21	0,25	0,05	0,22	0,22	0,19	0,22	0,20	0,07
P ₂ O ₅	0,02	0,02	-	0,02	0,01	0,03	0,02	< 0,01	0,02
LOI	0,70	0,80	0,44	0,67	0,48	1,03	1,14	1,67	0,76
Total	99,70	100,35	99,99	99,83	100,75	99,36	99,98	98,71	100,30
Traços / ETR (ppm)									
Ga	26	19	17	26	20	23	23	23	31
Rb	72	84	79	83	89	110	83	78	237
Sr	16	19	13	8	7	33	14	8	5,0
Y	68	36	40	72	43	72	73	62	154
Zr	585	699	609	580	656	538	667	549	326
Nb	23	30	28	24	29	23,1	26	22	37,7
Ba	95	128	45	94	45	472	79	75	9,0
La	167	-	-	136	-	35,9	79,5	172	39,8
Ce	307	-	-	237	-	74,8	170	334	92,6
Pr	34,1	-	-	29,3	-	8,75	20,1	35,7	11,9
Nd	116	-	-	98,9	-	32,2	60,6	106	51,9
Sm	19,9	-	-	17,4	-	6,39	12,9	18,7	12,6
Eu	0,41	-	-	0,4	-	0,113	0,28	0,34	0,023
Gd	16,7	-	-	15,7	-	8,54	11,7	14,6	17,9
Tb	2,6	-	-	2,5	-	1,86	2,3	2,3	3,78
Dy	12,5	-	-	12,5	-	12,1	13,2	12,1	24,0
Ho	2,3	-	-	2,3	-	2,36	2,7	2,4	4,65
Er	7,2	-	-	7,1	-	7,26	7,5	6,6	14,4
Tm	1,05	-	-	1,06	-	1,11	1,2	1	2,09
Yb	6,5	-	-	6,5	-	6,88	7,6	6,5	12,4
Lu	0,92	-	-	0,95	-	1,04	1,13	0,96	1,74
Hf	14,5	-	-	14,2	-	13,9	16,6	13,8	13,5
Ta	1,3	-	-	1,3	-	1,65	1,6	1,3	3,24
Th	12,1	-	-	11,8	-	10,8	13,9	12,2	19,2
U	1,8	-	-	1,8	-	2,52	2,5	2,7	6,08

Tabela 5 - Resultados de Litoquímica para elementos maiores, menores, traços e terras raras nas amostras do Cerro dos Picados

AMOSTRA	CT 35A	CT 49	CT 50	CT 51
Maiores (%)				
SiO ₂	77,36	76,65	76,83	76,35
Al ₂ O ₃	11,83	11,34	11,54	11,53
Fe ₂ O ₃ (T)	1,62	1,62	1,46	1,55
MnO	0,01	0,009	0,037	0,017
MgO	-	0,01	0,01	0,02
CaO	0,02	0,16	0,26	0,22
Na ₂ O	3,81	3,74	3,87	4
K ₂ O	4,47	4,43	4,45	4,51
TiO ₂	0,07	0,081	0,065	0,068
P ₂ O ₅	-	< 0,01	< 0,01	< 0,01
LOI	0,46	0,84	0,63	0,62
Total	99,65	98,88	99,16	98,88
Traços / ETR (ppm)				
Ga	23	26	27	28
Rb	303	170	192	190
Sr	5	3	3	3
Y	73	135	136	119
Zr	312	333	282	289
Nb	65	34	33	35
Ba	3	17	6	9
La	-	44,5	47,7	34,1
Ce	-	105	109	79,6
Pr	-	13,6	13,3	9,8
Nd	-	44,3	41,9	35,3
Sm	-	15,6	14,6	12,5
Eu	-	0,06	< 0,05	< 0,05
Gd	-	18,4	17,1	14,7
Tb	-	3,9	3,8	3,3
Dy	-	24,1	23,5	20,6
Ho	-	5,2	5	4,5
Er	-	14,1	13,5	12,4
Tm	-	2,16	2,05	2
Yb	-	12,4	12,1	12
Lu	-	1,62	1,58	1,58
Hf	-	13,3	12,3	12,5
Ta	-	2,7	2,8	3
Th	-	18,7	19,4	19,5
U	-	4,2	5,6	4,6

Tabela 6 - Resultados de Litoquímica para elementos maiores, menores, traços e terras raras nas amostras do Cerro Marçal

AMOSTRA	CT 40B	CT 43	CT 44	CT 45	CT 46	CT 47
Maiores (%)						
SiO ₂	74,89	75,41	77,09	76,69	76,38	77,44
Al ₂ O ₃	13,31	11,94	11,97	11,9	11,81	11,66
Fe ₂ O ₃ (T)	1,61	1,5	1,27	1,25	1,37	1,18
MnO	0,015	0,005	0,014	0,021	0,026	0,012
MgO	0,08	0,02	< 0,01	0,01	0,02	0,02
CaO	0,19	0,03	0,31	0,32	0,35	0,34
Na ₂ O	2,95	4,03	4,23	4,13	4,12	3,93
K ₂ O	5,89	4,45	4,38	4,33	4,41	4,35
TiO ₂	0,095	0,056	0,059	0,057	0,061	0,051
P ₂ O ₅	< 0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	< 0,01
LOI	1,21	1,14	0,77	0,82	0,93	0,74
Total	100,3	98,58	100,1	99,55	99,5	99,72
Traços / ETR (ppm)						
Ga	15	28	29	28	28	28
Rb	178	268	233	220	230	250
Sr	37	4	5	5	6	5
Y	39	107	163	138	134	131
Zr	119	350	278	291	417	251
Nb	11	63	57	62	60	47
Ba	403	12	7	9	16	6
La	42,9	102	46	42,3	44,1	35,1
Ce	92,6	127	103	95,5	97,4	77,5
Pr	8,93	24,9	12,4	11	11,1	8,98
Nd	25,7	71,8	37,3	32,8	32,7	26,2
Sm	5,4	22	13,6	11,3	10,7	9,3
Eu	0,31	0,26	< 0,05	0,07	0,06	< 0,05
Gd	4,9	19,8	17,1	12,9	12,4	11,4
Tb	1	3,7	4	3,1	2,9	2,8
Dy	6,2	19,7	25,5	19,8	19,8	18,6
Ho	1,3	3,7	5,6	4,5	4,5	4,3
Er	3,9	10,1	15,5	12,5	13,4	12,8
Tm	0,65	1,66	2,42	2,03	2,33	2,15
Yb	4,1	10,9	14,5	12,4	15,1	13,7
Lu	0,59	1,46	1,95	1,67	2,1	1,84
Hf	4,6	15,2	13,2	12,7	16,4	13
Ta	1,3	5,2	4,3	4,6	4,8	4,2
Th	11,6	22,2	22,4	21,8	22,2	23,1
U	2,9	4,3	7,3	7,2	7,3	8

Tabela 7 - Cálculo da norma CIPW para as amostras de rochas vulcânicas ácidas da região do Tupanci

Amostra	Qz	Co	Or	Ab	Na	Di	Wo	Hy	Il	Tn	Ru	Ap	Total
CT 01	36,86	0,52	28,43	30,55	-	-	-	0,22	0,02	-	0,20	0,04	96,83
CT 02	35,58	0,89	31,38	29,02	0,22	-	-	0,03	0,02	-	0,24	0,05	97,42
CT 03	35,84	1,03	26,48	32,49	3,01	-	-	0,05	0,02	-	0,04	0,02	98,98
CT 10	32,87	0,16	31,79	32,16	-	-	-	0,03	0,09	-	0,17	0,04	97,30
CT 10B	34,13	0,89	32,56	30,38	0,13	-	-	0,01	0,09	-	0,18	0,02	98,39
CT 37	39,65	0,74	39,89	16,59	-	-	-	0,08	-	-	0,19	0,05	97,19
CT 37A	36,14	1,05	30,79	29,28	0,07	-	-	0,05	0,01	-	0,21	0,05	97,64
CT 37B	32,62	0,39	29,79	30,63	0,56	-	-	0,13	0,23	-	0,08	0,01	94,43
CT 38A	33,01	0,00	29,19	34,86	0,20	0,05	0,52	-	0,06	0,10	-	0,05	98,05
CT 40B	34,68	1,75	34,81	24,96	0,91	-	-	0,20	0,03	-	0,08	0,01	97,43
CT 43A	34,87	0,46	26,30	34,10	0,08	-	-	0,05	0,01	-	0,05	0,02	95,95
CT 44A	35,24	-	25,88	35,79	0,74	0,03	0,23	-	0,03	0,11	-	0,02	98,07
CT 45A	35,51	-	25,59	34,95	1,14	0,05	0,08	-	0,05	0,08	-	0,02	97,47
CT 46A	35,01	-	26,06	34,86	0,71	0,11	0,27	-	0,06	0,08	-	0,05	97,20
CT 47A	37,26	-	25,71	33,26	1,33	0,11	0,03	-	0,03	0,09	-	0,01	97,81
CT 35A	38,06	0,70	26,42	32,24	0,07	-	-	0,01	0,02	-	0,06	0,01	97,58
CT 49A	37,60	0,11	26,18	31,65	0,76	-	-	0,03	0,02	-	0,07	0,01	96,43
CT 50A	36,79	-	26,30	32,75	0,97	0,05	0,06	-	0,08	0,06	-	0,01	97,07
CT 51A	35,52	-	26,65	33,85	0,19	0,11	0,24	-	0,04	0,12	-	0,01	96,72

Como pôde ser visto, as rochas vulcânicas ácidas estudadas possuem em geral teores elevados de SiO₂, variando de 73% a 77% (Tabela 2,3 e 4), característica utilizada para classificá-las como pertencentes aos “sistemas riolíticos de alta sílica”, como descritos por Mahood e Hildreth (1983) e Metz e Mahood (1991). Os valores de álcalis (Na₂O+K₂O > 8,4%) também são elevados, enquanto os conteúdos de Al₂O₃, CaO e MgO são baixos. Os minerais essenciais calculados pela norma CIPW (Tabela 8) são compatíveis com a classificação de riolitos no diagrama QAPF (Streckeisen, 1978).

Seguindo as determinações da IUGS para classificação de rochas vulcânicas, as amostras foram plotadas no TAS (Le Bas *et al.* 1986). Segundo a razão total de álcalis (Na₂O + K₂O) vs. SiO₂, todas amostram ocupam o campo dos riolitos, porém devido ao conteúdo elevado de sílica, não foi possível distinguir entre os campos alcalino/sub-alcalino utilizando este diagrama (Fig. 44).

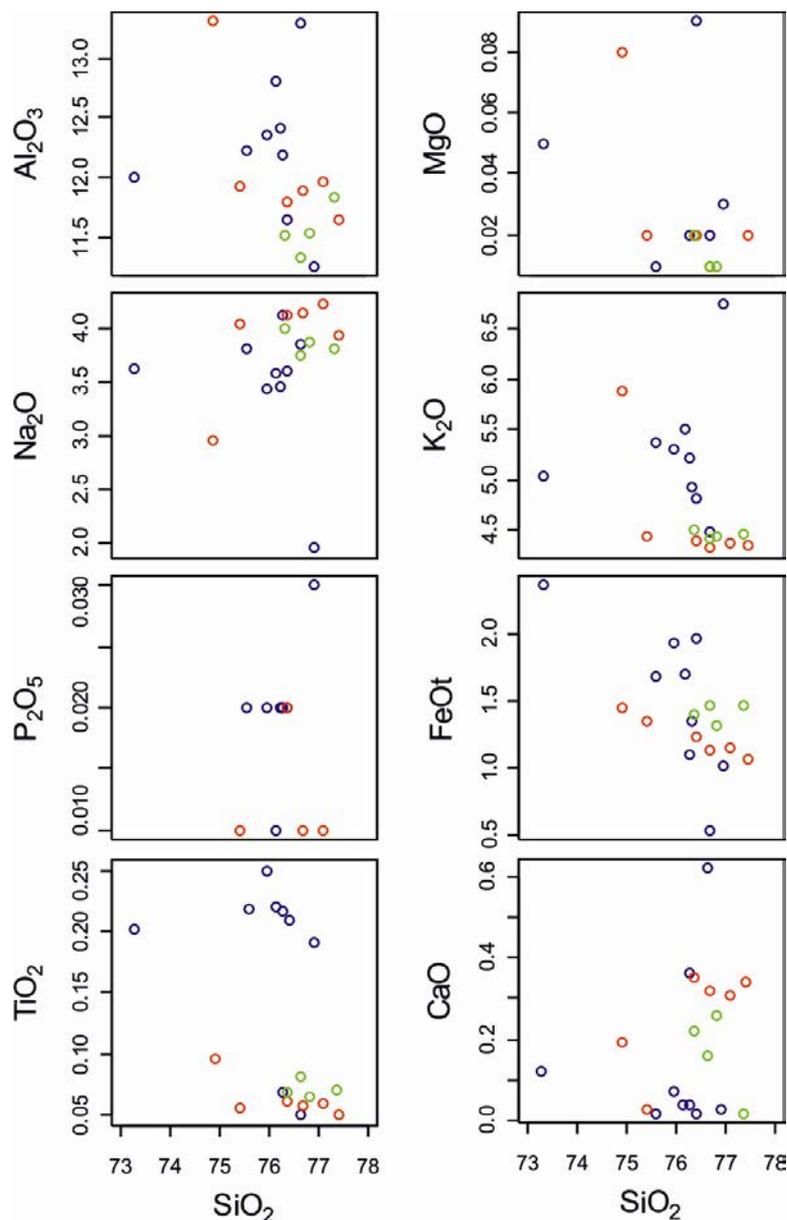


Figura 45 - Diagramas binários de Harker mostrando a variação dos elementos maiores (wt.%) em função da SiO_2 (wt.%)

O índice agpaítico, calculado pela razão entre o somatório de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ e Al_2O_3 , com todos parâmetros expressos em proporções moleculares, é sempre próximo a unidade ($>0,9$). No diagrama de Shand (Maniar & Piccoli, 1989) constata-se que as razões molares entre alumina e álcalis dos riolitos se concentram ao longo do limite entre todos os campos (Fig. 46a), o que pode ser explicado pela possível perda de álcalis durante o intemperismo ou nos processos de cristalização (Leat *et al.*, 1986), o que adulteraria os índices de alumina-saturação.

Tendo em vista essa possível perda de álcalis durante a cristalização de magmas peralcalinos ou em processos de alteração pós-magmáticos (Leat *et al.*,

1986), optou-se por utilizar outros diagramas de classificação, como o proposto por De La Roche *et al.* (1980), que utiliza a razão entre o somatório de diversos elementos maiores (Fig. 46b), e os de Winchester e Floyd (1977), que utilizam a razão entre o somatório de elementos traços e a razão destes com a SiO_2 (Fig. 46c, 46d).

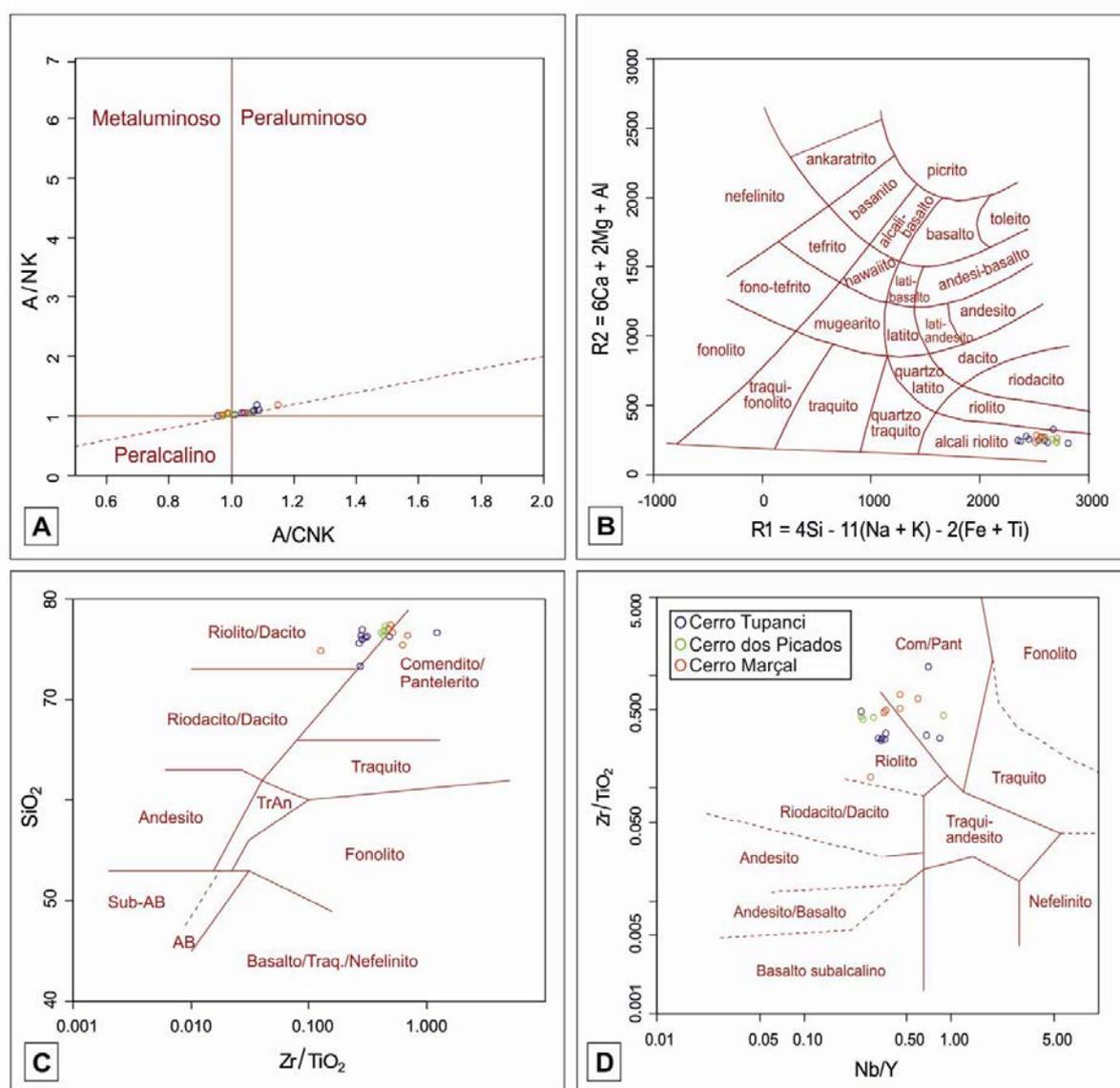


Figura 46 - Diagramas de classificação e afinidade geoquímica: A) Diagrama de Shand com as razões molares entre $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$ segundo Maniar e Piccoli (1989); B) Diagrama R1 vs. R2 como proposto por De La Roche *et al.* (1980); C) Diagrama de classificação SiO_2 vs. Zr/TiO_2 como proposto por Winchester e Floyd (1977); D) Diagrama de classificação Zr/TiO_2 vs. Nb/Y segundo Winchester e Floyd (1977)

No diagrama de classificação R1-R2 (De La Roche *et al.*, 1980) as amostras ocupam o campo dos riolitos alcalinos (Fig. 46b), o que é confirmado pelas razões

Zr/TiO₂ vs. SiO₂ e Zr/TiO₂ vs. Nb/Y (Winchester & Floyd, 1977), as quais indicam afinidade alcalina, compatível com sistemas comendíticos/panteleríticos (Fig. 46c, 46d).

Em termos de elementos traços, constatam-se para os três cerros 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 negativa com a SiO₂, enquanto Nb, Y, Rb e Ga possuem uma correlação positiva (Fig. 47).

Os valores de Zr são superiores a 500ppm para as amostras do Cerro Tupanci, o que indicaria, segundo Leat *et al.* (1986), um caráter peralcalino para estas rochas. Nos Cerros dos Picados e Marçal os valores de Zr não ultrapassam 420ppm. Os valores de Rb, embora altos para os três cerros, também dividem-se em dois grupos, com valores superiores a 170ppm no CM e no CP e valores inferiores a 100ppm 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 CM e 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 CM e no CP. Os diagramas de Harker para estes elementos traços estão apresentados na Figura 47, a fim de facilitar a visualização das variações encontradas.

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).

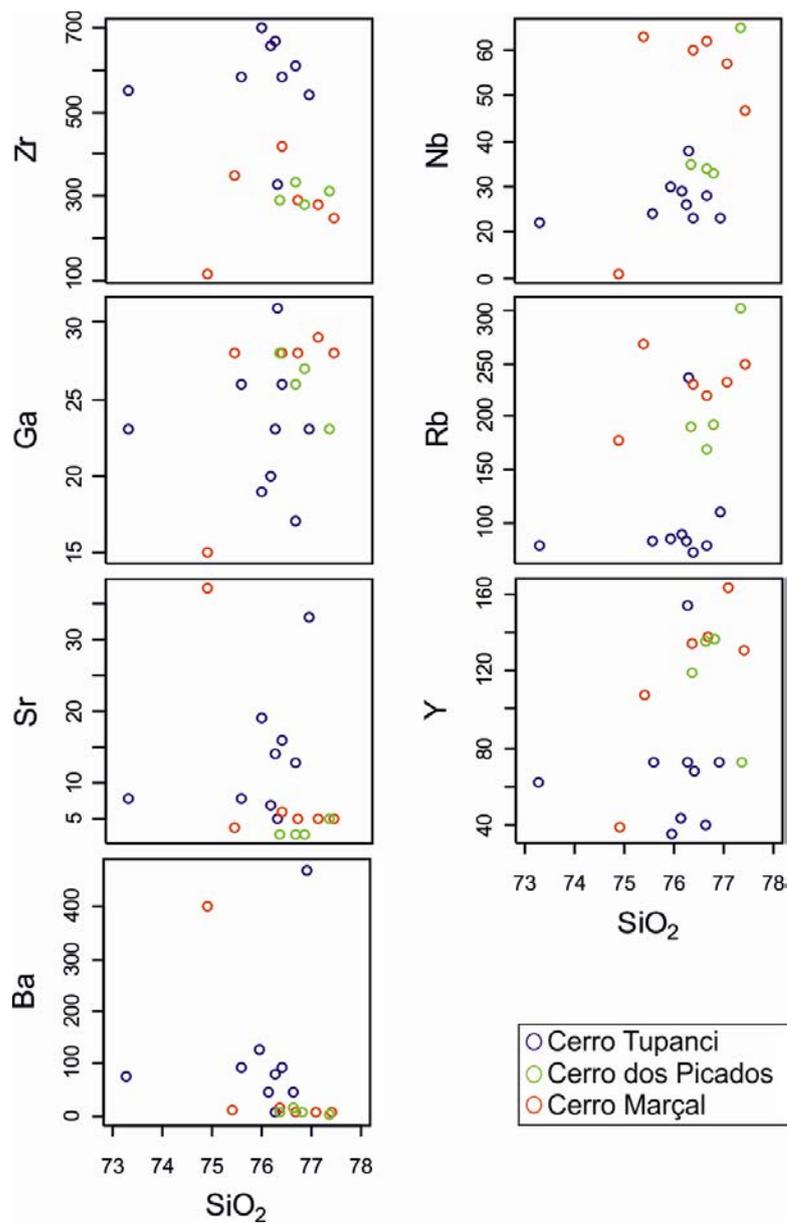


Figura 47 - Diagramas binários de Harker mostrando a variação de elementos traço (ppm) com os teores de SiO_2 (wt.%)

Presumindo estas rochas como peralcalinas, a afinidade comendítica pode ser confirmada pelo diagrama Al_2O_3 vs. $\text{FeO}t$ (MacDonald, 1974; Le Maitre, 2002) (Fig. 48a). O comportamento das rochas vulcânicas ácidas da região do Tupanci no diagrama Ta vs. Th (Fig. 48b) é também similar a associações comendíticas como Snowdon, Parys Mountain, Avoca (Leat *et al.*, 1986) e ao Platô do Taquarembó (Sommer *et al.*, 1999; Wildner *et al.*, 1999).

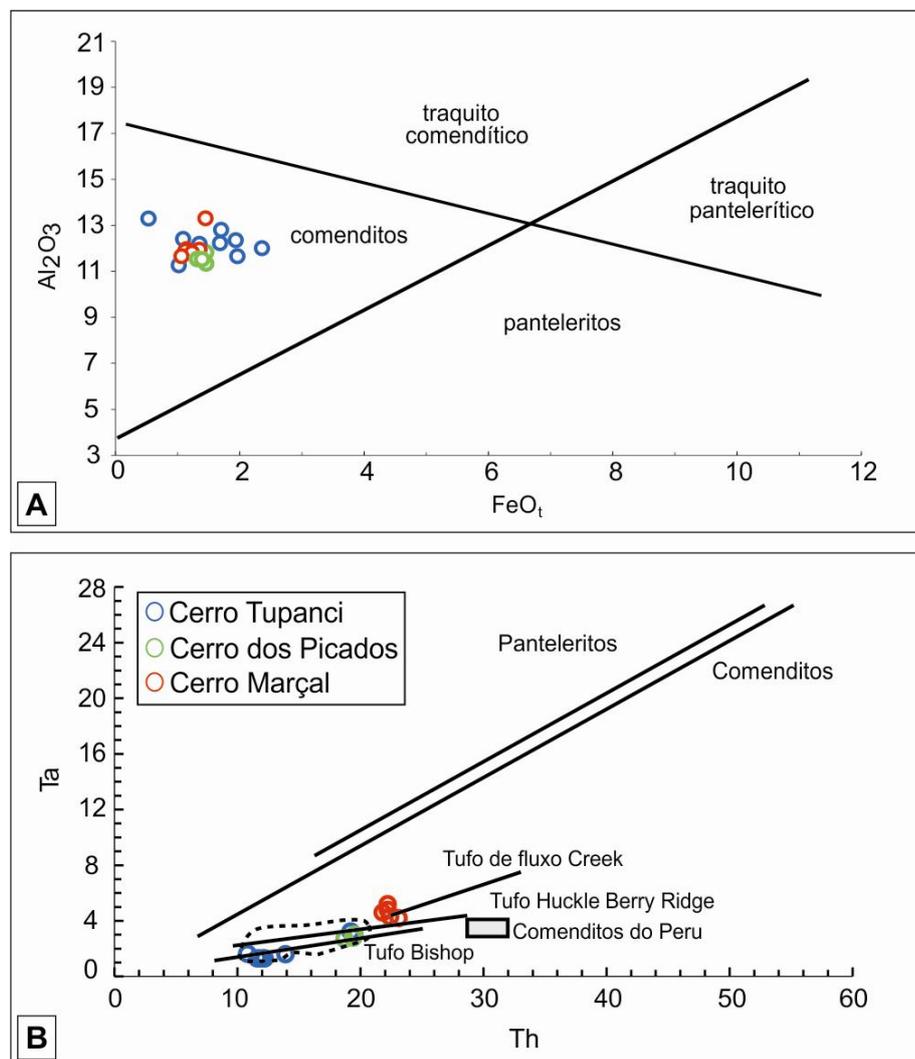


Figura 48 - Diagramas de discriminação riolitos comendíticos/pantelleríticos: A) Diagrama Al_2O_3 vs. FeO_t segundo MacDonald (1974); B) Diagrama Ta vs. Th segundo Leat *et al.* (1986)

Os padrões de elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito (Nakamura, 1974) podem ser visualizados no diagrama multielementar da Figura 49. Em geral, as rochas estudadas possuem uma concentração moderada a elevada destes elementos ($\sum ETR = 198 - 694 ppm$). O fracionamento entre ETRL e ETRP é baixo nas amostras dos Cerros Marçal e dos Picados com uma razão La_N/Yb_N entre 1,7 a 6,9. No Cerro Tupanci este fracionamento é um pouco mais elevado, com razões La_N/Yb_N variando entre 3,48 até 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 amostras uma forte anomalia negativa em Eu ($Eu/Eu^* = 0,01 - 0,19$), que está provavelmente relacionada ao caráter bivalente deste elemento e o fracionamento de feldspatos.

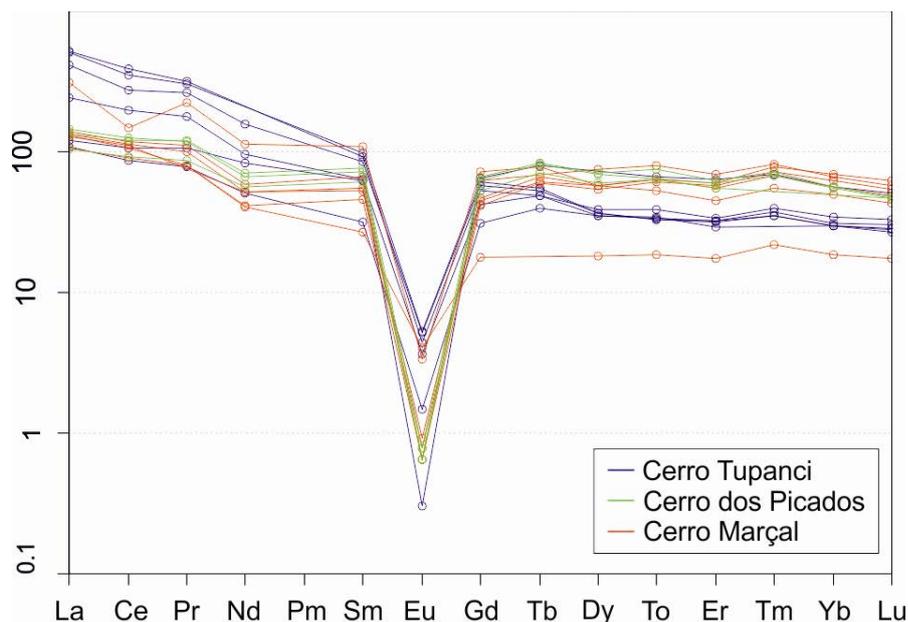


Figura 49 - Diagrama multi-elementar dos ETR normalizado pelo condrito segundo Nakamura (1974)

Assim como distinguido para a Formação Acampamento Velho no Platô da Ramada por Sommer *et al.* (2005), os riolitos alto Ti da região (Cerro Tupanci) possuem um enriquecimento em ETR, principalmente em ETRL, enquanto que as rochas ácidas baixo Ti (Cerro Marçal e dos Picados) mostram um padrão mais horizontalizado.

Na Figura 50 a seguir, pode-se visualizar o comportamento de alguns elementos traços e ETR quando normalizados pelo ORG (Pearce *et al.*, 1984), que 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.

Sommer *et al.* (2005) separa os comenditos do Platô da Ramada em três grupos composicionais: alto-Ti, baixo-Ti e alto-Nb. Os grupos alto-Ti e baixo-Ti são distinguíveis nas rochas do Tupanci, sendo os baixo-Ti representados pelos Cerros Marçal e dos Picados, com valores mais altos de Rb, Nb e Y e conteúdos mais baixos de Zr, Ce e Sm em relação as rochas ácidas alto Ti, representadas na região

pelo Cerro Tupanci. Ambos os tipos mostram conteúdos de Zr típicos de associações alcalinas levemente peralcalinas.

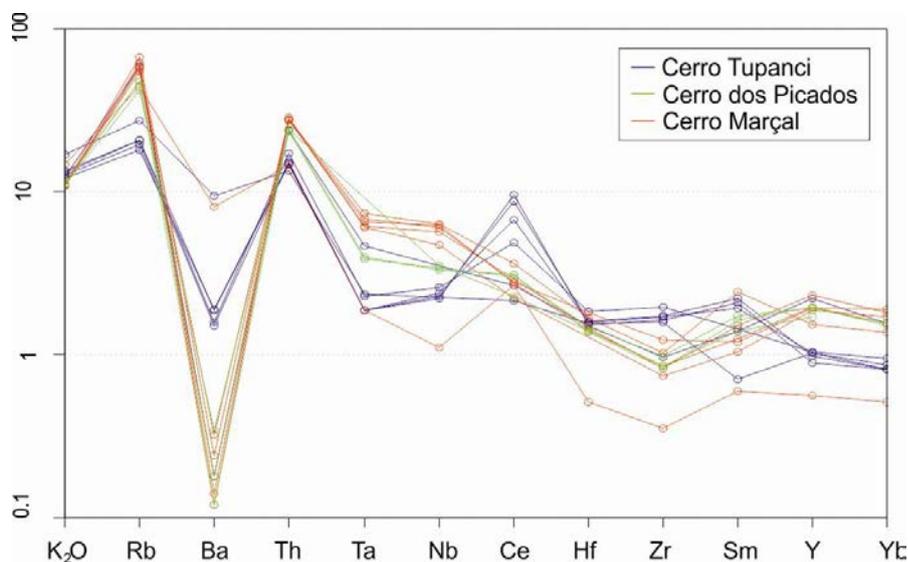


Figura 50 - Diagrama multi-elementar normalizado pelo ORG, segundo Pearce *et al.* (1984)

Nos diagramas discriminantes de ambientes tectônicos de Pearce *et al.* (1984), as amostras possuem razões $Rb/Y+Nb$ e Nb/Y ocupando os ambientes intra-placa, tendendo ao campo pós-colisional (Fig. 51). Pode-se observar que as amostras do CT localizam-se mais próximas do campo pós-colisional, que seria a interface entre todos os campos, enquanto as rochas do CM e do CP concentram-se mais no campo dos granitóides intra-placa (WPG).

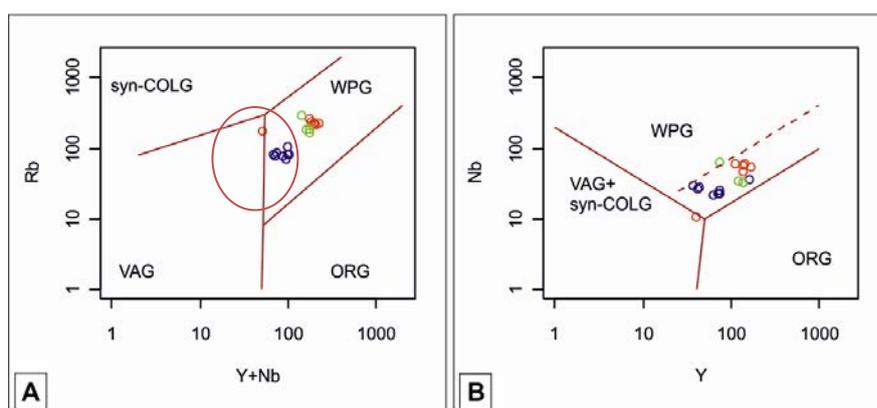


Figura 51 - Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos segundo Pearce *et al.* (1984):
A) Diagrama Rb vs. $Y+Nb$; B) Diagrama Nb vs. Y (o círculo representa o campo dos granitóides pós-colisionais)

Nos diagramas de classificação de granitóides propostos por Whalen *et al.* (1987), as amostras ocupam o campo dos granitos do tipo "A" (Figura 52), os quais

são alcalinos e anorogênicos. Esta classificação é confirmada pelos valores de $(10^4 \cdot \text{Ga})/\text{Al} > 2,6$, $\text{Ce} + \text{Y} + \text{Nb} + \text{Zr} > 500 \text{ ppm}$ e $\text{FeO}_t/\text{FeO}_t + \text{MgO} > 0,9$, como proposto por Nardi e Bittencourt (2009) para o magmatismo granítico do tipo “A” no sul do Brasil.

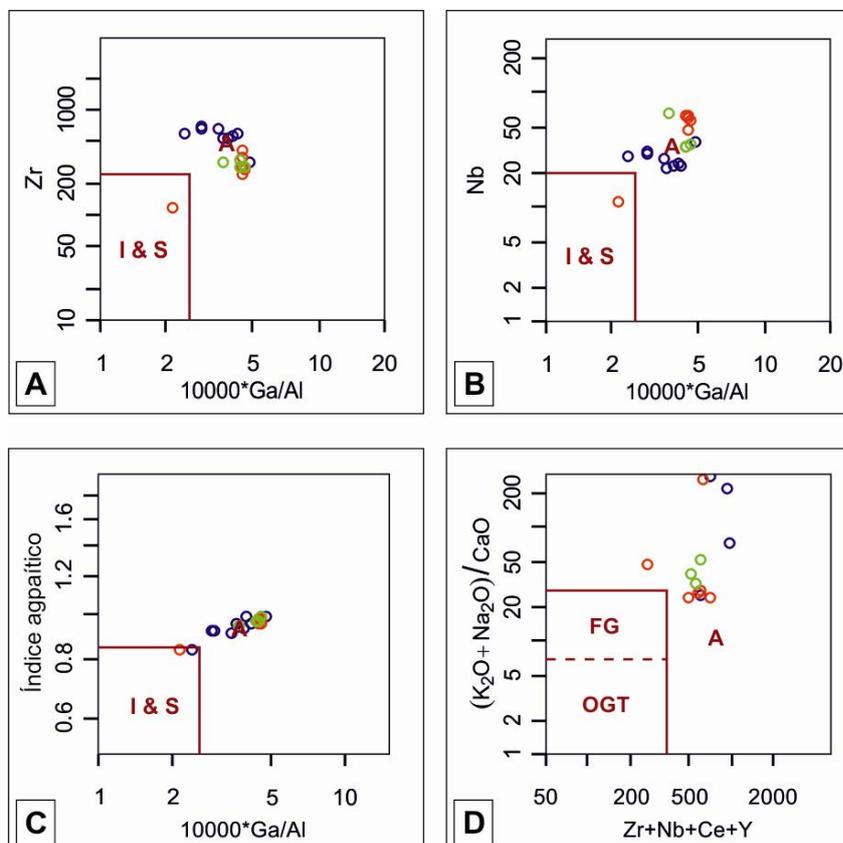


Figura 52 - Diagramas de classificação de granitóides e discriminantes de ambientes tectônicos segundo Whalen *et al.* (1987): A) Zr vs. $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$; B) Nb vs. $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$; C) IAGP vs. $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$; D) $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ vs. $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$

O comportamento dos elementos maiores, traço e ETR permitem classificar o magmatismo da região do Tupanci, como supersaturado em sílica, semelhante aos sistemas de alta sílica, de afinidade alcalina sódica e tendência levemente peralcalina, análogo aos granitos do tipo “A” do magmatismo neoproterozóico pós-colisional no ESRG.

A seguir na Figura 53 são apresentados diagramas com a correlação das rochas vulcânicas da região do Tupanci com 9 análises representativas de rochas riolíticas obtidas por Sommer *et al.* (1999; 2005; 2006) no Platô do Taquarém (Dom Pedrito) e no Platô da Ramada (Vila Nova do Sul), ocorrências clássicas da Formação Acampamento Velho.

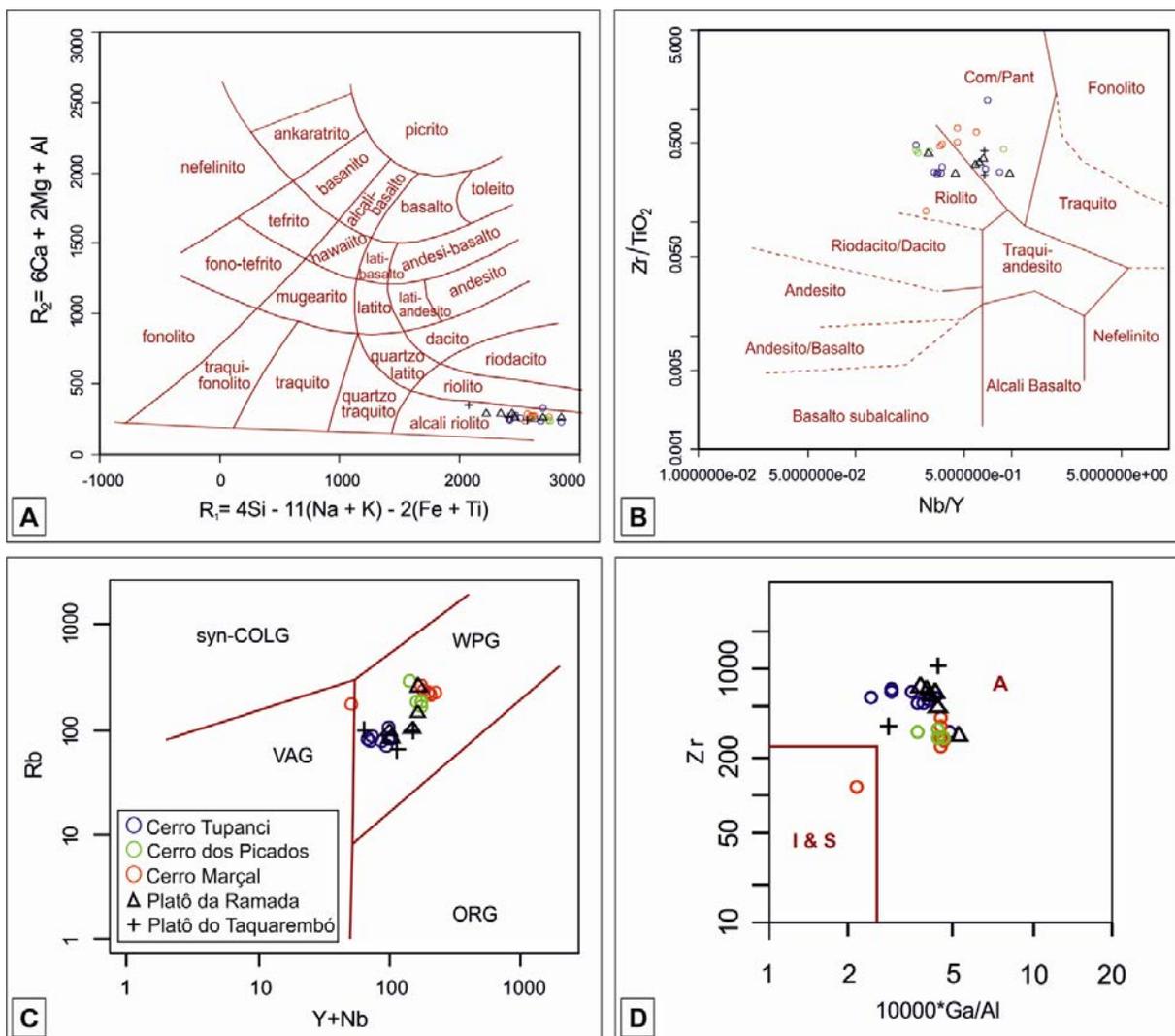


Figura 53 - Comparação dos dados das amostras da região do Tupanci com outras ocorrências da Fm. Acampamento Velho: A) Diagrama R_1 vs. R_2 como proposto por De La Roche *et al.* (1980); B) Diagrama de classificação SiO_2 vs. Zr/TiO_2 como proposto por Winchester e Floyd (1977); C) Diagrama discriminante de ambiente tectônico Rb vs. $Y+Nb$ segundo Pearce *et al.* (1984); D) Diagrama de classificação de granitóides Zr vs. $10000 * Ga/Al$ segundo Whalen *et al.* (1987)

Observa-se um comportamento similar entre os resultados de litoquímica para as rochas vulcânicas ácidas da região do Tupanci quando comparadas a outras ocorrências da Formação Acampamento Velho, sendo assim, é possível vincular preliminarmente estas como correlatas.

5 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

A região do Tupanci, localizada na porção noroeste do escudo Sul-Rio-Grandense, apresenta um grande volume de depósitos vulcânicos de composição ácida, estratigraficamente correlacionados à Formação Acampamento Velho, da Bacia do Camaquã. Esta região representa a exposição mais setentrional deste episódio vulcânico que é 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 estágios pós-colisionais do ciclo orogênico Brasileiro/Pan-Africano no Escudo Sul-Rio-Grandense

Os aspectos observados em campo e em laboratório permitiram identificar duas formas principais de ocorrência para as rochas ácidas: intrusivas (riolitos hipoabissais) e extrusivas (lavas riolíticas e ignimbritos riolíticos). Estas unidades ocorrem associadas a outras do ESRG como “janelas do embasamento” controladas por falhamentos com sentido NE-SW, recobertas por rochas sedimentares da Bacia do Paraná e sedimentos aluvionares quaternários.

A variação faciológica encontrada nas rochas vulcânicas ácidas permitiu diferenciar duas formas de erupção vulcânica na região: efusivo e explosivo. Os depósitos efusivos compreendem os Cerros Tupanci e grande parte do Cerro dos Picados, sendo constituídos predominantemente por riolitos porfiríticos, com fenocristais euédricos à subédricos de feldspato alcalino, quartzo e restos de minerais máficos alterados para clorita, envolvidos por uma matriz quartzo-feldspática equigranular fina a afanítica mostrando, em algumas porções, forte foliação de fluxo, microbrechas e textura esferulítica de desvitrificação em alta temperatura.

As rochas piroclásticas ocorrem em maior volume no Cerro Marçal, caracterizadas por ignimbritos que podem ser divididos em duas fácies de acordo com a granulometria: lapillítica e tufácea. A fácies lapillítica é rica em litoclastos, com alguns púmices desvitrificados e pouco estirados, além de pequenos cristaloclastos de feldspato alcalino e quartzo, enquanto a fácies tufácea, ocorre com abundância em púmices desvitrificados com uma destacável textura eutaxítica, cristaloclastos e raros litoclastos.

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 ou formados por desabamento de domos ou *coulées*. Em ambos os casos é comum que os ignimbritos tenha a sua origem vinculada a fluxos piroclásticos de alta temperatura e gerados a baixas colunas de erupção.

Em termos de elementos maiores foram constatados teores elevados de SiO_2 (73 a 77%), compatível com os “sistemas riolíticos de alta sílica” e os valores de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 8,4\%$) também são elevados, assim como o índice agpático ($>0,9$), enquanto os conteúdos de Al_2O_3 , CaO e MgO são baixos. O K_2O , Al_2O_3 , TiO_2 e o FeO_t possuem uma correlação negativa com a SiO_2 , o MgO e o P_2O_5 são constantes e o Na_2O e CaO possuem uma correlação positiva. O TiO_2 distingue-se em dois grupos, um alto-Ti, compreendido pelos riolitos do Cerro Tupanci e outro de baixo-Ti, compreendido pelas rochas dos Cerros Marçal e dos Picados.

Estas características também são descritas em outras ocorrências da Formação Acampamento Velho por Sommer *et al.* (1999) e Wildner *et al.* (1999), onde identificam-se grupos de basaltos-riolitos alto-Ti e baixo-Ti, e, embora o caráter comagmático entre os dois extremos (básico e ácido) seja admitido, os processos e a relação entre estes dois grupos não é compreendida claramente. 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.

Analisando os elementos traços e ETR constatam-se altos valores para Zr, Nb, Y, Ga e Rb, acompanhado de baixos valores de Ba e Sr. O padrão de ETR mostra um leve enriquecimento de ETR leves em relação aos ETR pesados e uma forte anomalia negativa em Eu. Em diagramas discriminantes de ambientes tectônicos, as amostras ocupam o campo dos granitos tipo A e os ambientes intraplacas, tendendo ao campo pós-colisional.

Os dados litoquímicos 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”. Estes dados em conjunto com os petrográficos 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).

Trabalhos futuros envolverão a obtenção de dados de geologia isotópica, temperatura e viscosidade do magma, química mineral nos minerais máficos e descrição das rochas intermediárias encontradas em campo, a fim de refinar a correlação destas com os ciclos vulcânicos da Bacia do Camaquã, elaborar maiores hipóteses sobre a evolução do vulcanismo Acampamento Velho e a sua relação com o magmatismo neoproterozóico pós-colisional do tipo “A” no Escudo Sul-Rio-Grandense.

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 BRASILIANAS*, 1992, São Leopoldo. Boletim de Resumos Expandidos. São Leopoldo, UNISINOS, v.1, p.16-22.
- Almeida, D.P.M., Zeffass, 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., Frago-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
- Bandat, H. V. 1962. *Aerogeology*. Houston, Gulf Publishing Company, 350 p.
- 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. & Nardi, L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Rev. Bras.Geoc.*, 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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
- Carvalho, P.F. 1932. Reconhecimento geológico no Estado do Rio Grande do Sul. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, 66: 1-72.
- Cas, R. A. F. & Wright, J. V. 1987. *Volcanic succession, modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions*. London, Allen & Unwin, 528p.
- 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.
- 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.
- Dawei, H., Shiguang, W., Baofu, H. & Manyuan, J.. 1996. Post-orogenic alkaline granites from China and comparisons with anorogenic alkaline granites elsewhere. *J. S. Asian Earth Sci.*, 13: 13-27.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. 1992. An introduction to the rock forming minerals. New York, Prentice Hall. 696p.
- De La Roche, H., Leterrier, J. & Grandclaude, P. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks and associations. *Chem. Geol.*, 29:183-210.
- Dürr, S.B. & Dingeldey, D.P. 1996. The Kaoko belt (Namibia): part of a late Neoproterozoic continental-scale strike-slip system. *Geology*, 24: 503–506.
- Eastman, J. R. 1998. *Idrisi para Windows - Manual do usuário: introdução e exercícios tutoriais*. Editores da versão em português: Heinrich Hasenack e Eliseu Weber. Porto Alegre, UFRGS Centro de Recursos Idrisi, 240 p.
- 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
- 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.
- Fisher, R. V. 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 72: 1409-1414.

Fisher, R. V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth-Sciences Reviews*, 1: 287-298.

Fisher, R. V. & Schmincke, H. U. 1984. Pyroclastic rocks. Berlin, Springer-Verlag, 462 p.

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., & Hartman, L. A. 1996. Late- to post-orogenic basins of the Pan-African-Brasiliano 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
- Gupta, R. P. 1999. *Remote Sensing Geology*. New York, Springer-Verlag, 450 p.
- 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., Nardi, L.V.S., Formoso, M.L.L., Remus, M.V.D., Lima, E.F. & Mexias, A.S. 1999. Magmatism and metallogeny in the crustal evolution of Rio Grande do Sul Shield, Brazil. *Pesquisas*, 26: 45–63.
- Hartmann, L.A., Lopes, A.P., Wang, Y., Liu, D. & Vasconcellos, M.A.Z. 2003. Oceanic plateau accretion at 705 Ma in the southern Brazilian Shield. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4, Salvador. *Short papers*, Salvador, v. 1, p. 178.
- Hinrichs, R. 2009. Apostila de ICP-OES da disciplina de Técnicas Analíticas do IGEO/UFRGS.
- Issler, R. S. & Roisenberg, A. 1972. Lamprófiro das proximidades do Cerro Tupancí, Quadrícula Arroio São Sepé, Município de São Sepé, Rio Grande do Sul. *Revista Pesquisas*, 1: 43-50.
- 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-César, A.R.S., Martins, V.T.S, Dantas, E.L., Tohver, E., McReath, I., D'Agrella-Filho, M.S. Ages (U-Pb SHRIMP and LA ICMPS) and stratigraphic evolution of the Neoproterozoic volcano-sedimentary successions from the extensional Camaquã Basin, Southern Brazil. *Gondwana Research* (in press)
- Kerr, P.F. 1977. *Optical Mineralogy* (4 ed.). New York, McGraw-Hill, 492p.

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.

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. *J. Geol. Society 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.

Le Maitre, R.W., 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the international union of geological sciences subcommission on the systematic of igneous rocks*. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 193p..

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.

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:xv-xvii.

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. 1985. Geologia, Petrografia e Petroquímica das rochas vulcânicas e tufáceas da Região de Volta Grande, Lavras do Sul, RS. *Acta Geológica Leopoldensia*, 20: 15-62.

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. 1974. Nomenclature and Petrochemistry of the Peralkaline Oversaturated Extrusive Rocks. *Bull. Volcanolog.*, 38: 498-516.
- 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.
- Mackenzie, W. S., Donaldson, C. H. & Guilford, C. 1991. *Atlas of igneous rocks and their textures*. Longman Scientific & Technical. 98p.
- Mahood, G.A. & Hildreth, W. 1983. Nested calderas and trapdoor uplift at Pantelleria, Strait of Sicily. *Geology*, 11: 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.
- 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.
- Maniar, P.D. & Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635-64
- 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., Sommer, C.A., Lima, E.F., Saldanha, D.L., Pinheiro-Sommer, J.A., Liz, J.D. 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 (in press)*.
- 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.
- McPhie, J., Doyle, M. & Allen, R. 1993. *Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. University of Tasmania, 197 p.
- 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 precambrian 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.
- Nardy, A.J.R. & Machado, F.B. Apostila da disciplina Mineralogia Óptica. IGCE/UNESP. Rio Claro. 2010. Disponível em: <http://www.rc.unesp.br/igce/petrologia/nardy/opticat2.pdf> (Acesso em jun. 2011)
- 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 BRASILEIRAS*, São Leopoldo. Boletim de Resumos Expandidos. São Leopoldo, SBG/UNISINOS, v.1, p. 97–105.
- Pandey, S. N. 1987. *Principles and applications of Photogeology*. Delhi, Wiley Eastern Ltd.
- 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. 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. 2000.
- 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.
- 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., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Groves D.I. & Reischl J.L. 2000. A distal magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) deposits, southern Brazil. *Gondwana Research*, 3:155-174.
- 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. 1970. *Geologia da Folha de Bom Jardim – Rio Grande do Sul – Brasil*. Boletim do DNPM, n. 247, 142p.
- Ribeiro, M., Bocchi, P.R., Figueiredo Fº., 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
- Robertson, JF. 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.

Rocha, F.F.N., Lima, E.F., Prado, M., Bastos Neto, A. & Matos, D.F., 1999. Mineralizações de fluorita e galena em derrames riolíticos da região de Vila Nova (Aloformação Acampamento Velho), RS: Resultados preliminares. *In*: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1, Gramado/RS. *Boletim de Resumos*, Gramado, SBG/Núcleo Sul, v. 1, p. 84.

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.

Sartori, L. S., Sommer, C.A., Lima, E.F. & Leitzke, F. P. 2009. Aspectos petrográficos preliminares dos lamprófios espessartíticos da região de Vila Nova do Sul e Lavras do Sul, RS. *In*: SALÃO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA, XXI, Porto Alegre. Livro de Resumos do XXI Salão de Iniciação Científica. Porto Alegre, UFRGS, v. 1.

Schmid, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommision on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 9: 41- 43.

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-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 Fº, 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 Taquarembó, 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. 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. & Matos, D. 2001. Ignimbritos ricos em cristais do Platô da Ramada - RS, Brasil. In: XI CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, Montevideu. *Anais...*, v.1.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Liz, J.D., Pierosan, R. & Waichel, B.L. 2002. Caracterização geoquímica do vulcanismo Neoproterozóico do Platô da Ramada, porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2, Belém. *Boletim de resumos...*, Belém/PA, SBGEO, v.1, p. 121.
- 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.
- Sparks, R. S. J. & Walker, G. P. L. 1973. The ground surge deposit: a third type of pyroclastic rock. *Nature Physics Sciences*, 241: 62-64.
- 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.
- Streckeisen, A. L., 1978. IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks. Recommendations and Suggestions. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Abhandlungen*, 141: 1-14.
- 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., 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.

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.

Winchester, J.A. & Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20: 325-343.

Zerfass, H., Almeida, D.M.P. & Gomes, C.H. 2000. Faciology 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.

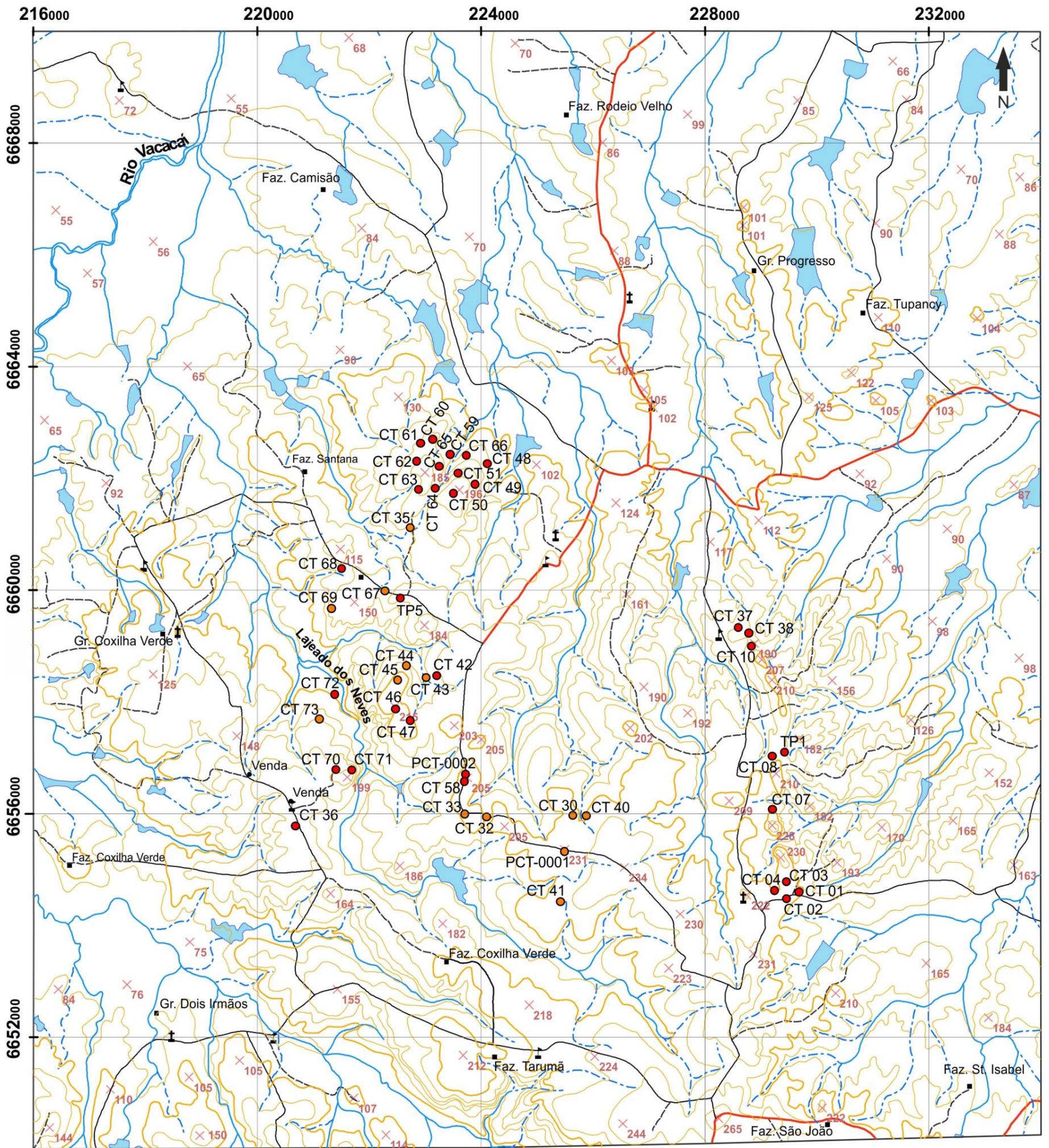
Zingano, A. 2010. Apostila da Disciplina Geologia de Engenharia. Escola de Engenharia. Porto Alegre, UFRGS.

APÊNDICE A – Mapa de Localização e Amostragem

APÊNDICE A – Mapa de Localização e Amostragem

Rochas Vulcânicas Ácidas da região do Tupanci

Escala 1:70.000



DADOS TÉCNICOS

DATUM VERTICAL: MARÉGRAFO DE TORRES/RS
 DATUM HORIZONTAL: CÔRREGO ALEGRE/MG
 PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR

Base cartográfica digitalizada a partir da Folha SH.22-Y-A-I-1, escala 1:50.000, levantada, desenhada e impressa pela DIRETORIA DE SERVIÇO GEOGRÁFICO - BRASIL/1979
 A declinação magnética cresce 9,4' anualmente



- Riolitos
- Ignimbritos
- Rios
- Açudes
- - - Caminhos
- Estradas
- Rodovias
- × Pontos cotados
- 100m
- 20m
- Curvas de Nível (Intervalo)

