

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

**PETROLOGIA E FACIOLOGIA DA SEQUÊNCIA VULCÂNICA ÁCIDA
CAMBIRELA, BATÓLITO FLORIANÓPOLIS – SC**

ERICO ALBUQUERQUE DOS SANTOS

ORIENTADOR – Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer
CO-ORIENTADOR – Prof. Dr. Breno Leitão Waichel

Porto Alegre – 2019

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

**PETROLOGIA E FACIOLOGIA DA SEQUÊNCIA VULCÂNICA ÁCIDA
CAMBIRELA, BATÓLITO FLORIANÓPOLIS – SC**

ERICO ALBUQUERQUE DOS SANTOS

ORIENTADOR – Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer
CO-ORIENTADOR – Prof. Dr. Breno Leitão Waichel

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima – Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Prof. Dr. Joaquim Daniel de Liz – Universidade Federal do Sergipe
Profa. Dra. Luana Moreira Florisbal – Universidade Federal de Santa Catarina

Dissertação de Mestrado apresentada como
requisito parcial para a obtenção do Título
de Mestre em Geociências.

Porto Alegre – 2019

CIP - Catalogação na Publicação

Santos, Erico Albuquerque dos
PETROLOGIA E FACIOLOGIA DA SEQUÊNCIA VULCÂNICA
ÁCIDA CAMBIRELA, BATOLITO FLORIANOPOLIS - SC / Erico
Albuquerque dos Santos. -- 2019.

97 f.

Orientador: Carlos Augusto Sommer.

Coorientador: Breno Leitão Waichel.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa
de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,
2019.

1. Neoproterozoico. 2. Rochas vulcânicas ácidas. 3.
Faciologia. 4. Geoquímica. 5. Reologia. I. Sommer,
Carlos Augusto, orient. II. Waichel, Breno Leitão,
coorient. III. Título.

À ma petite tortue, toujours...

*And so these men of Indostan
Disputed loud and long
Each in his own opinion
Exceeding stiff and strong,
Though each was partly in the right,
And all were in the wrong!*

*“The Blind Men and the Elephant”
John Godfrey Saxe*

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer a algumas pessoas que foram fundamentais na realização deste trabalho e já peço desculpas de antemão caso eu deixe alguém de fora, está um calor absurdo aqui em Floripa e tudo o que eu queria agora era uma praia para colocar os pés para cima e a cabeça no lugar depois de todas essas horas enclausurado em casa tentando dar a luz a essa dissertação. Agradeço do fundo do meu coração aos meus orientadores, Carlos Augusto Sommer e Breno Leitão Waichel, pelos conselhos tanto profissionais e acadêmicos quanto pelos pessoais. Foram dois anos de muito aprendizado e amadurecimento e sem vocês nada disso seria possível. Ao professor Jairo Franciso Savian pela ajuda durante os trabalhos de campo e laboratório. Estou ansioso para trabalharmos juntos no futuro, aquela ASM do Cambirela ainda vai sair. À professora Maria de Fátima Bitencourt pelos conselhos e pela ajuda com as amostras do Cambirela. À professora Luana Moreira Florisbal por estar sempre presente tanto nos momentos de alegria quanto nos não tão alegres assim. Obrigado por estar sempre ali quando precisei e por me fazer ver o lado bom das coisas. A todos os professores do PPGGEO por todo o conhecimento compartilhado e por tornarem a minha paixão pela geologia cada vez maior. À secretaria do PPGGEO pelo auxílio durante o mestrado e pela paciência com as minhas infinitas solicitações de atestados e declarações.

Ao pessoal do Magmatismo Sintectônico pela amizade e hospitalidade que tiveram ao receber com muito carinho este “xenólito”. Ao pessoal dos Piroclásticos pela camaradagem, conversas e risadas, e pelo apoio sempre presente nas horas mais necessárias. Em 2019 não pode faltar a Summer Sunset Pool Party Novo Hamburgo Edition, só queria deixar isso registrado aqui. Ao melhor grupo que essa UFRGS já teve, Os Estrangeiros, por me englobarem nessa grande família e me fazerem sentir em casa durante o tempo que morei em Porto Alegre. Espero encontrar vocês por esses simpósios, congressos e muitas voltas que a vida dá. Esse ano vai ter SSBG em Bento Gonçalves, então sem desculpa. Que seja um reencontro regado a vinho e muito mais. Aos Los Andesites por essa amizade que nasceu de forma tão inesperada na fronteira entre Brasil-Argentina, enquanto estávamos filosofando sobre a anatomia do intestino e ao invés de forçar uma evacuação sem sucesso e arriscar uma surpresa no ônibus durante a madrugada na nossa passagem pelo Chaco, resolvemos segurar o que foi ingerido ao longo do dia e viver perigosamente uma noite com quarenta pessoas e um banheiro destinado exclusivamente para o “número um”.

Essa viagem aos Andes não seria a mesma sem vocês. Um brinde a nossa amizade e a tudo o que está por vir, mas “*primero, la Pachamama*”. Aos amantes do Cambirela: Everton Marques Bongioiolo, Manuela Bahiense Lange, Gelce Camila Laikovski e Mauricio Barcelos Haag pela ajuda com os dados que contribuíram e muito com o desenvolvimento da dissertação. Ao bar da Elô pelo seu pastel sensacional que sacia todo e qualquer tipo de fome e pelas manhãs, tardes e noites de confraternização. Ao bar Ocidente, entre outros bares da Cidade Baixa, pelos momentos que não lembro direito. Ao bar A Virgem por ter sido parte de um momento muito especial na minha vida. E finalmente a minha família, pois sem eles eu não seria nada. Todas as minhas conquistas só foram possíveis porque tive vocês sempre do meu lado me apoiando em todos os momentos. Pai... mãe... amo vocês com todas as minhas forças. Eu sei que não falo muito e que deveria falar mais, prometo que vou tentar não deixar isso apenas para os agradecimentos de monografias e dissertações. Hiago, a partir do momento em que você nasceu, eu sempre tive com quem dividir risadas, brincadeiras, choros, brigas e em quem botar a culpa quando eu fazia alguma coisa errada. Obrigado pelo companheirismo ao longo de todos esses anos. Espero estar sendo um bom exemplo, estou tentado ser. Tio, obrigado por ter sido como um irmão mais velho para mim e por ter me apresentado ao melhor time do mundo. Se não fosse por você, eu provavelmente acabaria sendo torcedor do JEC. Vó, obrigado por tudo o que senhora fez por mim, eu nunca vou esquecer. Domingo tem jogo do Flamengo, deixa que eu levo o sorvete. Vamos, vamos Mengooo! Vô, esse mestrado é para o senhor. Um dia nos encontramos de novo...

RESUMO

A Sequência Vulcânica Ácida Cambirela (SVAC) é a única manifestação vulcânica Neoproterozoica no Batólito de Florianópolis. A sequência está associada aos estágios finais do magmatismo pós-colisional no Cinturão Dom Feliciano durante o Ciclo Orogênico Brasileiro/Pan-africano, responsável pela consolidação do supercontinente Gondwana Oeste. Diferente de outras ocorrências de ignimbritos, geralmente associadas a caldeiras e sequências sedimentares, a SVAC está associada a corpos graníticos rasos em um sistema plutono-vulcânico. A sequência é organizada ao longo de uma pronunciada feição geomorfológica com orientação NNE-SSW, distribuída em uma área total de 88 km², e é constituída por unidades efusivas e piroclásticas. A unidade piroclástica é predominante na sequência e caracterizada por ignimbritos com 15 a 50% de cristais de quartzo, K-feldspato e plagioclásio, fragmentos de cristais e líticos imersos em uma matriz tufácea, apresentando estrutura eutaxítica incipiente à parataxítica. Devido à sua estruturação e à ausência de caldeira e sequência sedimentar associadas, esses ignimbritos foram classificados como ignimbritos fissurais. A unidade efusiva é composta por riolitos com 3% de fenocristais de quartzo, K-feldspato e plagioclásio imersos em uma matriz equigranular fina. Estas unidades foram divididas em cinco litofaceis: riólito porfirítico (rP), lapilli-tufo com baixo teor de cristais e estrutura eutaxítica (LTbce), lapilli-tufo com alto teor de cristal e estrutura eutaxítica (LTace), lapilli-tufo com estrutura parataxítica (LTp) e lapilli-tufo rico em cristais (LTrc). Com base em dados geoquímicos, essas rochas foram classificadas como riolitos alta-sílica, correlacionadas com a série cálcio-alcalina alto-K próximo à série shoshonítica. A sequência apresenta caráter ligeiramente metaluminoso a peraluminoso e alto teor de álcalis, $FeOT/(FeOT+MgO)$ e índices agpaíticos. Estas características estão associadas ao magmatismo tipo-A em ambiente pós-colisional no sul do Brasil. Em relação a sua reologia, a sequência apresenta temperaturas de transição vítrea variando de 731 a 781 °C, temperaturas *liquidus* de 940 a 968 °C e viscosidades de 7,72 a 8,90 log Pa.s. Estes valores são semelhantes aos do cronocorrelacionado Granito Ilha, mas ligeiramente diferentes do Riolito Ana Dias. As semelhanças reológicas e geocronológicas entre a SVAC e o Granito Ilha, juntamente com a relações de contato e a interação observados no campo entre essas unidades, indicam que estes líquidos provavelmente pertenciam à mesma câmara magmática que constituiu um *mush* magmático localizado em porções rasas da crosta.

ABSTRACT

The Cambirela Silicic Volcanic Sequence (CSVs) is the only Neoproterozoic volcanic manifestation in the Florianópolis Batholith. The sequence is associated with the final stages of the post-collisional magmatism in the Dom Feliciano Belt during the Brazilian/Pan-African Orogenic Cycle that was responsible for the consolidation of the West Gondwana supercontinent. Distinct from other ignimbrite occurrence, that are generally associated with caldera and sedimentary sequences, the CSVs is associated with shallow granitic bodies in a plutono-volcanic system. The sequence is arranged along a high geomorphological feature with NNE-SSW orientation, distributed in a total area of 88 km², and is constituted by effusive and pyroclastic units. The pyroclastic unit is predominant in the sequence and characterized by ignimbrites with 15 to 50% of quartz, K-feldspar and plagioclase crystals, crystal and lithic fragments immersed in a tuffaceous matrix, presenting incipient eutaxitic to parataxitic structure. Due to its geotectonic structure and the absence of caldera and sedimentary sequence associated, these ignimbrites were classified as fissure ignimbrites. The effusive unit is composed by rhyolites with 3% of quartz, K-feldspar and plagioclase phenocrysts immersed in an equigranular fine matrix. These units were divided into five lithofacies: porphyritic rhyolite (pR), lapilli-tuff with low-crystal content and eutaxitic structure (lceLT), lapilli-tuff with high-crystal content and eutaxitic structure (hceLT), lapilli-tuff with parataxitic structure (pLT) and crystal-rich lapilli-tuff (crLT). Based on geochemical data, these were classified as high-silica rhyolites, correlated with the high-K calc-alkaline serie, close to the shoshonite series. The sequence display a slightly metaluminous to peraluminous character and high contents of alkalis, $FeOT/(FeOT+MgO)$ and agpaitic indexes. These characteristics are associated with the A-type magmatism in post-collisional settings in southern Brazil. In relation to its rheology, the sequence present glass transition temperatures ranging from 731 to 781 °C, liquidus temperatures from 940 to 968 °C and viscosities from 7.72 to 8.90 log Pa.s. These values are similar to the chronocorrelated Ilha Granite, but slightly different from the Ana Dias Rhyolite. The rheological and geochronological similarities between the CSVs and the Ilha Granite, together with the contact relationships and interaction observed in the field between these units, indicate that these melts probably belonged to the same magma chamber constituting a magma mush located in the shallow portion of the crust.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localização da área de estudo e suas vias de acesso. Geologia da área modificado de Zanini et al. (1995).	18
Figura 2. Contextualização geológica da área estudada: (A) Contextualização geológica e geotectônica da porção sul da Província Mantiqueira (estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul no Brasil, e Uruguai), após Chemale et al. (1995); e (B) Principais unidades litológicas e feições tectônicas do Cinturão Dom Feliciano no Estado de Santa Catarina, após Bitencourt (1996), com a indicação da área de estudo (Figura 3). Modificado de Bitencourt & Nardi (2004).	26
Figura 3. Mapa geológico da Seqüência Vulcânica Ácida Cambirela e unidades adjacentes com a localização das amostras coletadas no estudo. Modificado de Zanini et al. (1995).	30
Figura 4. Esquematisação de um sistema vulcânico a partir de um reservatório magmático superficial. Modificado de Llambías et al. (2008).	33
Figura 5. Classificação genética dos depósitos vulcânicos. Modificado de McPhie et al. (1993).	34
Figura 6. Classificação granulométrica para depósitos piroclásticos primários polimodais. Modificado de Fisher (1966).	35
Figura 7. Classificação de cinzas e tufos conforme a composição dos piroclastos. Modificado de Schmid (1981).	36
Figura 8. Esquematisação dos três tipos mais comuns de depósitos piroclásticos (ignimbritos). Modificado de Bachmann e Bergantz (2008).	37
Figura 9. Esquematisação da evolução de um reservatório magmático do tipo <i>mush</i> : (A) Estágio de baixa cristalinidade (<45% vol. de cristais): cristais em suspensão por correntes de convecção, (B) Estágio de média cristalinidade (~45-60% vol. de cristais): ausência de convecção e alta permeabilidade favorece a separação entre cristal- <i>melt</i> , e (C) Estágio de alta cristalinidade (>60% vol. de cristais): não há extração eficiente do <i>melt</i> por compactação. Extraído de Bachmann e Bergantz (2008).	38
Figura 10. Esquematisação do <i>mush model</i> para extração de <i>melt</i> riolítico de um <i>crystal mush</i> plutônico de composição intermediária híbrida. Conteúdo de fenocristais do magma móvel zoneado: xp = pobre em cristais (0 – 5%), xm = conteúdo intermediário de cristais; xr = rico em cristais (15 – 55%). Os diques e lentes pretos representam os poucos magmas máficos capazes de penetrar na crosta superior. Modificado de Hildreth (2004).	40

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Classificação granulométrica de piroclastos e depósitos piroclásticos unimodais bem selecionados. Modificado de Fisher (1961) e Schmid (1981).....	35
Tabela 2. Classificação granulométrica de depósitos piroclásticos e vulcanoclásticos ressedimentados ou mistos. Modificado de Fisher (1961) e Schmid (1981).	36

SIGLAS E ABREVIACÕES

CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral

UFRGS – Universidade Federal do Rio Grande do Sul

DSG – Diretoria de Serviço Geográfico

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

EPAGRI – Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina

CIRAM – Centro de Informações de Recursos Ambientais e de Hidrometeorologia de Santa Catarina

SIG – Sistema de Informações Geográficas

SHP – shapefile

UTM – Universal Transversa de Mercator

GPS – Global Positioning System

UFSC – Universidade Federal de Santa Catarina

ICP-ES – Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry

ICP-MS – Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry

GCDKit – Geochemical Data Toolkit

CSSB – Cinturão de Cisalhamento Sul-Brasileiro

SUMÁRIO

I - ESTRUTURAÇÃO DA DISSERTAÇÃO	14
1.1 INTRODUÇÃO	14
1.2 OBJETIVOS	16
1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA.....	17
1.4 MATERIAIS E MÉTODOS.....	18
1.4.1 Etapa Pré-Campo	18
1.4.1.1 Revisão Bibliográfica.....	19
1.4.1.2 Cartografia Digital em Base SIG	19
1.4.2 Etapa de Campo.....	20
1.4.3 Etapa de Laboratório	20
1.4.3.1 Sistema de Informações Geográficas (SIG).....	20
1.4.3.2 Petrografia.....	21
1.4.3.3 Litoquímica	21
II - CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA.....	23
2.1 GEOLOGIA REGIONAL	23
2.1.1 Província Mantiqueira	23
2.1.1.1 Cinturão Dom Feliciano	24
2.1.1.1.1 <i>Inliers</i> do Embasamento.....	27
2.1.1.1.2 Bacias de Itajaí e Campo Alegre	27
2.1.1.1.3 Complexo Metamórfico Brusque	28
2.1.1.1.4 Batólito Florianópolis	29
2.1.1.1.4.1 Suíte Plutono-Vulcânica Cambirela.....	30
2.2 RESERVATÓRIOS MAGMÁTICOS RASOS	32
2.2.1 Ignimbritos	37
2.2.2 <i>Mush model</i> e sistemas riolíticos alta-sílica	38
2.3. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	41
III - ARTIGO SUBMETIDO: CONFIRMAÇÃO DE SUBMISSÃO.....	48
EDIACARAN POST-COLLISIONAL HIGH-SILICA VOLCANISM ASSOCIATED TO THE FLORIANÓPOLIS BATHOLITH, DOM FELICIANO BELT, SOUTHERNMOST BRAZIL: LITHOFACIES ANALYSIS AND PETROLOGY.....	49

I - ESTRUTURAÇÃO DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno de um artigo científico e sua organização compreende as seguintes partes principais:

a) INTRODUÇÃO sobre o tema de pesquisa, descrição dos objetivos, localização da área de estudo e materiais e métodos utilizados; b) ESTADO DA ARTE com a contextualização geológica da área de estudo e sobre o tema de pesquisa; c) REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS com a bibliografia utilizada na Introdução e Estado da Arte. A lista de figuras e tabelas abrange somente as inseridas nestas duas primeiras partes da dissertação; d) ARTIGO CIENTÍFICO, submetido para publicação na revista *Journal of South American Earth Sciences*, onde é apresentado os resultados da pesquisa desenvolvida durante a realização do mestrado.

1.1 INTRODUÇÃO

Sistemas riolíticos alta-sílica (>73% SiO₂) representam magmas altamente diferenciados derivados por fusão parcial de material crustal e/ou cristalização fracionada de magmas mantélicos, caracterizados por baixas concentrações de Mg, Ca, Sr e Ba, anomalia negativa de Eu e enriquecimento em Nb, Ta e U (Mahood & Hildreth, 1983; Mahood & Halliday, 1988). A origem e evolução dos sistemas riolíticos alta-sílica ainda está em debate. Recentemente, vários autores têm usado o *mush model* (Bachmann & Bergantz, 2004; 2008; Hildreth, 2004; Hildreth & Wilson, 2007; Huber et al., 2009; 2010, Brueseke & Ellis, 2012; Wolf et al., 2012 Allan, 2013; Streck, 2014), para explicar a evolução de reservatórios magmáticos e a geração de sistemas riolíticos alta-sílica. Novas evidências tem sugerido que os magmas são, em sua maioria, mantidos como corpos altamente cristalizados nos primeiros 10 km da crosta terrestre, sendo referidos como *crystal mushes* (“mistura de cristais e líquido silicático cuja mobilidade, e conseqüentemente eruptibilidade, é inibida por uma grande fração de partes sólidas”; Miller & Wark, 2008), da onde os riolitos alta-sílica poderiam ser originados a partir da separação de líquidos riolíticos desses corpos altamente cristalizados vinculados a grandes plútons granodioríticos ou graníticos.

Grandes quantidades de magma podem ser geradas pela extração de líquido intersticial dos *crystal mushes*, mas se elas irão solidificar na crosta para formar *plútons* ou entrar em erupção e produzir enormes depósitos vulcânicos, depende do que acontece nos reservatórios magmáticos na crosta superior (10 a 15 km). Em

porções rasas da crosta, os reservatórios magmáticos podem gerar sistemas plutono-vulcânicos, onde são comuns rochas plutônicas, vulcânicas e hipabisais sincrônicas. Nestes reservatórios, os principais processos que desencadeiam as erupções vulcânicas estão relacionados à liberação repentina da pressão confinante, onde os processos de fragmentação e vesiculação, devido à separação da fase volátil, desempenham um papel fundamental, ao contrário dos reservatórios mais profundos, onde esses processos estão praticamente ausentes (Llambías et al., 2008). A maioria das erupções explosivas envolve magmas de composição riolítica a dacítica que são responsáveis pela formação de uma variedade de rochas piroclásticas, especialmente ignimbritos.

Segundo Hildreth (1981), com base na sua composição geoquímica, os ignimbritos podem ser categorizados em três grupos: o Grupo 1 apresenta um zoneamento composicional gradacional de líquidos riolíticos ricos em cristais para um tipo de magma menos diferenciado e rico em cristais; o Grupo 2 não possui gradientes de composição e pode ser subdividido em: (a) riolitos pobres em cristais e (b) dacitos ricos em cristais; e o Grupo 3 mostra lacunas abruptas na composição: de riolitos pobres em cristais mudam abruptamente para composições menos diferenciadas ricas em cristais. Essas variações em cada um desses grupos podem ser explicadas pelo *mush model*. Os grupos 1 e 3 representam o estágio maduro do *mush model* e suas heterogeneidades químicas (ignimbritos zonados) estão relacionadas à formação de uma cobertura (*cap*) riolítica rica em líquido acima do *mush*, onde a extração incremental do *melt* intersticial e/ou agitação lenta desta cobertura (*cap*) pode ocorrer, o que produz gradientes contínuos na composição e na fração de cristais (Grupo 1). Se a parte superior do *mush* rico em cristal que está abaixo da cobertura (*cap*) for perturbada durante a erupção, poderão ocorrer transições abruptas de depósitos cristais pobres para ricos em cristais (Grupo 3).

O Grupo 2 representa uma fase imatura ou reativada do *mush model*, onde a ausência de zoneamento nos ignimbritos ricos em cristal pode ser explicada pela falta da cobertura (*cap*) riolítica (estágio imaturo) ou pela eficiente agitação magmática que manteve o magma como uma suspensão homogênea ou redigieriu a cobertura (*cap*) riolítica devido a correntes de convecção geradas a partir do calor adicionado pela recarga de magma (fase reativada ou “rejuvenescida”) (Bachmann & Bergantz, 2008).

No Cinturão Dom Feliciano, sul do Brasil, um dos melhores exemplos de sistemas riolíticos alto-sílica é a Sequência Vulcânica Ácida Cambirela, localizada no Batólito Florianópolis, no leste do Estado de Santa Catarina. Esta sequência é

caracterizada por uma sucessão de depósitos efusivos e de fluxo piroclásticos densamente soldados (~ 580 Ma) de composição riolítica e é o único exemplo de vulcanismo Neoproterozoico no Batólito Florianópolis. A Sequência Vulcânica Ácida Cambirela é denominada neste trabalho como a unidade vulcânica da Suíte Plutono-Vulcânica Cambirela (Zanini et al., 1997), em outros trabalhos (UFRGS, 1999; Bitencourt et al., 2008; Lange, 2016) classificada como Riolito Cambirela ($574 \pm 1,8$; Corrêa, 2016) e o Ignimbrito Cambirela (580 ± 5 Ma Janasi et al., 2015). A suíte é composta também por uma unidade plutônica, representada pelo Granito Ilha (587 ± 6 Ma; Janasi et al., 2015b) e o Granito Itacorubi ($594 \pm 2,8$; Corrêa, 2016), e uma unidade hipabissal representada por diques ácidos, básicos e compostos. O primeiro a identificar a presença de rochas vulcânicas Neoproterozoicas no Batólito Florianópolis foi Basei (1985), que as denominou Tuffos Cambirella após a localização onde elas foram encontradas: no Morro do Cambirela, porção leste do Estado de Santa Catarina. Na Sequência Vulcânica Ácida Cambirela predominam os depósitos piroclásticos, que ocupam a maior parte e volume da sequência. Esses depósitos apresentam alto grau de soldagem e são classificados geneticamente, segundo sua composição e aspectos texturais, como ignimbritos com 15 a 50% de fenocristais de quartzo, feldspato-K e plagioclásio e fragmentos de cristais e líticos imersos em uma matriz fina a muito fina; apresentando textura eutaxítica incipiente a parataxítica. Os depósitos efusivos encontram-se restritos na sequência e são classificados como riolitos com 3% de fenocristais de quartzo, K-feldspato e plagioclásio imersos em uma matriz equigranular fina. O contato dessas rochas vulcânicas é às vezes difuso e gradacional ou intrusivo no Granito Itacorubi, que é intrusivo no Granito Ilha (Bitencourt et al., 2008). Na maioria dos casos, o contato entre a Sequência Vulcânica Ácida Cambirela e as outras unidades está associado a falhas (Caruso Jr. et al., 1993).

1.2 OBJETIVOS

Este estudo tem por objetivo geral a caracterização faciológica e petrológica das rochas vulcânicas ácidas efusivas e piroclásticas relacionadas à Suíte Plutono-Vulcânica Cambirela, neste trabalho denominadas como Sequência Vulcânica Ácida Cambirela, vinculada ao Batólito Florianópolis, na região homônima, SC. Como objetivos específicos, destacam-se:

a) descrição petrográfica da variação litológica relacionado aos corpos vulcanogênicos, destacando-se estruturas, variações texturais e mineralógicas, de forma a permitir a individualização das litofácies;

b) caracterização geoquímica dos elementos maiores, traços e terras raras, a fim de realizar a caracterização das rochas quanto a sua afinidade geoquímica e a construção de hipóteses sobre a gênese e evolução do magmatismo.

c) correlação dos dados obtidos com os publicados para outras ocorrências de riolitos e ignimbritos desta sequência, e com o magmatismo granítico tardio no Batólito Florianópolis relacionado aos estágios pós-colisionais do Ciclo Orogênico Brasileiro/Pan-Africano.

1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A Sequência Vulcânica Ácida Cambirela está localizada na porção leste do Estado de Santa Catarina, nos municípios de Florianópolis, Palhoça, Santo Amaro do Imperatriz, São Bonifácio e Paulo Lopes. A área de estudo é delimitada pelos meridianos 48°28'30" W e 48°51'30" W e paralelos 27°39'30" S e 28°00'30" S, abrangida pela carta geológica Florianópolis/Lagoa (Folha SG-22-Z-D-V/VI), escala 1:100.000, da CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (Zanini et al., 1995).

A sequência aflora em três regiões principais (Fig. 1): (1) no Sul da ilha de Santa Catarina, onde o acesso, partindo-se de Florianópolis, é feito pela SC-405 por 14 km e pela SC-406 por 9,5 km em direção ao Sul da Ilha, até aos bairros Armação e Pântano do Sul, (2) no Morro do Cambirela e Morro dos Cavalos, onde o acesso, partindo-se de Florianópolis, é feito pela SC-282 por 22,5 km e pela BR-101 por 8 km em direção ao Sul do Estado, passando do município de São José até o município de Palhoça e (3) na localidade de Maciambu, onde o acesso, partindo-se de Florianópolis, é feito pela SC-282 por 22,5 km e pela BR-101 por 25 km em direção ao Sul do Estado, passando do município de São José e Palhoça até o município de Paulo Lopes.

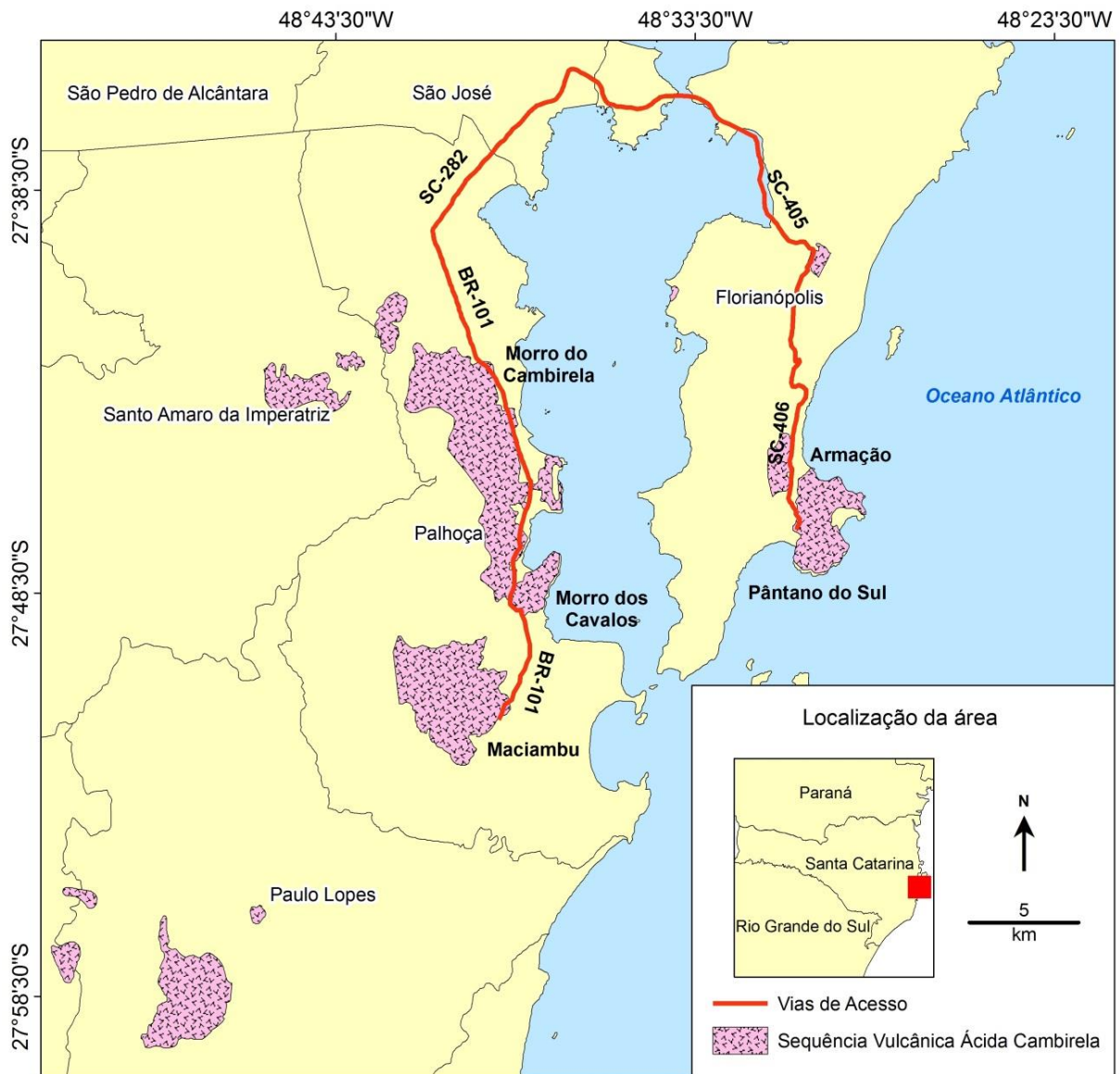


Figura 1. Localização da área de estudo e suas vias de acesso. Geologia da área modificado de Zanini et al. (1995).

1.4 MATERIAIS E MÉTODOS

1.4.1 Etapa Pré-Campo

A etapa pré-campo envolveu a revisão bibliográfica sobre o tema da pesquisa e a aplicação de técnicas de cartografia digital na área de estudo. O objetivo desta etapa do projeto foi de agrupar e organizar todas as informações disponíveis sobre as ocorrências das rochas vulcânicas da Sequência Vulcânica Ácida Cambirela, a fim de obter um embasamento teórico sobre conceitos, metodologias e técnicas de trabalho. Esta etapa envolveu ainda, o conhecimento preliminar da área de estudo, bem como

o reconhecimento geográfico da área, como vias de acesso, distância da cidade sede e localização de locais favoráveis à coleta de dados de campo.

1.4.1.1 Revisão Bibliográfica

Nessa etapa foi realizado um levantamento e compilação dos dados publicados sobre o tema da pesquisa, com o intuito de identificar o que já foi abordado na literatura sobre o tema, bem como as lacunas que podem ser preenchidas. Para isso foram utilizados livros, artigos científicos, resumos publicados em anais de eventos, monografias, dissertações e teses. Também foi feita a aquisição de mapas e figuras relativos ao contexto geológico regional e local da área estudada e qualquer outra informação adicional disponível.

1.4.1.2 Cartografia Digital em Base SIG

Os dados geológicos foram obtidos através da carta geológica Florianópolis/Lagoa (Folha SG-22-Z-D-V/VI), escala 1:100.000, da CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (Zanini et al., 1995), do Mapa Geológico da Ilha de Santa Catarina (escala 1:100.000) do DNPM - Departamento Nacional de Produção Mineral (Caruso Jr. et al., 1993) e do Mapa Geológico do Projeto Garobapa (escala 1:50.000) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS, 1999). Os dados planialtimétricos foram obtidos através das folhas Santo Amaro da Imperatriz (SG-22-Z-D-V-1), Florianópolis (SG-22-Z-D-V-2), Lagoa (SG-22-Z-D-VI-1), São Bonifácio (SG-22-Z-D-V-3) e Paulo Lopes (SG-22-Z-D-V-4), da Diretoria de Serviço Geográfico (DSG) do Exército e do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), nas escalas 1:50.000, disponibilizadas em formato SHP (shapefile) pelo Centro de Informações de Recursos Ambientais e de Hidrometeorologia de Santa Catarina - Epagri/Ciram. Além disso, imagens do Google Earth foram utilizadas no auxílio ao reconhecimento da área e definição dos perfis a serem realizados para descrição de afloramentos e coleta de amostras.

Estes dados foram compilados com o uso do software ArcGIS 10.2.2 e um banco de dados digital em Sistema de Informações Geográficas (SIG) foi gerado contendo uma base cartográfica com as principais localidades, vias de acesso, curvas de nível, cursos d'água, contatos litológicos, estruturas geológicas, e pontos descritos e amostrados em estudos anteriores, que foi atualizado ao longo dos trabalhos de

campo e laboratório, com a inserção dos dados gerados durante a pesquisa para a geração de um banco de dados geológicos da área.

1.4.2 Etapa de Campo

Na etapa de campo foram realizados perfis geológicos a fim de mapear os corpos da Sequência Vulcânica Ácida Cambirela, com a descrição de afloramentos, elaboração de croquis e aquisição de fotografias gerais e de detalhe. Também foi realizada a coleta de amostras de rochas para os trabalhos de petrografia e litoquímica. Os afloramentos foram descritos e georreferenciados com um GPS Garmin eTrex 30x e plotados no sistema de coordenadas UTM no mapa geológico compilado a partir da Carta Geológica Florianópolis/Lagoa, do Mapa Geológico da Ilha de Santa Catarina e do Mapa Geológico do Projeto Garobapa. Os dados gerados (descrições, croquis, fotografias e medidas estruturais) foram anexados ao banco de dados do projeto, no software Microsoft Excel 2007, e depois importados para o SIG.

1.4.3 Etapa de Laboratório

A etapa de laboratório foi realizada após a etapa de campo, onde foram organizados e analisados os dados e amostras coletados. Os métodos de trabalho desta etapa estão separados em quatro grupos principais: SIG, petrografia e litoquímica.

1.4.3.1 Sistema de Informações Geográficas (SIG)

Um banco de dados foi gerado no software ArcGIS 10.2.2, a partir das informações geológicas dos pontos descritos em campo, juntamente com os obtidos na bibliografia disponível da região (mapas geológicos, afloramentos descritos, lâminas petrográficas e análises litoquímicas realizadas, imagens de satélite e fotografias aéreas), a partir da plotagem desses dados no ambiente SIG para controle e análise dos mesmos, e a geração de produtos como mapa geológico da área de estudo e o mapa de pontos e localização, ambos na escala 1:100.000.

1.4.3.2 Petrografia

A preparação das amostras consistiu na confecção de 12 lâminas delgadas no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da UFRGS e no Laboratório de Laminação do Departamento de Geociências da UFSC. As amostras foram serradas e cortadas em fatias retangulares de aproximadamente 1 cm de espessura, que posteriormente foram desbastadas com lixas de diferentes granulações (120, 220, 600, 1.200, 2.500 e 4.000 grana) e submetidas a processos de abrasão a base de carbeto de silício (900 μm) e óxido de alumínio (9,5 μm). O polimento foi feito através da politriz com a utilização de um abrasivo a base de alumina (0,3 μm). Ao final desta sequência de procedimentos, a fatia de rocha colada no vidro com a espessura correta (0,30 mm) e estava apta para a observação ao microscópio petrográfico de luz transmitida.

As descrições petrográficas e as fotomicrografias foram realizadas utilizando os microscópios e as câmeras do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica do Instituto de Geociências da UFRGS e do Laboratório de Microscopia Ótica do Departamento de Geociências da UFSC.

1.4.3.3 Litoquímica

Foram preparadas no Núcleo de Preparação de Amostras da UFRGS, 11 amostras da Sequência Vulcânica Ácida Cambirela para obtenção dos dados litoquímicos. As amostras foram enviadas ao ACME *Analytical Laboratories* Ltda., localizado em Vancouver, no Canadá, visando à identificação dos elementos maiores, elementos-traço e terras raras.

Os elementos maiores (Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti, P, Mn e Cr) foram analisados por espectrometria de emissão por plasma indutivamente acoplado (ICP-ES – *Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry*) com limite de detecção de 0,01%, e os elementos traços (Ba, Rb, Sr, Nb, Y, Zr, U, Ga, Hf e Co) com limite de detecção variando de 0,1 a 20 ppm e terras raras (Ta, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb, Lu, Cs, Th) com limite de detecção variando de 0,01 a 0,3 ppm foram analisados por espectrometria de massa por plasma indutivamente acoplado (ICP-MS – *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*).

Os dados de elementos maiores, traços e terras raras obtidos através das análises litoquímicas de rocha total foram organizados no banco de dados do projeto,

no software Microsoft Excel 2007, juntamente com os dados litoquímicos de trabalhos anteriores (Oliveira et al., 2015; Lange, 2016), totalizando 31 amostras. O software Geochemical Data Toolkit (GCDKit), versão 4.1, elaborado por Janoušek et al. (2006), foi utilizado para a visualização das composições químicas das amostras em gráficos binários e diagramas, que nos permite 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.

II - CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA

2.1 GEOLOGIA REGIONAL

2.1.1 Província Mantiqueira

A Província Mantiqueira (Almeida et al., 1977; 1981) é a maior associação de cinturões móveis do Brasil e registra uma longa e complexa evolução do Neoproterozoico na América do Sul (900-520 Ma), onde também há remanescentes preservados de unidades Arqueanas, Paleoproterozoicas e Mesoproterozoicas (Bizzi et al., 2003). Juntamente com as províncias da Borborema, São Francisco e Tocantins constitui o Escudo do Atlântico, um extenso terreno Pré-Cambriano exposto na porção leste da Plataforma Sul-Americana (Bizzi et al., 2003).

A Província Mantiqueira é uma unidade estrutural com orientação NE-SW, produzida por uma forte tectônica de escape orógeno-paralela, localizada a leste dos crátons do São Francisco e Rio de La Plata e a oeste dos crátons Congo e Kalahari, no fim do Neoproterozoico e início do Paleozoico (Bizzi et al., 2003). Atualmente ocorre paralelo às costas leste e sul do Brasil, estendendo-se por mais de 3.000 km do Estado da Bahia no Brasil (paralelo 15° S) até o Uruguai, cobrindo uma área de cerca de 700.000 km² (Heilbron et al., 2004), e é limitado pelo Cráton do São Francisco, a Província Tocantins e a Bacia do Paraná a oeste e pela margem continental e bacias costeiras do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas a leste. Esta província, juntamente com a porção sul da Província Tocantins, constitui o arcabouço Pré-Cambriano do sudeste do Brasil e é um dos principais orógenos Neoproterozoicos formados durante o Ciclo Orogênico Brasileiro/Pan-Africano (880 - 480 Ma) que foi gerado por uma sucessão de cinturões de empurrão e dobramento controlados por sistemas transpressivos de cavalgamento em direção às margens cratônicas, constituindo um mosaico de terrenos Neoproterozoicos agregados aproximadamente a 560 Ma durante a aglutinação do supercontinente Gondwana Oeste (Bizzi et al., 2003).

Estratigraficamente, segundo Heilbron et al. (2004), esta província pode ser caracterizada pelas seguintes unidades: a) embasamento Arqueano e/ou Paleoproterozoico com mais de 1,7 Ga; b) sequências metassedimentares depositadas em bacias intra-continentais Paleoproterozoicas a Mesoproterozoicas; c) sequências metassedimentares e metavulcano-sedimentares Neoproterozoicas que

incluem sequências de margens passivas (abertura oceânica), sequências relacionadas com o fechamento oceânico (bacias de ante-arco e retro-arco) e ao estágio de colisão continental (bacias molássicas e de antepaís); d) granitóides Neoproterozoicos pré-colisionais, gerados em um arco magmático intra-oceânico ou de margem continental ativa; e) granitóides Neoproterozoicos sin-colisionais; e f) coberturas Neoproterozoico-Cambrianas associadas a bacias tardi-orogênicas e magmatismo pós-colisional.

A Província da Mantiqueira é constituída pelo Cinturão Araçuaí (porção norte), Cinturão Ribeira, zona de interferência entre as orogenias Brasília e Ribeira e os terrenos Apiaí, São Roque e Embu (porção central) e os cinturões Dom Feliciano e São Gabriel (porção sul) (Heilbron et al., 2004).

2.1.1.1 Cinturão Dom Feliciano

O Cinturão Dom Feliciano (Fig. 2a) representa um segmento crustal alongado na direção NE-SW, formado durante a colisão continental oblíqua dos crátons Rio de La Plata e Kalahari, fortemente deformado e migmatizado entre ca. 650 e 620 Ma (Philipp et al., 2016), que se estende com uma largura máxima de ca. 200 km por cerca de 1.200 km de Punta del Este, no Uruguai, ao nordeste do Estado de Santa Catarina, no Brasil (Hueck et al., 2018). A evolução do cinturão está associada a uma tectônica transpressiva de escape lateral, que deu origem a zonas de cisalhamento transcorrentes que controlaram a implantação de bacias vulcano-sedimentares e a geração de plútons sin-transcorrentes e a intrusão de batólitos pós-colisionais (Heilbron et al., 2004).

É limitado a norte pelo Cráton de Luiz Alves, que separa o Cinturão Dom Feliciano do Cinturão Ribeira, a oeste pelos crátons Rio de la Plata e Paranapanema (coberto pela Bacia do Paraná) (Heilbron et al., 2004), a leste pelo Oceano Atlântico Sul e a sul pelo estuário do Rio de La Plata (Hueck et al., 2018). O cinturão está exposto em três áreas distintas (Estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, no Brasil e no Uruguai) e é composto por bacias vulcano-sedimentares Neoproterozoicas (bacias do Itajaí e Campo Alegre, em Santa Catarina, Camaquã, no Rio Grande do Sul, e Arroyo Soldado, no Uruguai), seqüências de margens passivas Neoproterozoicas (complexos metamórficos Brusque, em Santa Catarina, Porongos, no Rio Grande do Sul, e Lavallega, no Uruguai), arcos magmáticos Neoproterozoicos (batólitos Florianópolis, em Santa Catarina, Pelotas, no Rio Grande do Sul, e Aiguá,

no Uruguai), e os remanescentes do embasamento Arqueano ao Paleoproterozoico (Heilbron et al., 2004).

No Estado de Santa Catarina, a ocorrência ao norte do Cinturão Dom Feliciano, constitui um corredor de ca. 60 km de largura e pode ser dividido em três domínios (noroeste, central e sudeste) separados por grandes zonas de cisalhamento (Hueck et al., 2018). O domínio noroeste caracteriza-se por bacias de antepaís (bacias de Itajaí e Campo Alegre), depositadas no topo do Cráton de Luiz Alves (Paleoproterozoico), o domínio central por um cinturão metavulcano-sedimentar do tipo *fold-and-thrust* (Complexo Metamórfico Brusque), e o domínio sudeste por associação de volumosas intrusões graníticas (Batólito Florianópolis) (Hueck et al., 2018).

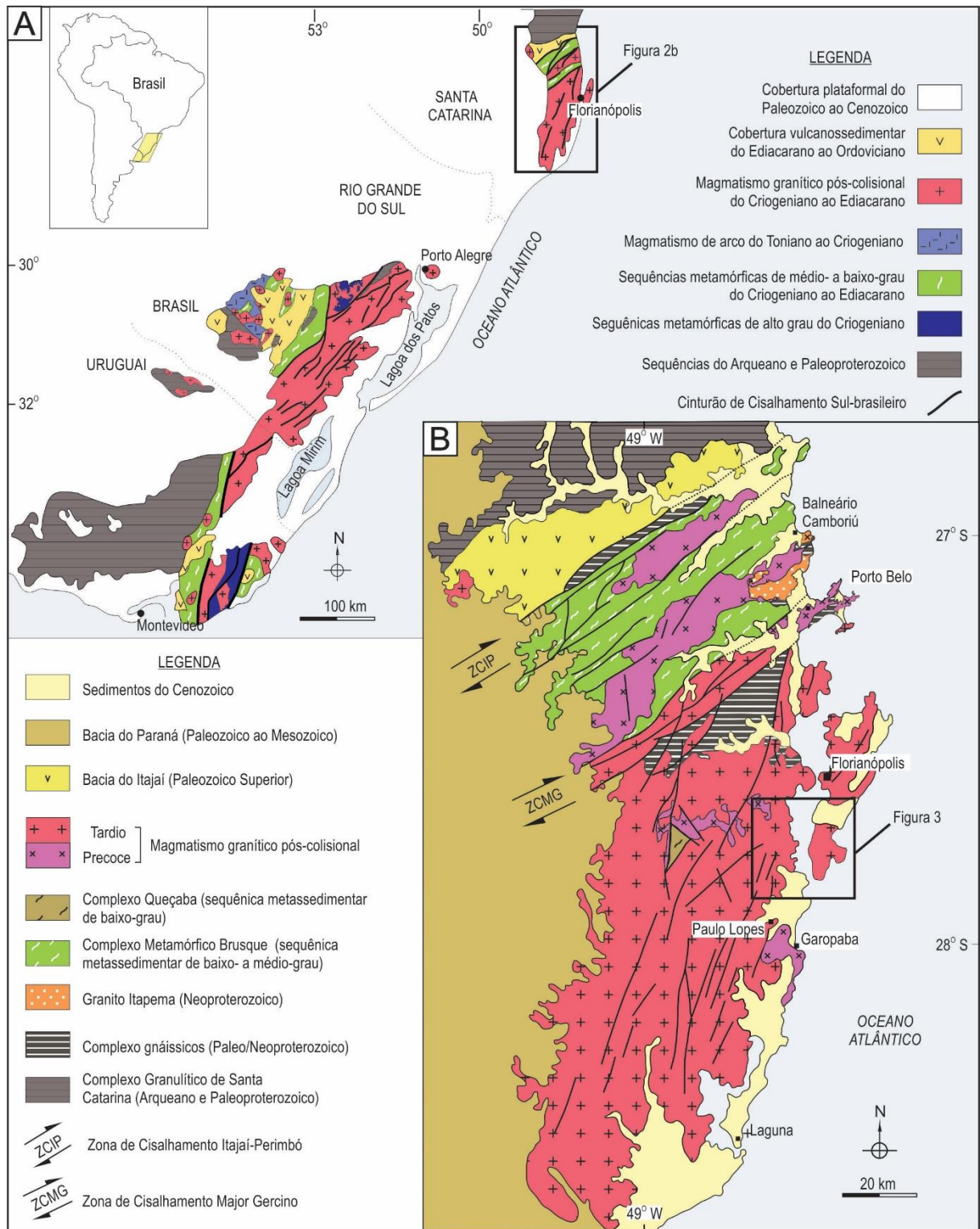


Figura 2. Contextualização geológica da área estudada: (A) Contextualização geológica e geotectônica da porção sul da Província Mantiqueira (estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul no Brasil, e Uruguai), após Chemale et al. (1995); e (B) Principais unidades litológicas e feições tectônicas do Cinturão Dom Feliciano no Estado de Santa Catarina, após Bitencourt (1996), com a indicação da área de estudo (Figura 3). Modificado de Bitencourt & Nardi (2004).

2.1.1.1 *Inliers* do Embasamento

Os *inliers* do embasamento estão presentes no domínio sudeste e noroeste. O Complexo Águas Mornas está localizado no domínio sudeste e é composto por restos de ortognaisses tonalíticos e anfibolitos intercalados com granitos foliados grosseiros e intrudidos por intrusões graníticas tardias (Silva et al., 2002), com núcleos de zircão magmático de idades de ca. 2,20 Ga (Silva et al. 2005a). No domínio noroeste encontram-se o Complexo Camboriú e o Granito Itapema. O Complexo Camboriú é composto por rochas migmatíticas associadas a anfibolito e caracterizadas por mais de uma geração de leucossomas (Hueck et al., 2018). O Granito de Itapema é uma grande intrusão monozogranítica a granodiorítica caracterizada por abundantes enclaves máficos e xenólitos de migmatitos. As idades Paleoproterozóicas entre 2,0 e 2,25 Ga, durante o Ciclo Orogênico Transamazônico (Hartmann et al., 2003a), são interpretadas como correspondentes à migmatização do Complexo Camboriú e a formação do Granito de Itapema e das idades Neoproterozoicas (ca. 590 Ma) são atribuídas ao *overprint* hidrotermal/metamórfico durante o Ciclo Orogênico Brasileiro (Bitencourt e Nardi, 2004).

2.1.1.2 Bacias de Itajaí e Campo Alegre

A Bacia do Itajaí é uma bacia assimétrica com uma forma alongada que forma um corredor com ca. 25 km de largura orientada NE-SW e é caracterizada por uma sequência sedimentar que pode chegar a 5000 m de espessura, depositada no final do Neoproterozoico (580 - 560 Ma; Basei et al., 2008) (Hueck et al., 2018). É limitado a norte pelo contato deposicional sobre o Cráton de Luiz Alves e a sul pela Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó, onde faz fronteira com o Complexo Metamórfico Brusque.

Segundo Basei et al. (2011a), a Bacia do Itajaí pode ser dividida em quatro formações: (1) Formação Baú, composta principalmente por conglomerados polimíticos recobertos por arenitos maciços vermelhos com níveis subordinados de tufo vulcânico associado aos arenitos e algumas camadas de conglomerado rico em clastos vulcânicos félsicos; (2) Formação Ribeirão Carvalho, caracterizada por um pacote espesso (650 - 1000 m) de ritmitos que transaciona gradativamente para a (3) Formação Ribeirão Neisse, constituída por arenitos arcossianos imaturos com espessura de ca. 1000 m; e (4) Formação Ribeirão do Bode, composta por camadas

alternadas de siltitos argilosos e siltitos arenosos com 1500 m de espessura. Após sua deposição, a bacia foi intrudida pelos riolitos da Formação Apiúna e pelo Granito Subida (520 Ma; Basei et al. 2011b).

A Bacia de Campo Alegre é composta por uma sequência vulcano-sedimentar com ca. 800 m de espessura (Valiati, 1974), e pode ser divididos em três formações: (1) Formação Bateias, caracterizada por conglomerados polimíticos e arcóseas depositados sobre o embasamento; (2) Formação Campo Alegre, constituída por rochas vulcânicas como basaltos, traquitos, traquidacitos, riolitos e rochas piroclásticas e epiclásticas, com menor presença de rocha sedimentar; e (3) Formação Rio Turvo, composta por rochas piroclásticas e rochas epiclásticas com ou sem contribuição vulcânica (Waichel, 1998). As rochas vulcânicas félsicas da Formação Campo Alegre tem idades de 570 ± 3 Ma (Citrone, 1998).

2.1.1.3 Complexo Metamórfico Brusque

O Complexo Metamórfico Brusque é uma sequência metavulcano-sedimentar que forma um corredor de ca. 40 km de largura com orientação NE-SW e é intruído por volumosos plútons graníticos (Hueck et al., 2018). É limitado a norte pela Zona de Cisalhamento de Itajaí-Perimbó, onde faz fronteira com a Bacia do Itajaí, e a sul pela Zona de Cisalhamento Major Gercino, onde faz fronteira com o Batólito Florianópolis.

Basei et al. (2011b) dividiram o complexo em três formações: (1) Formação Rio Oliveira, subdividida em unidades metavulcânicas e calcio-silicáticas, vulcanico-exalativas, metapelíticas e metapsamíticas; (2) Formação Botuverá, subdividida em unidades metapelíticas, metarritmíticas e metapsamíticas; e (3) Formação Rio da Areia, subdividida em unidades metapelítico-carbonáticas, metacarbonáticas, quartzíticas e metavulcânicas.

O metamorfismo do Complexo Metamórfico Brusque é caracterizado por condições de alta temperatura e baixa pressão (Silva, 1991) e é constituído por um estágio associado ao desenvolvimento da foliação principal (S_2 que transpõe a superfície sedimentar S_0 original e uma foliação S_1 precoce), e um segundo estágio relacionado a intrusões graníticas volumosas no complexo (e. g. Suíte Valsungana, granitos Corre-Mar e Serra dos Macacos) (Hueck et al., 2018). O metamorfismo regional do complexo é estimado em ca. 640 - 620 Ma, relacionado ao vulcanismo ácido sin-deposicional e a intrusão de rochas básicas (Hueck et al., 2018), e a intrusão do magmatismo granítico datada em ca. 630 - 610 Ma (Florisbal et al. 2012).

2.1.1.4 Batólito Florianópolis

O Batólito de Florianópolis é um complexo plutônico multi-intrusivo de orientação NE com 12.000 km² de exposição (200 km x 60 km; Silva et al, 2003), resultante do magmatismo prolongado Neoproterozoico do Cinturão Dom Feliciano. É limitado a norte pela Zona de Cisalhamento Major Gercino, separando-o do domínio central, a oeste e a sul pela bacia do Paraná, e a leste pelo Oceano Atlântico Sul (Hueck et al., 2018). As idades U-Pb em zircão indicam que este magmatismo durou aproximadamente 70 Ma (650 - 580 Ma) (Janasi et al., 2015a) e está associado a uma tectônica transpressiva do final do Ciclo Orogênico Brasileiro/Pan-Africano em um ambiente pós-colisional (Bitencourt et al., 2008).

Este magmatismo foi controlado por uma descontinuidade de escala litosférica, referida por Bitencourt & Nardi (2000) como o Cinturão de Cisalhamento Sul-Brasileiro (CSSB), apresentando temperaturas compatíveis com fácies xisto verde a anfibólito e é caracterizado por um magmatismo cálcio-alcálico nas primeiras magmáticas manifestações e um magmatismo alcalino nas últimas manifestações (Bitencourt & Nardi 2000), com um magmatismo máfico associado, representado por enclaves máficos microgranulares, diques sin-plutônicos e componentes máficos em sistemas de mistura parcial de magmas (Floribal et al., 2009).

Os granitóides que constituem o Batólito Florianópolis foram subdivididos por Zanini et al. (1997) em três grupos: (1) Granitóides Foliados: granitóides de caráter porfírico e foliação subverticalizada incipiente, caracterizados pela orientação dimensional dos fenocristais de feldspato e pelo alinhamento dos minerais micáceos (Granitóides Santo Antônio e Paulo Lopes); (2) Granitoides Cálcio-Alcalinos: uma associação de rochas granitóides de natureza cálcio-alcálica, que constituem um batólito polidiapírico de zoneamento concêntrico grosseiro, com termos tonalítico e quartzo-diorítico nas porções marginais, a termos monzograníticos no interior (Suíte Intrusiva Maruim); e (3) Granitóides Alcalinos: granitóides isotrópicos alcalinos que ocorrem como *stocks* ou batólitos (Suíte Intrusiva Pedras Grandes) e um corpo granítico com características subvulcânicas relacionadas a rochas vulcânicas como fluxos e tufos riolíticos, que caracterizam a fase final do magmatismo na região (Suíte Plutono-Vulcânica Cambirela).

2.1.1.4.1 Suíte Plutono-Vulcânica Cambirela

A Suíte Plutono-Vulcânica Cambirela (Zanini et al., 1997) (Fig. 3), ampliada e modificada por UFRGS (1999), Bitencourt et al. (2008) e Lange (2016), representa a etapa final do magmatismo no Batólito Florianópolis. De acordo com estes trabalhos, a suíte é constituída por três unidades: plutônica, vulcânica e hipabissal.

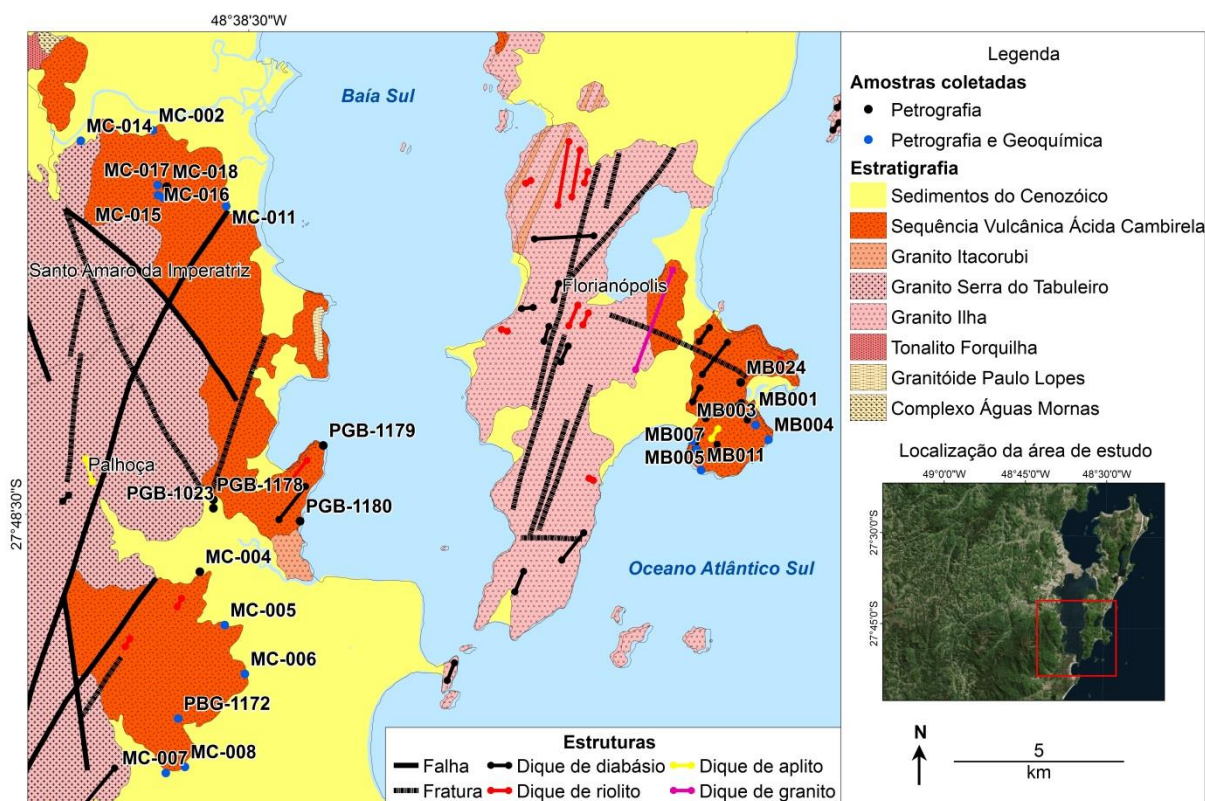


Figura 3. Mapa geológico da Seqüência Vulcânica Ácida Cambirela e unidades adjacentes com a localização das amostras coletadas no estudo. Modificado de Zanini et al. (1995).

A unidade plutônica é composta pelo Granito Ilha (587 ± 6 Ma; Janasi et al., 2015b) e o Granito Itacorubi ($594 \pm 2,8$; Corrêa, 2016). O Granito Ilha, segundo Zanini et al. (1997) e Bitencourt et al. (2008), é representado por biotita monzogranitos (predominantes) e leucossienogranitos (subordinados) de coloração cinza a rósea, isótipos ou com eventuais estruturas de fluxo ígneo. Apresentam textura alotriomórfica seriada ou equigranular de granulação média a grossa com teor variável de minerais máficos na forma de agregados. É composto principalmente por plagioclásio (oligoclásio sódico), feldspato alcalino, quartzo e biotita, e como fase acessória temos zircão, alanita, apatita e minerais opacos. São encontrados xenólitos das encaixantes e fragmentos de margens resfriadas. Veios e bolsões pegmatíticos

são abundantes nos leucossienogranitos. O Granito Ilha é cortado por diques riolíticos da unidade hipoabissal e apófises graníticas do Granito Itacorubi. O Granito Itacorubi, segundo Zanini et al. (1997) e Bitencourt et al. (2008), é representado por sienogranitos de coloração cinza-claro, granulação fina a média, isotropos e homogêneos, e hornblenda-biotita monzogranitos de coloração cinza média a escura, e textura porfirítica com elevada proporção (>60%) de matriz e fenocristais ovoides ou manteados de K-feldspato, com quartzo euédrico e plagioclásio subordinados. São encontrados abundantes enclaves microgranulares máficos, autólitos e xenólitos do Riolito Cambirela, de rochas básicas de granulação média ou afanítica e do Granito Ilha. O Granito Itacorubi corta o Granito Ilha e apresenta contatos ora difusos e gradacionais, ora intrusivos com o Riolito Cambirela.

A unidade vulcânica é representada pelo Riolito Cambirela ($574 \pm 1,8$; Corrêa, 2016) e o Ignimbrito Cambirela (580 ± 5 Ma Janasi et al., 2015). O Riolito Cambirela, segundo Zanini et al. (1997) e Bitencourt et al. (2008) é representado por derrames de composição riolítica a dacítica, maciços ou com estrutura de fluxo, de coloração cinza-escuro, textura porfirítica com fenocristais imersos em uma matriz afanítica ou de granulação muito fina e apresentando enclaves microgranulares máficos. Os riolitos porfiríticos são constituídos por fenocristais de K-feldspato, quartzo e plagioclásio, e como fase acessória apresentam biotita, epidoto, apatita, zircão e alanita. Os dacitos porfiríticos são constituídos por fenocristais de plagioclásio, K-feldspato e quartzo imersos em uma matriz microcristalina formada por quartzo, feldspato, minerais opacos, biotita, epidoto e anfibólio. No Riolito Cambirela são encontrados xenólitos arredondados dos granitos Paulo Lopes, Serra do Tabuleiro e Ilha. O Ignimbrito Cambirela, segundo Bitencourt et al. (2008) e Lange (2016), é representado por ignimbritos reomórficos, raramente lava-like, de coloração acinzentada, fortemente soldados de textura porfirítica com fenocristais de quartzo, K-feldspato e plagioclásio imersos em matriz quartzo-feldspática fina a afanítica, apresentando textura eutaxítica pronunciada e conteúdo variável de cristais, fragmentos líticos e vítreos.

A unidade hipabissal é representada por diques ácidos, básicos e compostos. Os diques ácidos são porfiríticos, de composição riolítica e dacítica, com 2 a 15 m de espessura e intrudem frequentemente o Granito Serra do Tabuleiro. Os diques básicos são diabásios de textura fanerítica fina a afanítica com 1,5 a 60 m de espessura e orientação preferencial N-S e NE-SW. Os diques compostos (subordinados) intrudem somente o Granito Ilha, têm orientação N-S e NNE-SSW e

de 15 e 100 m de espessura, e são formados por um centro de composição riolítica ou dacítica contendo enclaves microgranulares máficos, e bordas de composição básica e granulação média (Bitencourt et al., 2008).

O magmatismo da Suíte Plutono-Vulcânica Cambirela é classificado, com base em dados geoquímicos, como granitóides e riolitos (74,67 - 78,76% SiO₂) de caráter levemente peraluminoso, com valores de álcalis variando de 7 a 8% e baixo teor de Ca (<1%), pertencendo à série calcio-alcalina alto-K, próximo ao campo da série shoshonítica (Lange, 2016). A Suíte Plutono-Vulcânica Cambirela é interpretada por Bitencourt et al. (2008), baseado em relações de contato entre o Granito Itacorubi e o Riolito Cambirela, como um conjunto de pulsos magmáticos de composição ácida e básica localizados em porções superiores da crosta.

2.2 RESERVATÓRIOS MAGMÁTICOS RASOS

Os reservatórios de magma são compostos por câmaras de magmas (região contínua onde magmas eruptíveis - fração de cristais <50% - estão armazenados) e *crystal mushes* (magma rígido ou semi-rígido - fração de cristais >50% - formada por uma estrutura de cristais que se tocam e líquido intersticial) (Bachman e Bergantz, 2008). A porcentagem de cristais afeta o comportamento do reservatório magmático: (1) o magma pode fluir quando a fração de cristal está entre 0 e 50%, mas (2) em torno de 50 a 60% os cristais começam a se tocar e formam um esqueleto rígido, que não pode mais fluir ou entrar em erupção (Marsh, 1981).

Grandes quantidades de magma podem ser geradas pela extração de líquido intersticial dos *crystal mushes*, mas se elas irão solidificar na crosta para formar *plútons* ou entrar em erupção e produzir enormes depósitos vulcânicos, depende do que acontece nos reservatórios magmáticos na crosta superior (10 a 15 km). A maioria das erupções é alimentada a partir de câmaras magmáticas localizadas entre 4 e 10 km de profundidade (Bachman e Bergantz, 2008). Em porções rasas da crosta esses reservatórios podem gerar sistemas plutono-vulcânicos, onde é comum a ocorrência de rochas plutônicas, vulcânicas e hipabissais sincrônicas. Nos reservatórios magmáticos rasos (Fig. 4), os principais processos que desencadeiam erupções vulcânicas estão relacionados à liberação repentina da pressão confinante, onde os processos de fragmentação e vesiculação, devido à separação da fase volátil, desempenham um papel fundamental, ao contrário dos reservatórios mais profundos, onde estes processos são praticamente ausentes (Llambías et al., 2008).

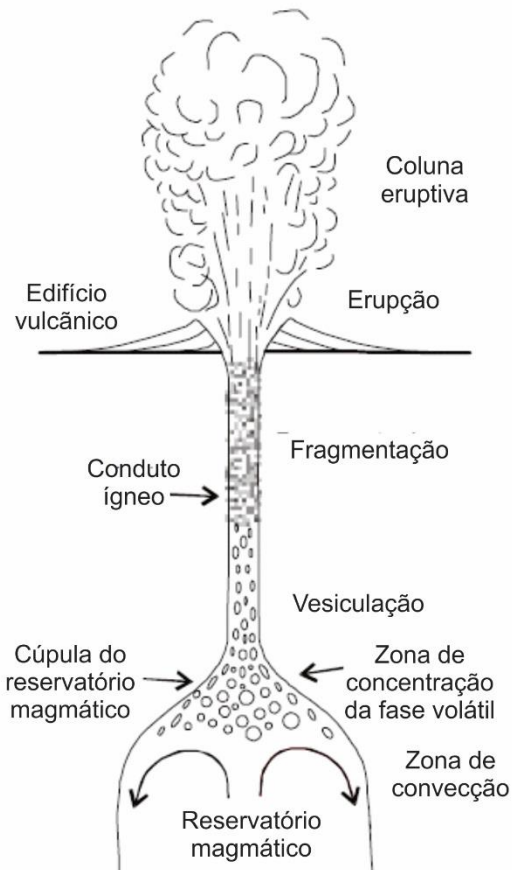


Figura 4. Esquemática de um sistema vulcânico a partir de um reservatório magmático superficial. Modificado de Llambías et al. (2008).

Esses processos também afetam a natureza das erupções vulcânicas, em termos de serem efusivas ou explosivas. As erupções efusivas são representadas por fluxos de lava e domos, e corpos intrusivos sin-vulcânicos como diques e soleiras. Já as erupções explosivas podem gerar três tipos principais de depósitos piroclásticos primários (*sensu* McPhie et al., 1993): depósitos de fluxo (fluxo de púmices – ignimbrito; de bloco-e-cinza e de cinzas e escórias), depósitos tipo *surge* (*base surge*, *ash-cloud surge* e *ground surge*) e (3) depósitos de queda (Fig. 6). Todos estes produtos, quando inconsolidados, podem sofrer deslocamento durante ou após a erupção, e gerar os depósitos vulcanoclásticos ressedimentados, ou, quando consolidados, podem sofrer intemperismo e erosão após a erupção, e formar os depósitos sedimentares vulcanogênicos.

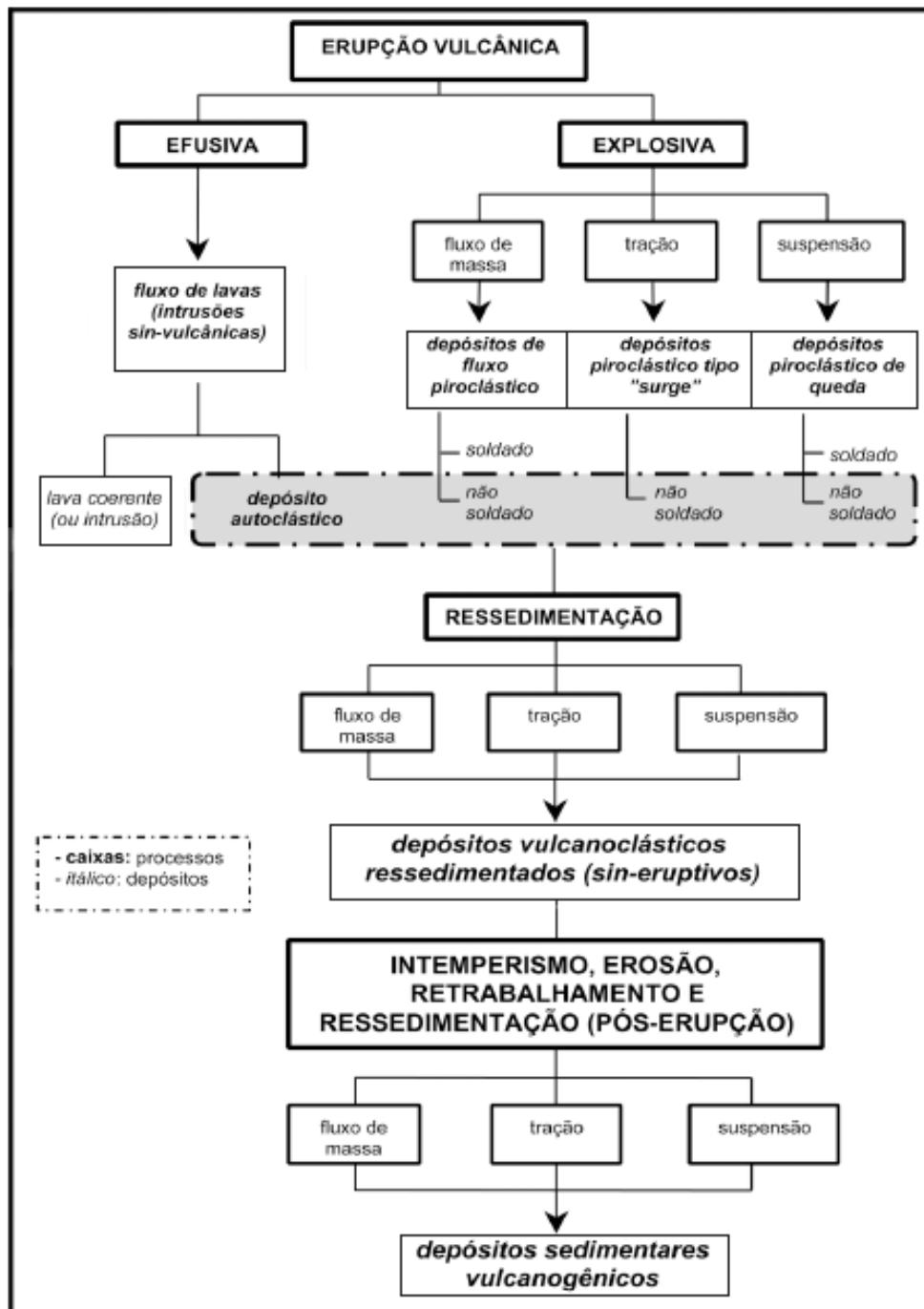


Figura 5. Classificação genética dos depósitos vulcânicos. Modificado de McPhie et al. (1993).

A classificação litológica dos depósitos piroclásticos, que podem ser unimodais bem selecionados (Tab. 1) ou polimodais pobremente selecionados (classificação granulométrica, Fig. 6 e composição dos fragmentos, Fig. 7), é baseada no tamanho de grão e sua distribuição, nos tipos de fragmentos e no grau de soldagem (Le Maitre, 1989; 2002). Rochas constituídas pela mistura de piroclastos e epiclastos são classificadas de acordo com Schmid (1981) (Tab. 2).

Tabela 1. Classificação granulométrica de piroclastos e depósitos piroclásticos unimodais bem selecionados. Modificado de Fisher (1961) e Schmid (1981).

Tamanho de grão (mm)	Piroclasto	Depósito Piroclástico	
		Tefra (inconsolidado)	Rocha piroclástica
	Bomba	Aglomerado ou tefras de bombas	Aglomerado
64	Bloco	Depósito de blocos ou tefra de blocos	Brecha piroclástica
2	Lápili	Depósito de lápili	Lapilito
1/16	Cinza grossa	Depósito de cinzas grosso	Tufo grosso
	Cinza fina	Depósitos de cinzas fino	Tufo fino ou tufo a pó

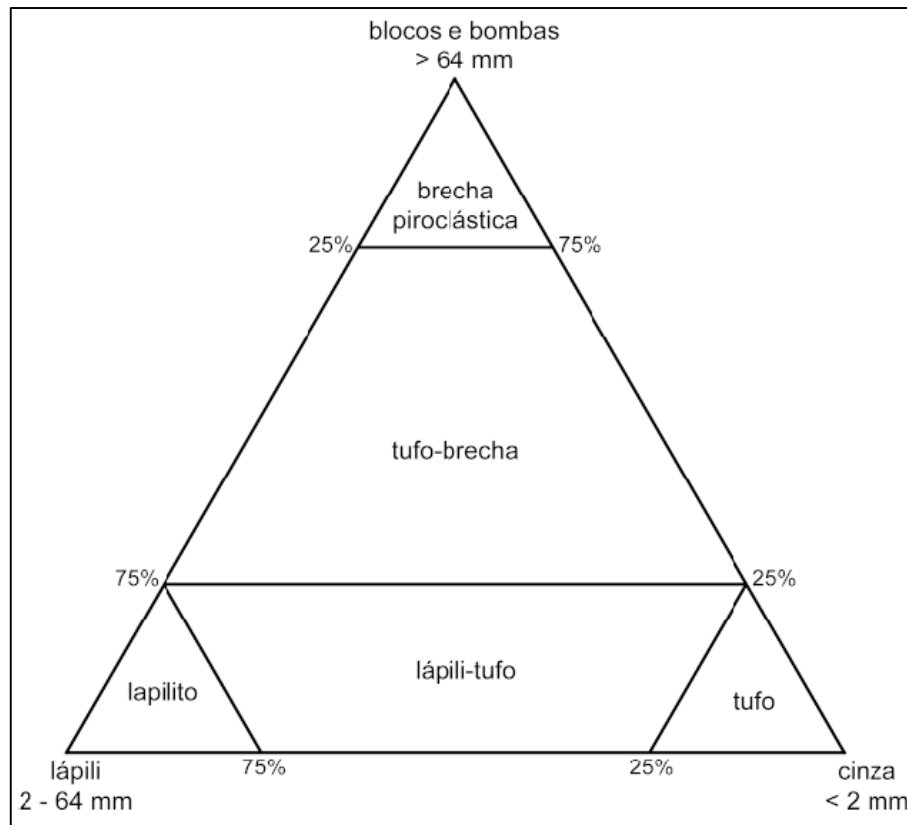


Figura 6. Classificação granulométrica para depósitos piroclásticos primários polimodais. Modificado de Fisher (1966).

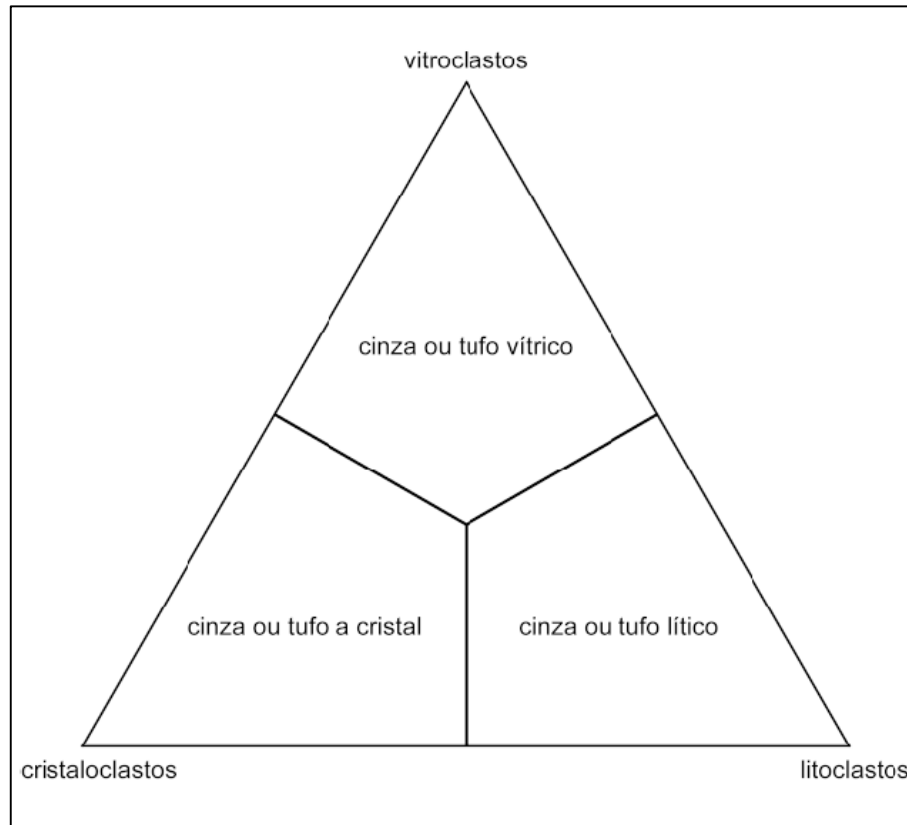


Figura 7. Classificação de cinzas e tufo conforme a composição dos piroclastos. Modificado de Schmid (1981).

Tabela 2. Classificação granulométrica de depósitos piroclásticos e vulcanoclásticos ressedimentados ou mistos. Modificado de Fisher (1961) e Schmid (1981).

Tamanho de grão (mm)	Depósito Piroclástico (consolidado)	Depósito rico em Piroclástico (consolidado)	
		Ressedimento sin-eruptivo	Ressedimento ou retrabalhado/pós-eruptivo/origem incerta
64	Brecha piroclástica	Brecha ressedimentada rica em piroclastos	Brecha/conglomerado tufáceo
	Lapilito	Lapilito ressedimentado rico em piroclastos	
1/16	Tufo grosso	Arenito ressedimentado rico em cinzas	Arenito tufáceo
	Tufo fino ou tudo a pó	Lamito/siltito/argilito ressedimentado rico em cinzas	Lamito/siltito/argilito tufáceo

2.2.1 Ignimbritos

A maioria das erupções explosivas envolve magmas de composição riolítica a dacítica que são responsáveis pela formação de uma variedade de rochas piroclásticas (especialmente ignimbritos). Esses depósitos vulcânicos fornecem uma “fotografia” em um dado momento da câmara magmática da qual eles foram evacuados durante a erupção, de modo que o estudo de suas variações espaciais e temporais nos permite reconstruir os processos magmáticos que estavam em ação no momento da explosão. Segundo Hildreth (1981), com base em sua composição geoquímica, os ignimbritos podem ser categorizados em três grupos (Fig. 8):

Grupo 1 - apresenta um zoneamento composicional gradacional de líquidos riolíticos pobres em cristal a um tipo de magma menos diferenciado, rico em cristais.

Grupo 2 - não possui gradientes composicionais e pode ser subdividido em: (a) riolitos pobres em cristal e (b) dacitos ricos em cristal.

Grupo 3 - mostra lacunas abruptas na composição: de riolitos pobres em cristal muda abruptamente para composições menos diferenciadas ricas em cristais.

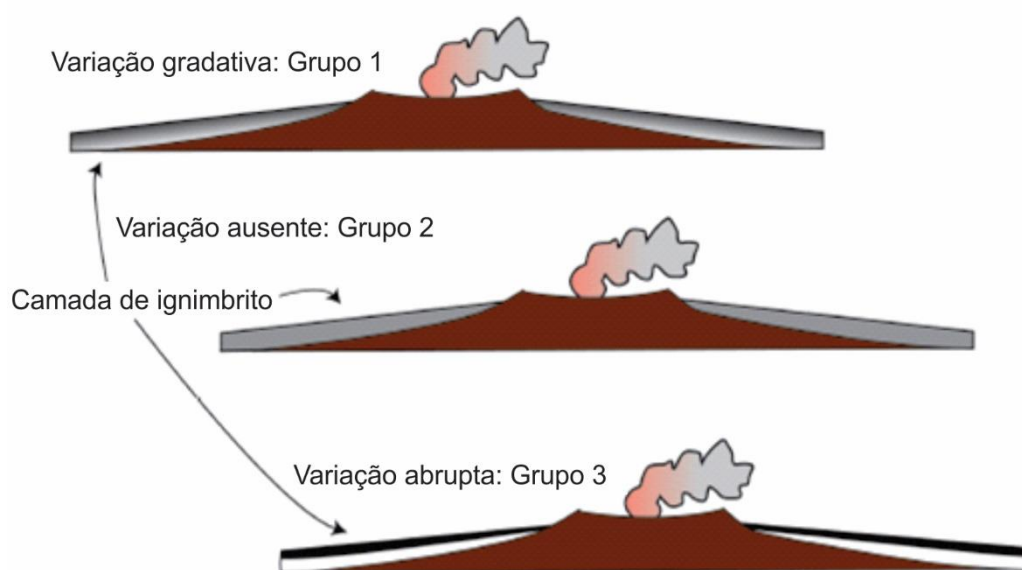


Figura 8. Esquemática dos três tipos mais comuns de depósitos piroclásticos (ignimbritos). Modificado de Bachmann e Bergantz (2008).

Essas variações em cada um desses grupos podem ser explicadas pelo *mush model* (Fig. 9). Os Grupos 1 e 3 representam o estágio maduro do *mush model* e suas heterogeneidades químicas (ignimbritos zonados) estão relacionadas à formação de uma cobertura (*cap*) riolítica rica em líquido acima do *mush*. Nesta zona pode ocorrer

a extração incremental de *melt* intersticial e/ou lenta agitação dessa cobertura que produz gradientes contínuos na composição e na fração de cristal (Grupo 1). Ainda, caso o topo do *mush* rico em cristal abaixo da cobertura seja perturbado durante a erupção, pode ocorrer transições abruptas de depósitos de cristais pobres para ricos em cristal (Grupo 3). O Grupo 2 representa um estágio imaturo ou reativado do *mush model*, onde a ausência de zoneamento nos ignimbritos ricos em cristais (Grupo 2), pode ser explicada pela falta de uma cobertura riolítica (estágio imaturo) ou pela eficiente agitação magmática que manteve o magma como uma suspensão homogênea ou digeriu a cobertura de riolito devido a correntes de convecção geradas a partir do calor adicionado pela recarga de magma (estágio reativado).

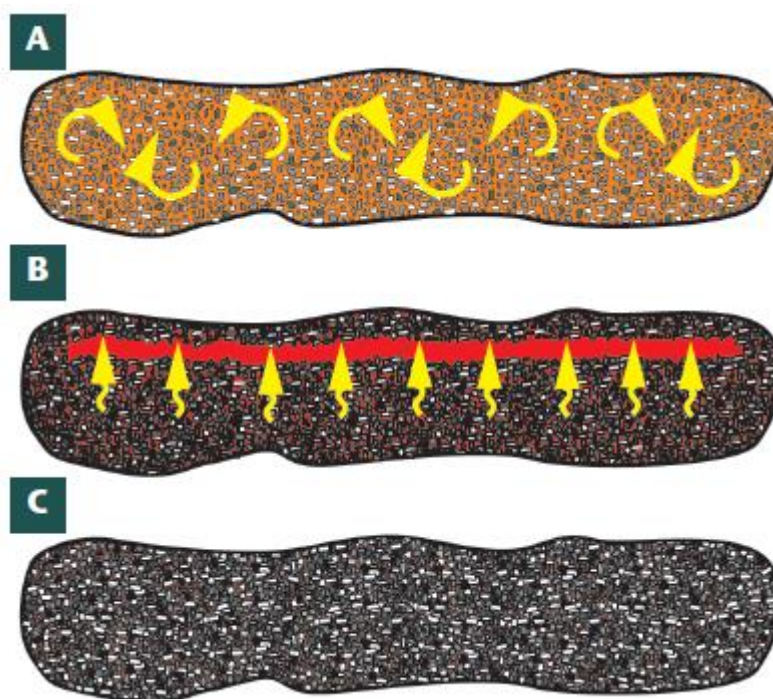


Figura 9. Esquematização da evolução de um reservatório magmático do tipo *mush*: (A) Estágio de baixa cristalinidade (<45% vol. de cristais): cristais em suspensão por correntes de convecção, (B) Estágio de média cristalinidade (~45-60% vol. de cristais): ausência de convecção e alta permeabilidade favorece a separação entre cristal-*melt*, e (C) Estágio de alta cristalinidade (>60% vol. de cristais): não há extração eficiente do *melt* por compactação. Extraído de Bachmann e Bergantz (2008).

2.2.2 *Mush model* e sistemas riolíticos alta-sílica

Sistemas riolíticos alta-sílica representam magmas altamente diferenciados, derivados por fusão parcial de material crustal e/ou cristalização fracionada de magmas mantélicos. São caracterizados por elevados conteúdos de SiO₂ (> 73%),

concentrações baixas de Mg, Ca, Sr e Ba relacionadas à cristalização fracionada de assembléias ricas em feldspato, após líquidos parentais terem atingidos composições riolíticas (Mahood & Hildreth, 1983; Mahood & Halliday, 1988), anomalia negativa de Eu e enriquecimento em Nb, Ta e U (Mahood & Hildreth, 1983).

Estes sistemas formaram algumas das maiores unidades vulcânicas do planeta, responsáveis pela geração de grandes diversidades de produtos efusivos e piroclásticos (Lipman, 2000; Christiansen, 2001; Stern, 2004; Peate et al., 2005; Lebtli et al., 2006; Chesner, 2011; Padilla & Gualda, 2016). Isso se deve ao fato desses sistemas riolíticos serem gerados e armazenados na crosta superior, onde os elementos voláteis podem ser exsolvidos em quantidade (Bachmann & Huber, 2016), favorecendo a erupção desses magmas e gerando grandes volumes de rochas (Huppert & Woods, 2002).

A origem e evolução dos sistemas riolíticos alta-sílica ainda está em debate. Recentemente, vários autores têm usado o *mush model* (Fig. 10) (Bachmann & Bergantz, 2004, 2008; Hildreth, 2004; Hildreth & Wilson, 2007; Huber et al., 2009, 2010, Brueseke & Ellis, 2012; Wolf et al., 2012 Allan, 2013; Streck, 2014), para explicar a evolução de reservatórios magmáticos e a geração de sistemas riolíticos alta-sílica. Novas evidências tem sugerido que os magmas são, em sua maioria, mantidos como corpos altamente cristalizados nos primeiros 10 km da crosta terrestre, sendo referidos como *crystal mushes* (“mistura de cristais e líquido silicático cuja mobilidade, e conseqüentemente eruptibilidade, é inibida por uma grande fração de partes sólidas”; Miller & Wark, 2008), da onde os riolitos alta-sílica poderiam ser originados a partir da separação de líquidos riolíticos desses corpos altamente cristalizados vinculados a grandes plútons granodioríticos ou graníticos.

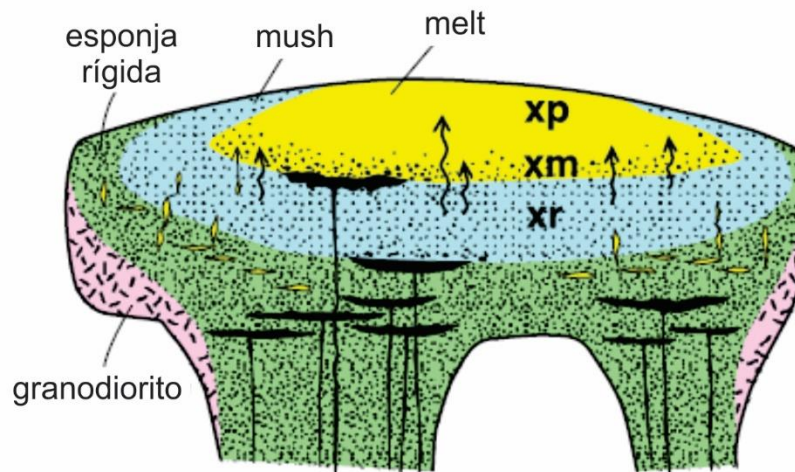


Figura 10. Esquematização do *mush model* para extração de *melt* riolítico de um *crystal mush* plutônico de composição intermediária híbrida. Conteúdo de fenocristais do magma móvel zoneado: xp = pobre em cristais (0 – 5%), xm = conteúdo intermediário de cristais; xr = rico em cristais (15 – 55%). Os diques e lentes pretos representam os poucos magmas máficos capazes de penetrar na crosta superior. Modificado de Hildreth (2004).

2.3. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen, A. S. R.; Morgan, D. J.; Wilson, C. J. N.; Millet, M. A. (2013). From mush to eruption in centuries: assembly of the super-sized Oruanuimagma body. *Contrib.Mineral. Petrol.* 166, 143–164.
- Almeida, F. F. M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B. B.; Fuck, R. A. (1977). Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG, Simp. de Geol. do Nordeste, 8, Campina Grande – PB, Atas, 363-391.
- Almeida, F. F. M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B. B.; Fuck, R. A. (1981). Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Review*, 17:1-19.
- Bachmann, O.; Bergantz, G. W. (2004). On the origin of crystal-poor rhyolites: Extracted from batholithic crystal mushes. *Journal of Petrology*, 45, 1565–1582.
- Bachmann, O.; Bergantz, G. W. (2008). The magma reservoirs that feed supereruptions. *Elements*, v. 4, p. 17-21.
- Bachmann O.; Huber, C. (2016). Silicic magma reservoirs in the Earth's crust. *American Mineralogist*; 101 (11): 2377–2404.
- Basei, M. A. S. (1985). O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. (Tese de Doutorado). Universidade de São Paulo, São Paulo
- Basei, M. A. S.; Campos Neto, M. C.; Castro, N. A.; Santos, P. R.; Siga, O. Jr.; Passarelli, C. R. (2006) Mapa Geológico 1:100,000 das Folhas Brusque e Vidal Ramos, SC, Convênio USP-CPRM. In: XLII Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju, SE.
- Basei, M. A. S.; Drukas, C. O.; Nutman, A.; Wemmer, P. K.; Dunyi, L.; Santos, P. R.; Passarelli, C. R.; Campos-Neto, M. C.; Siga, O. Jr.; Osako, L. (2011a). The Itajaí foreland basin: a tectono-sedimentary record of the Ediacaran period, Southern Brazil. *Int J Earth Sci* 100:543–569.
- Basei, M. A. S.; Campos Neto, M. C.; Castro, N. A.; Nutman, A. P.; Wemmer, K.; Yamamoto, M. T.; Hueck, M.; Osako, L.; Siga, O.; Passarelli, C. R. (2011b). Tectonic evolution of the Brusque group, Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Southern Brazil. *J S Am Earth Sci* 32(4):324–350.
- Bitencourt, M. F. (1996). Granitóides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento. Tese

de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 310 p.

Bitencourt, M. de F.; Nardi, L. V. S. (2000). Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*. 30(1):184-187, março de 2000.

Bitencourt, M. de F.; Nardi, L. V. S. (2004). The role of xenoliths and flow segregation in the genesis and evolution of the Paleoproterozoic Itapema Granite, a crustally derived magma of shoshonitic affinity from southern Brazil. *Lithos* 73(1):1–19

Bitencourt, M. de F.; Bongiolo, E. M.; Philipp, R. P.; Morales, L. F. G.; Rubert, R. R.; Melo, C. L.; Luft Jr., J. L. (2008). Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na Região de Garopaba-Paulo Lopes, SC. Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, RS - Brasil, v. 1, n. 35, p.109-136.

Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. (editores). (2003). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Serviço Geológico do Brasil - CPRM, 692 p.

Brueseke, M. E.; Ellis, B. S. (2012). Messing up the mush model? Single crystal constraints from the Miocene Jarbidge Rhyolite (USA). *Am. Geophys. Union Fall Meeting 2012 (abstract #V43D-2894)*.

Caruso Jr., F.; Awdziej, J.; Basic, I. M. R.; Camargo, L. P.; Loss, J. T. da S. (1993). *Mapa Geológico da Ilha de Santa Catarina*. Florianópolis: DNPM, 1993. Escala 1:100.000.

Chemale, F.; Hartmann, L. A.; Silva, L. C. (1995). Stratigraphy and tectonism of the Precambrian and Early Paleozoic units in southern Brazil and Uruguay. *Excursion Guidebook. Acta Geol. Leop.* 42, 5-117.

Chesner, C. A. (2011). The Toba Caldera Complex. *Quaternary International* xxx (2011) 1-14.

Christiansen, R. L. (2001). The quaternary and Pliocene Yellowstone Plateau Volcanic Field of Wyoming, Idaho, and Montana. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 729-G, 145.

Citrone, S. B. (1998). *Bacia de Campo Alegre-SC. Aspectos petrológicos, estratigráficos e caracterização geotectônica*. Tese de Doutorado em Geociências. Universidade de São Paulo, 185 p.

Corrêa, V. X. (2016). Geoquímica, isotopia e geocronologia das rochas graníticas do Batólito Florianópolis na Ilha de Santa Catarina, SC, Brasil. (Dissertação de Mestrado). Instituto de Geociências (Programa de Pós-graduação em Mineralogia e Petrologia). Universidade de São Paulo. 219 p.

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.

Florisbal, L. M.; Bitencourt, M. D. F.; Nardi, L. V. S.; Conceição, R. V. (2009). Early post-collisional granitic and coeval mafic magmatism of medium-to high-K tholeiitic affinity within the Neoproterozoic Southern Brazilian Shear Belt. *Precambrian Research*, 175(1), 135-148.

Florisbal, L. M. F.; Janasi, V. A.; Bitencourt, M. de F.; Heaman, L. M. (2012). Space-time relation of post-collisional granitic magmatism in Santa Catarina, southern Brazil: U-Pb LAMC-ICP-MS zircon geochronology of coeval mafic-felsic magmatism related to the Major Gercino Shear Zone. *Precambrian Research* 216 219:132–151.

Fragoso-Cesar, A. R. S. (1980). O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário Camboriú, SBG. Anais, 5: 2879-2892.

Hartmann, L. A.; Bitencourt, M. F.; Santos, J. O. S.; McNaughton, N. J.; Rivera, C. B.; Bettiolo, L. (2003). Prolonged Paleoproterozoic magmatic participation in the Neoproterozoic Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Brazil, based on zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *J S Am Earth Sci* 16:477–492

Heilbron, M. da C. P. L.; Pedrosa-Soares, A. C.; Campos-Neto, M. da C.; Silva, L. C. da; Trouw, R. A. J.; Janasi, V. de A. (2004). Chapter: Província Mantiqueira. In: *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Publisher: Beca Produções Culturais Limitada, Editors: Virgínio Mantesso Neto, Andrea Bartorelli, Celso Dal Ré Carneiro, Benjamim Bley de Brito Neves, p. 203-234.

Hildreth, W. (1981). Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research*, v. 86, p. 10153-10192.

- Hildreth, W. S. (2004). Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: Several contiguous but discrete systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136, 169–198.
- Hildreth, W.; Wilson, C. J. N. (2007). Compositional zoning of the Bishop Tuff. *J. Petrol.* 48, 951–999.
- Huber, C.; Bachmann, O.; Manga, M. (2009). Homogenization processes in silicic magma chambers by stirring and mushification (latent heat buffering). *Earth and Planetary Science Letters*, 283, 38–47.
- Huber, C.; Bachmann, O.; Dufek, J. (2010). The limitations of melting on the reactivation of silicic mushes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 195 (2010) 97–105.
- Hueck, M.; Oyhantçabal, P.; Philipp, R. P.; Basei, M. A. S.; Siegesmund, S. (2018). Chapter 11. The Dom Feliciano Belt in Southern Brazil and Uruguay. In: *Geology of Southwest Gondwana*. Editors: Siegesmund, S., Basei, M.A.S., Oyhantçabal, P., Oriolo, S. Springer International Publishing. 688 p.
- Huppert, H. E.; Woods, A. W. (2002). The role of volatiles in magma chamber dynamics. *Nature*, 420, 493–495.
- Janasi, V. A.; Florisbal, L. M.; Bitencourt, M. F.; Basei, M. A. S.; Waichel, B. L.; Martins, L.; Marteleto, N. S.; Correia, V. X. (2015a). Neoproterozoic granites and Mesozoic dykes at some postcard sites of Santa Catarina Island. Excursion Guide, MidConference Fieldtrip. 8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks. Florianópolis, Brazil, 2015. granites from the Florianópolis Batholith, south Brazil. 8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks. Florianópolis, Brazil, 2015.
- Janasi, V. A.; Bitencourt, M. F.; Martins L.; Heaman L. M.; Shaulis B.; Stern R. (2015b). Low- $\delta^{18}\text{O}$ shallow-level neoproterozoic a-type granites from the Florianópolis Batholith, south Brazil. 8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks. Florianópolis, Brazil, 2015.
- Janoušek, V.; Farrow, C. M.; & Erban, V. (2006). Interpretation of wholerock geochemical data in igneous geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6), 1255–1259.

- Lange, M. B. S. (2016). Caracterização geológica, petrográfica e litoquímica da Suíte Cambirela no sul da ilha de Santa Catarina. (Trabalho de Conclusão de Curso). Universidade Federal de Santa Catarina. 80p.
- 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. Publisher: Cambridge University Press, 2nd edition, 252p.
- Lebti, P. P.; Thouret, J.; Wörner, G.; Fornari, M. (2006). Neogene and Quaternary ignimbrites in the area of Arequipa, Southern Peru: Stratigraphical and petrological correlations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 154 (2006) 251–275.
- Lipman, P. W. (2000). The central San Juan caldera cluster: Regional volcanic framework. *Geological Society of America Special Paper*, 346, 9–69.
- Lipman, P. W.; Bachmann, O. (2015). Ignimbrites to batholiths: Integrating perspectives from geological, geophysical, and geochronological data. *Geosphere*, 11.
- Llambías, E. J. (2008). *Geología de los cuerpos ígneos* (3 ed.). Buenos Aires, Instituto Salesiano de Artes Gráficas, 222p.
- Mahood, G.; Hildreth, W. (1983). Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47: 11–30
- Mahood, G. A., Halliday, A. N. (1988). Generation of high-silica rhyolite: A Nd, Sr, and O isotopic study of Sierra La Primavera, Mexican Neovolcanic Belt. *Contrib Mineral Petrol.*, 100: 183-191.
- Marsh, B. D. (1981). On the crystallinity, probability of occurrence, and rheology of lava and magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 78: 85-98.
- McPhie, J.; Doyle, M.; Allen, R. (1993). *Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. University of Tasmania, 197p.
- Miller, C. F.; Wark, D. A. (2008). Supervolcanoes and their explosive supereruptions. *Elements*, 4: 11–16.

- Padilla, A. J.; Gualda, G. A. R. (2016). Crystal-melt elemental partitioning in silicic magmatic systems: An example from the Peach Spring Tuff high-silica rhyolite, Southwest USA. *Chemical Geology* 440 (2016) 326–344.
- Peate, I. U.; Baker, J. A.; Al-Kadasi, M.; Al-Subbary, A.; Knight, K. B.; Riisager, P.; Thirlwall, M. F.; Peate, D. W.; Renne, P. R.; Menzies, M. A. (2005). Volcanic stratigraphy of large-volume silicic pyroclastic eruptions during Oligocene Afro-Arabian flood volcanism in Yemen. *Bull Volcanol* (2005) 68: 135–156.
- Philipp, R. P.; Pimentel, M. M.; Chemale Jr, F. (2016). Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46(Suppl. 1), 83-104.
- 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.
- Silva, L. C. (1991). O cinturão metavulcanossedimentar Brusque e a evolução policíclica das faixas dobradas proterozóicas no sul do Brasil: uma revisão. *Rev Brasil Geociênc* 21:60–73.
- Silva, L. C.; Armstrong, R.; Pimentel, M. M.; Scandola, J.; Ramgrab, G.; Wildner, W.; Angelim, L. A. A.; Vasconcelos, A. M.; Rizzoto, G.; Quadros, M. L. E. S.; Sander, A.; Rosa, A. L. Z. (2002). Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena. *Rev Brasil Geociênc* 32(4):529–544.
- Silva, L. C.; McNaughton, N. J.; Hartmann, L. A.; Fletcher, I. R. (2003). Contrasting zircon growth patterns in Neoproterozoic granites of Southern Brazil revealed by SHRIMP U-Pb analyses and SEM imaging: consequences for the discrimination of emplacement and inheritance ages. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, Bahia, Brazil. Short Papers, pp 687–690.
- Silva, L. C.; McNaughton, N. J.; Fletcher, I. R. (2005). Reassessment on complex zircon populations from Neoproterozoic granites in Brazil, through SEM imaging and SHRIMP analysis: consequences for discrimination of emplacement and inherited ages. *Lithos* 82(3–4): 503–525.
- Stern, C. R. (2004). Active Andean volcanism: Its geologic and tectonic setting. *Revista Geologica de Chile*, 31: 61–206.

- Streck, M. J. (2014). Evaluation of crystal mush extraction models to explain crystal-poor rhyolites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 284 (2014) 79–94.
- UFRGS – Universidade Federal do Rio Grande do Sul. (1999). Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte das folhas Paulo Lopes (MI2909/4) e Imbituba (2925/2), SC. Porto Alegre. 1 mapa color. 7 vol. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Valiati, D. (1974). Projeto Sondagem Campo Alegre, Brasil. Porto Alegre, DNPM/CPRM, 66 p.
- Waichel, B. L. (1998). Caracterização Geoquímicas da Rochas Vulcânicas da Bacia de Campo Alegre – SC. (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Curso de Pós-Graduação em Geociências. 121 p.
- Wolf, J., Ramos, F. C., Olin, P. H. (2012). Compositional zoning in high-silica rhyolite tuffs. *Am. Geophys Union, Fall Meeting 2012* (abstract #V43D-2888).
- Zanini, L. F. P.; Branco, P de M.; Ramgrab, G. E.; Lopes, R. de C.; Wildner, W. (1995). Carta Geológica Florianópolis-Lagoa. Porto Alegre: CPRM, 1995. Escala 1:100.000. Programas Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.
- Zannini, L. F. P.; Branco, P. de M.; Camozzato, E.; Ramgrab, G. E. (1997). Folha Florianópolis/Lagoa. Programa de levantamentos básicos do Brasil CPRM/MME, Brasília, 1997. 223p.

III - ARTIGO SUBMETIDO: Confirmação de Submissão

20/02/2019

Gmail - Successfully received: submission EDIACARAN POST-COLLISIONAL HIGH-SILICA VOLCANISM ASSOCIATED TO THE FLO...



Erico Albuquerque dos Santos <ericogeologia@gmail.com>

Successfully received: submission EDIACARAN POST-COLLISIONAL HIGH-SILICA VOLCANISM ASSOCIATED TO THE FLORIANÓPOLIS BATHOLITH, DOM FELICIANO BELT, SOUTHERNMOST BRAZIL: LITHOFACIES ANALYSIS AND PETROLOGY for Journal of South American Earth Sciences

Journal of South American Earth Sciences <EvisSupport@elsevier.com>
Responder a: sames@elsevier.com
Para: ericogeologia@gmail.com

20 de fevereiro de 2019 15:59

This message was sent automatically.

Ref: SAMES_2019_77

Title: EDIACARAN POST-COLLISIONAL HIGH-SILICA VOLCANISM ASSOCIATED TO THE FLORIANÓPOLIS BATHOLITH, DOM FELICIANO BELT, SOUTHERNMOST BRAZIL: LITHOFACIES ANALYSIS AND PETROLOGY
Journal: Journal of South American Earth Sciences

Dear Mr. Albuquerque dos Santos,

Thank you for submitting your manuscript for consideration for publication in Journal of South American Earth Sciences. Your submission was received in good order.

To track the status of your manuscript, please log into EVISE® at: http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jspx?JRNL_ACR=SAMES and locate your submission under the header 'My Submissions with Journal' on your 'My Author Tasks' view.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Journal of South American Earth Sciences

Have questions or need assistance?

For further assistance, please visit our [Customer Support](#) site. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about EVISE® via interactive tutorials. You can also talk 24/5 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email.

Copyright © 2018 Elsevier B.V. | [Privacy Policy](#)

Elsevier B.V., Radarweg 29, 1043 NX Amsterdam, The Netherlands, Reg. No. 33156677.

<https://mail.google.com/mail/u/0?ik=f6bd15e6e5&view=pt&search=all&permmsgid=msg-f%3A1626015472912791731&simpl=msg-f%3A16260154729...> 1/1

EDIACARAN POST-COLLISIONAL HIGH-SILICA VOLCANISM ASSOCIATED TO THE FLORIANÓPOLIS BATHOLITH, DOM FELICIANO BELT, SOUTHERNMOST BRAZIL: LITHOFACIES ANALYSIS AND PETROLOGY

Erico Albuquerque dos Santos¹, Carlos Augusto Sommer², Breno Leitão Waichel³,
Mauricio Barcelos Haag²

¹Geosciences Post-Graduate Program, Federal University of Rio Grande do Sul - Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brazil

²Geosciences Institute, Federal University of Rio Grande do Sul - Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brazil

³Geosciences Department, Federal University of Santa Catarina - Florianópolis, Santa Catarina, Brazil

Corresponding author:

Erico Albuquerque dos Santos

Geosciences Post-Graduate Program

Federal University of Rio Grande do Sul

Av. Bento Gonçalves, 9500, Agronomia

91501-970 - Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brazil

ericogeologia@gmail.com

Abstract

The Cambirela Silicic Volcanic Sequence is the only Neoproterozoic volcanic manifestation in the Florianópolis Batholith. The sequence is associated with the final stages of the post-collisional magmatism emplaced in the Dom Feliciano Belt during the Brazilian/Pan-African Orogenic Cycle that was responsible for the consolidation of the West Gondwana supercontinent. Distinct from other ignimbrite occurrence, that are generally associated with caldera and sedimentary sequences, the Cambirela Silicic Volcanic Sequence is associated with shallow granitic bodies in a plutono-volcanic system. The sequence is arranged along a high geomorphological feature with NNE-SSW orientation, distributed in a total area of 88 km², and is constituted by

effusive and pyroclastic units. The pyroclastic unit is predominant in the sequence and characterized by ignimbrites with 15 to 50% of quartz, K-feldspar and plagioclase crystals, crystal and lithic fragments immersed in a tuffaceous matrix, presenting incipient eutaxitic to parataxitic structure. Due to its geotectonic structure and the absence of caldera and sedimentary sequence associated, these ignimbrites were classified as fissure ignimbrites. The effusive unit is composed by rhyolites with 3% of quartz, K-feldspar and plagioclase phenocrysts immersed in an equigranular fine matrix. These units were divided into five lithofacies: porphyritic rhyolite (pR), lapilli-tuff with low-crystal content and eutaxitic structure (lceLT), lapilli-tuff with high-crystal content and eutaxitic structure (hceLT), lapilli-tuff with parataxitic structure (pLT) and crystal-rich lapilli-tuff (crLT). Based on geochemical data, these were classified as high-silica rhyolites, correlated with the high-K calc-alkaline series, close to the shoshonitic series. The sequence display a slightly metaluminous to peraluminous character and high contents of alkalis, $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ and agpaitic indexes. These characteristics are associated with the A-type magmatism in post-collisional settings in southern Brazil. In relation to its rheology, the sequence present glass transition temperatures ranging from 731 to 781 °C, *liquidus* temperatures from 940 to 968 °C and viscosities from 7.72 to 8.90 log Pa.s. These values are similar to the chronocorrelated Ilha Granite, but slightly different from the Ana Dias Rhyolite. The rheological and geochronological similarities between the Cambirela Silicic Volcanic Sequence and the Ilha Granite, together with the contact relationships and interaction observed in the field between these units, indicate that these melts probably belonged to the same magma chamber constituting a magma mush located in the shallow portion of the crust.

Keywords: Neoproterozoic, silicic volcanic rocks, faciology, geochemistry, rheology

1. Introduction

High-silica rhyolitic systems represent strongly differentiated magmas derived by partial melting of crustal material and/or fractional crystallization of mantle magmas. They are characterized by high contents of SiO_2 (> 73 wt.%), low concentrations of Mg, Ca, Sr and Ba, related to fractional crystallization of feldspar-rich assemblages after parental liquids have reached rhyolitic compositions (Mahood & Hildreth, 1983; Mahood & Halliday, 1988), negative anomaly of Eu and enrichment in Nb, Ta, and U

(Mahood & Hildreth, 1983). These systems formed some of the largest volcanic units on the planet, responsible for generating large diversity of effusive and pyroclastic products (Lipman, 2000; Christiansen, 2001; Stern, 2004; Peate et al., 2005; Lebti et al., 2006; Chesner, 2011; Padilla & Gualda, 2016). This is due to the fact that these rhyolitic systems are generated and stored in the upper crust, where the volatile elements can be exsolved in large amounts (Bachmann & Huber, 2016), favoring the eruption of these magmas and generating large volumes of volcanic rocks (Huppert & Woods, 2002).

The origin and evolution of the high-silica rhyolitic systems are still in debate. Recently, several authors have used the mush model (Bachmann & Bergantz, 2004, 2008; Hildreth, 2004; Hildreth & Wilson, 2007; Huber et al., 2009, 2010, Brueseke & Ellis, 2012; Wolf et al., 2012 Allan, 2013; Streck, 2014) to explain the evolution of magmatic reservoirs and the generation of high-silica rhyolitic systems. New evidences have suggested that magmas are mostly kept as highly crystallized bodies in the first 10 km of the Earth's crust, being referred to as crystal mush. According to Miller & Wark (2008), a mixture of crystals and silicate liquid whose mobility, and hence eruptibility, is inhibited by a high fraction of solid particles, from which high-silica rhyolites could be originated by the separation of rhyolitic liquids from these highly crystallized bodies bounded to large granodioritic or granitic plutons.

In shallow portions of the crust, magmatic reservoirs can generate plutono-volcanic systems, where are common synchronic plutonic, volcanic and hypabisal rocks. In these reservoirs, the main processes that trigger volcanic eruptions are related to the sudden release of the confining pressure, where the processes of fragmentation and vesiculation, due to the separation of the volatile phase, play a fundamental role, unlike the deeper reservoirs, where these processes are practically absent (Llambías et al., 2008). Most explosive eruptions involve magmas of rhyolitic to dacitic composition that are responsible for the formation of a variety of pyroclastic rocks, especially ignimbrites.

According to Hildreth (1981), based on their geochemical composition, ignimbrites can be categorized into three groups: Group 1 presents a gradational compositional zoning of crystal-rich rhyolitic liquids to a less differentiated, rich magma type in crystals; Group 2 has no compositional gradients and can be subdivided into: (a) crystal-poor rhyolites and (b) crystal rich dacites; and Group 3 shows abrupt gaps in composition: from poor crystal rhyolites abruptly changes to less differentiated

crystal-rich compositions. These variations in each of these groups can be explained by the mush model. Groups 1 and 3 represent the mature stage of the mush model and its chemical heterogeneities (zoned ignimbrites) are related to the formation of a liquid rich rhyolitic cap above the mush, where incremental extraction of interstitial melt and/or slow agitation in this cap can occur, which produces continuous gradients in the composition and the crystal fraction (Group 1). If the top of the crystal rich mush beneath the cap is disturbed during the eruption, abrupt transitions from crystal-poor to crystal-rich deposits (Group 3) may occur. Group 2 represents an immature or reactivated stage of the mush model, where absence of zoning in the crystal rich ignimbrites can be explained by the lack of a rhyolitic cap (immature stage) or the efficient magmatic stirring that kept the magma as a homogeneous suspension or redigested the rhyolitic cap due to convection currents generated from the heat added by the magma recharge (reactivated or “rejuvenated” stage) (Bachmann & Bergantz, 2008).

In the Dom Feliciano Belt, southern Brazil, one of the best examples of high-silica rhyolitic systems is the Cambirela Silicic Volcanic Sequence, located in the Florianópolis Batholith, southeast portion of the State of Santa Catarina. This sequence is characterized by a succession of effusive and densely welded pyroclastic flow deposits (~580 Ma) of rhyolitic composition and is the only example of Neoproterozoic volcanism in the Florianópolis Batholith.

This work aims to provide an analysis of the effusive and pyroclastic units of this volcanic sequence based on field observation, detailed lithofacies analyses and geochemical data. Our work takes into account the reconstruction of ancient volcanic sequences and contribution to the scientific advance on the topics of volcanism related to post-collision settings and shallow magmatic systems. These Neoproterozoic volcanic rocks are well-preserved examples of the final stage of the post-collisional magmatism of the Dom Feliciano Belt and their study is fundamental to understand the end of the Brazilian/Pan-African Orogenic Cycle that led to the consolidation of West Gondwana supercontinent.

2. Geological Settings

The Mantiqueira Province (Almeida et al., 1977; 1981) is the biggest mobile belt association in Brazil and one of the main Neoproterozoic orogens formed during the Brazilian/Pan-African Orogenic Cycle (880 - 480 Ma) (Bizzi et al., 2003). The province

is a structural unit with a NE-SW orientation, produced by strong orogeny-parallel escape tectonics (Bizzi et al., 2003), that currently runs parallel to the south and east coasts of Brazil, extending over 3,000 km from the State of Bahia in Brazil (parallel 15° S) to Uruguay, covering an area of about 700,000 km² (Heilbron et al., 2004) and was located east of the San Francisco and Rio de La Plata cratons and west of the Congo and Kalahari cratons, at the end of the Neoproterozoic and early Paleozoic, constituting a mosaic of Neoproterozoic terrains aggregated approximately at 560 Ma during the amalgamation of the West Gondwana supercontinent (Bizzi et al., 2003).

The Dom Feliciano Belt (Fig. 1a), southern portion of the Mantiqueira Province, represents a crustal segment exposed in three different areas (States of Santa Catarina and Rio Grande do Sul, in Brazil, and in Uruguay) and elongated in the NE-SW direction, due to the oblique continental collision of the Rio de La Plata and Kalahari cratons, strongly deformed and migmatized between ca. 650 and 620 Ma (Philipp et al., 2016), which extends with a maximum width of ca. 200 km for about 1,200 km from the northeast of the State of Santa Catarina, in Brazil, to Punta del Este, in Uruguay (Hueck et al., 2018). The evolution of the belt is associated with a transpressive lateral escape tectonics, which gave rise to transcurrent shear zones that controlled the development of volcano-sedimentary basins and the generation of the sin-transcurrent plutons and the intrusion of post-collisional batholiths (Heilbron et al., 2004).

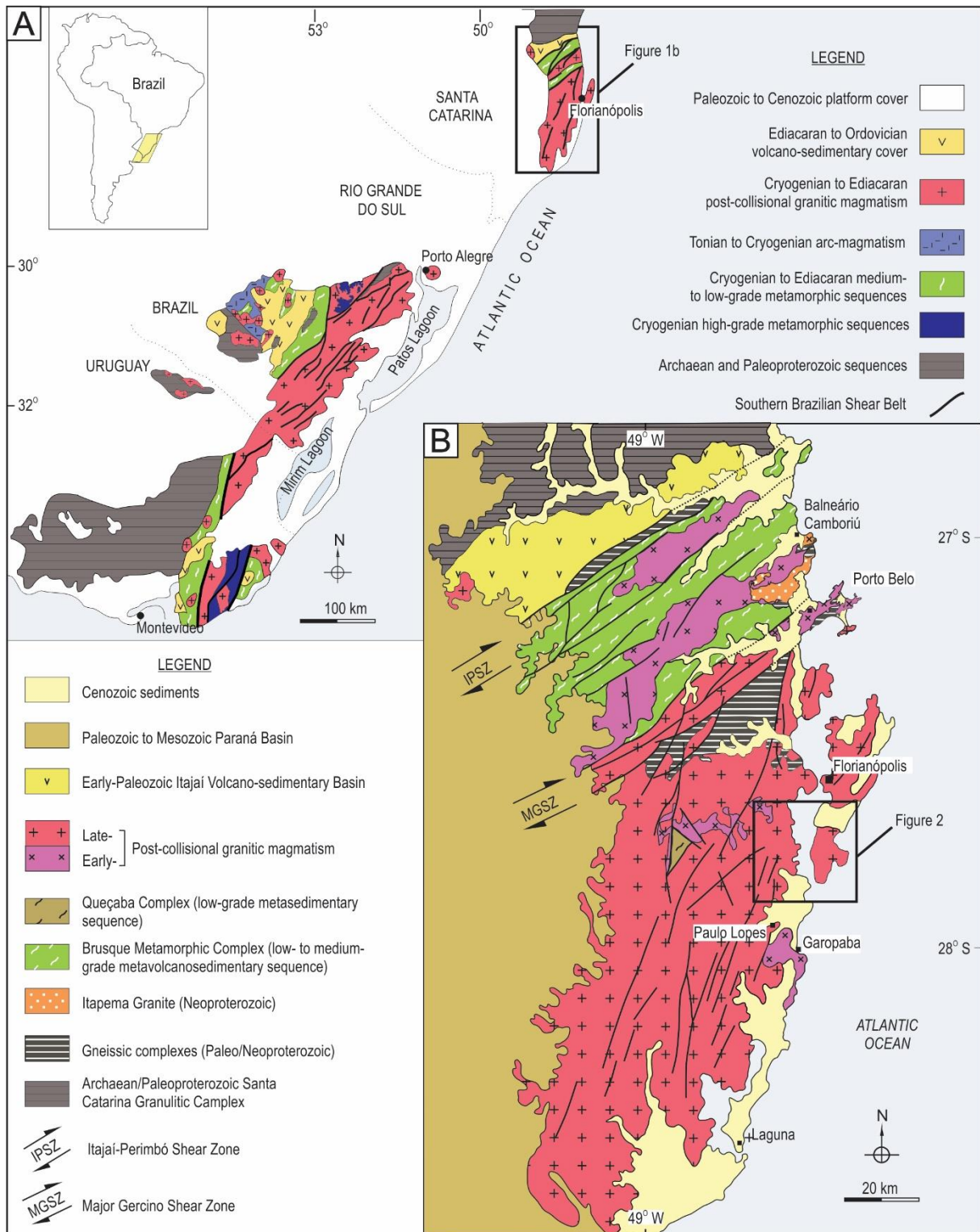


Figure 1. Geological settings from the studied area: (A) Geological and geotectonic settings of the southern portion of the Mantiqueira Province (State of Santa Catarina and Rio Grande do Sul in Brazil, and Uruguay), after Chemale et al. (1995) and (B) Main lithologic units and tectonic features of the Dom Feliciano Belt in the State of Santa Catarina, after Bitencourt (1996) with the indication of the study area (Figure 2). Modified from Bitencourt & Nardi (2004).

In the State of Santa Catarina (Fig. 1b), the northernmost occurrence of the Dom Feliciano Belt, it constitutes a ca. 60 km wide corridor and can be divided into

three domains (northeastern, central and southeastern) separated by major shear zones: (1) the northwestern domain is characterized by foreland basins (Itajaí and Campo Alegre basins) deposited on top of the Luis Alves Craton (Paleoproterozoic) and limited at south by the Itajaí-Perimbó Shear Zone; (2) the central domain is constituted by a metavolcano-sedimentary fold-and-thrust belt (Brusque Metamorphic Complex), limited at north by the Itajaí-Perimbó Shear Zone and at south by the Major Gercino Shear Zone; and (3) the southeastern domain by represents an association of voluminous granitic intrusions (Florianópolis Batholith), limited at north by the Major Gercino Shear Zone (Hueck et al., 2018).

The Florianópolis Batholith, together with Pelotas Batholith, in Rio Grande do Sul, and the Aiguá Batholith, in Uruguay, composes this extensive post-collisional granitic magmatism present in the Dom Feliciano Belt. This magmatism was controlled by a discontinuity of lithospheric scale, referred by Bitencourt & Nardi (2000) as the Southern Brazilian Shear Belt (SBSB), presenting temperatures compatible with greenschist to amphibolite facies and characterized by a calcic-alkaline magmatism in the first magmatic pulses and an alkaline magmatism in the last pulses (Bitencourt & Nardi 2000) with a mafic magmatism associated, represented by microgranular mafic enclaves, sinplutonic dykes and mafic components in co-mingling systems (Florisbal et al. 2009).

The Florianópolis Batholith is a multi-intrusive plutonic complex of NE orientation with 12,000 km² of exposure (200 km x 60 km; Silva et al, 2003), that resulted from the prolonged Neoproterozoic magmatism of the Dom Feliciano Belt. It is limited in the north by the Major Gercino Shear Zone, separating it from the central domain, in the west and south by the Paraná Basin, and in the east by the South Atlantic Ocean (Hueck et al., 2018). The U-Pb zircon ages indicate that this magmatism lasted approximately 70 Ma (650 - 580 Ma) (Janasi et al., 2015a) and is associated with a transpressive tectonics from the final of the Brazilian/Pan-African Orogenic Cycle in a post-collisional setting (Bitencourt et al., 2008). Other authors interpret the Florianópolis Batholith as part of a continental magmatic arc (Silva et al., 2005b), part of an orogenic ensialic belt (Basei, 1985) or a magmatic arc root (Basei et al., 2000). Geochemical and Sm-Nd isotopic data (Basei, 1985; Mantovani et al., 1987; Babinski et al., 1997; Silva, 1999) indicate a significant contribution of remelted Paleoproterozoic/Archaean gneisses of the lower crust with restricted additions of

juvenile magmas to characterize the sources of the granitic magmatism of the Florianópolis Batholith.

The granitic rocks that constitute the Florianópolis Batholith were divided by Basei et al. (2000) into three suites: (1) Águas Mornas Suite (606 ± 12 Ma; Basei, 1985), composed of deformed, migmatitic granitic plutons with predominance of monzogranitic leucosomes and mesosomes/paleosomes of a more mafic composition. These authors present within the Suite Águas Mornas, the Paulo Lopes Suite (626 ± 8 Ma; Silva et al., 2003) represented by protomylonitic to mylonitic biotite augen monzogranites. (2) São Pedro de Alcântara Suite (617 ± 38 Ma) is composed mainly of gray biotite granitoids, with an equi- to inequigranular texture, weakly deformed and with frequent mafic schlieren; and (3) the Pedras Grandes Suite (597 ± 9 Ma, Silva et al., 2005), characterized by pink, leucocratic, isotropic granites that occur as small stocks to large batholiths. The Itacorubi Granite, a granitic body with subvolcanic characteristics and volcanic manifestations such as rhyolitic flows and tuffs (Cambirela Rhyolite), related to the final phases of the magmatism in the Florianópolis Batholith, were denominated by Zanini et al. (1997) as the Cambirela Plutono-Volcanic Suite.

The Cambirela Plutono-Volcanic Suite (Fig. 3), amplified and modified by UFRGS (1999), Bitencourt et al. (2008) and Lange (2016), is constituted by three units: plutonic, volcanic and hypabissal. The plutonic unit consists of the Ilha Granite (587 ± 6 Ma, Janasi et al., 2015b) and the Itacorubi Granite (594 ± 2.8 , Corrêa, 2016). The Ilha Granite, according to Zanini et al. (1997) and Bitencourt et al. (2008), is represented by biotite monzogranites (predominant) and leucosienogranites (subordinated). They present a medium to coarse equigranular or seriate alotriomorphic texture with variable content of mafic minerals in the form of clots. Xenoliths of country rocks and chilled border fragments are found. The Ilha Granite is cut by rhyolitic dikes of the hypabissal unit and granitic veins of the Itacorubi Granite. The Itacorubi Granite, according to Zanini et al. (1997) and Bitencourt et al. (2008), is represented by sienogranites of fine to medium granulation, isotropic and homogeneous, and hornblende-biotite monzogranites of medium to dark gray coloration, and porphyritic texture with high proportion ($> 60\%$) of matrix and phenocrysts of ovoid K-feldspar, with euhedral quartz and plagioclase subordinated. There are abundant mafic microgranular enclaves, autoliths and xenoliths of the Cambirela Rhyolite, of basic rocks of medium granulation or aphanitic and of the Ilha

Granite. The Itacorubi Granite cuts the Ilha Granite and presents contacts that are sometimes diffused and gradational or intrusive in the Cambirela Rhyolite.

The volcanic unit is represented by Cambirela Rhyolite (574 ± 1.8 ; Corrêa, 2016) and the Cambirela Ignimbrite (580 ± 5 Ma Janasi et al., 2015). The Cambirela Rhyolite, according to Zanini et al. (1997) and Bitencourt et al. (2008), is represented by massive or with flow structure lava flows of rhyolitic to dacitic composition, of porphyritic texture with phenocrysts immersed in an aphanitic or very fine granulation matrix and presenting mafic lithoclast. The porphyritic rhyolites are composed of K-feldspar, quartz and plagioclase phenocrysts. The porphyritic dacites are constituted by phenocrysts of plagioclase, K-feldspar and quartz immersed in a microcrystalline matrix formed by quartz, feldspar, opaque minerals, biotite, epidote and amphibole. In the Cambirela Rhyolite are found rounded xenoliths of Paulo Lopes, Serra do Tabuleiro and Ilha granites. The Cambirela Ignimbrite, according to Bitencourt et al. (2008) and Lange (2016), is represented by strongly welded reomorphic ignimbrites, rarely with lava-like aspect, with porphyritic texture with quartz, K-feldspar and plagioclase phenocrysts immersed in fine quartz-feldspathic to aphanitic matrix, presenting pronounced eutaxitic texture and variable content of crystals, lithic and vitreous fragments. The hypabisal unit is represented by felsic, mafic and compound dikes. The felsic dykes are porphyritic, of rhyolitic and dacitic composition, with a thickness of 2 to 15 m and often intrusive in the Serra do Tabuleiro granite. The mafic dikes are fine phaneritic to aphanitic texture diabase with 1.5 to 60 m of thickness and N-S to NE-SW preferential orientation.

The magmatism of the Cambirela Plutono-Volcanic Suite is classified, based on geochemical data, as granitoids and rhyolites (74.67 - 78.76% SiO₂) of a slightly peraluminous character, with alkali values ranging from 7 to 8% and low of Ca (<1%), belonging to the calc-alkaline high-K series, near the field of the shoshonitic series (Lange, 2016). The suite is interpreted by Bitencourt et al. (2008), based on contact relations between the Itacorubi Granite and the Cambirela Rhyolite, as a set of magmatic pulses of felsic and mafic composition located in uppermost portions of the crust.

3. Cambirela Silicic Volcanic Sequence

In this work, we named the volcanic unit of the Cambirela Plutono-Volcanic Suite as Cambirela Silicic Volcanic Sequence (Fig. 2) in order to study its effusive and

pyroclastic units in more detail. These rocks were first discovered by Basei (1985) who named them as Cambirela Tuffs, after the location where they were found: the Cambirela Hill (Fig. 3), east portion of the State of Santa Catarina. The pyroclastic unit is predominant in sequence, occupying most part of its area and volume. These deposits present high-grade welding and are classified genetically, according to their composition and textural aspects, as ignimbrites with 15 to 50% of quartz, K-feldspar and plagioclase crystals and fragments of crystals and lithic immersed in a fine to very fine tuffaceous matrix, presenting incipient eutaxitic to parataxitic texture. The effusive unit is a minor component in the sequence and is classified as rhyolites with 3% of quartz, K-feldspar and plagioclase phenocrysts immersed in an equigranular fine matrix. The contact of these volcanic rocks is sometimes diffused and gradational or intrusive in the Itacorubi Granite, which is intrusive in the Ilha Granite (Bitencourt et al., 2008). In most cases, the contact between these volcanic rocks and the other units is associated with faults (Caruso Jr. et al., 1993).

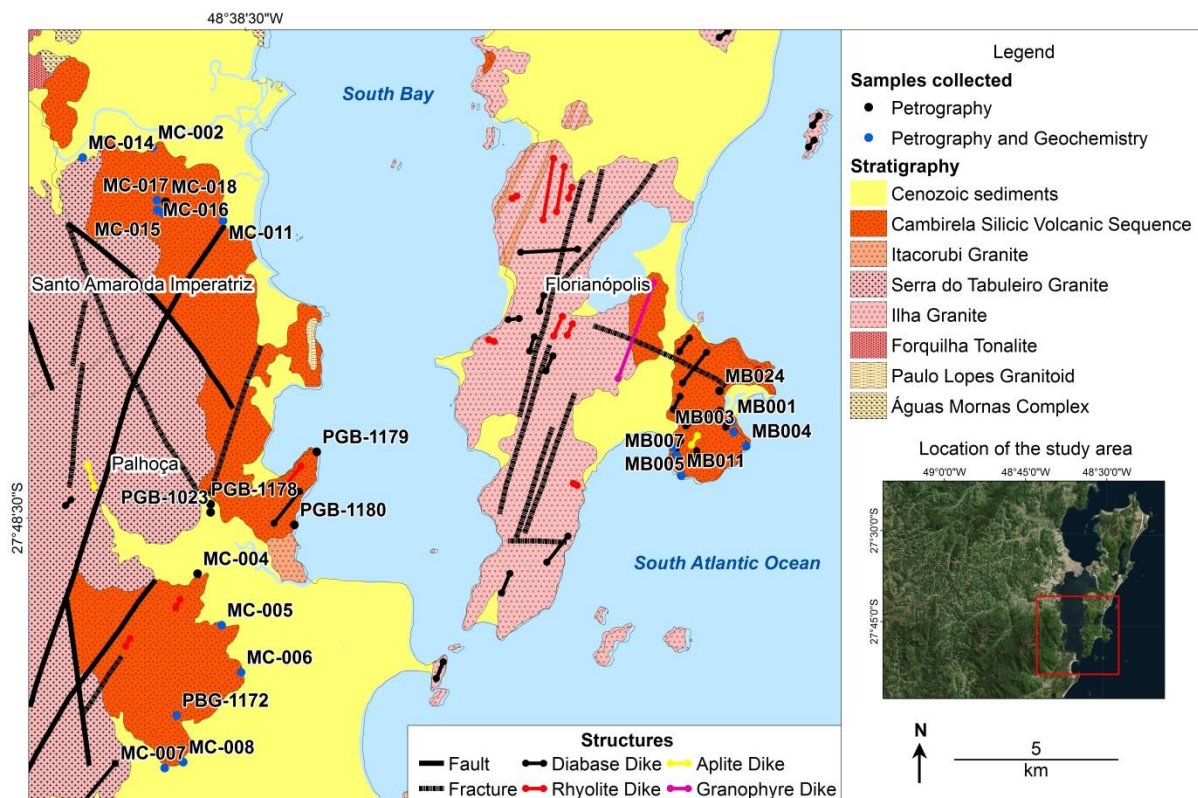


Figure 2. Geological map of the Cambirela Silicic Volcanic Sequence and surrounding units with the location of the samples collected in the study. Modified from Zanini et al. (1995).



Figure 3. Panoramic view of the Cambirela Hill and surrounding areas. The dotted white line shows the inferred contact between the Cambirela Silicic Volcanic Sequence (lithofacies lapilli-tuff with low-crystal content and eutaxitic structure) and the Serra do Tabuleiro Granite.

The volcanic rocks are arranged along a high geomorphological feature with NNE-SSW orientation, distributed in a total area of 88 km², in which has as basement several units of the Florianópolis Batholith: (1) Serra do Tabuleiro Granite, biotite sienogranites and leucosienogranites of Pedras Grandes Suite (~617 ± 9 Ma); (2) São Pedro de Alcântara Granite, monzogranites, sienogranites and quartz-monzonites (~592 Ma); (3) Forquilha Tonalite, tonalites, quartz-diorites and quartz-monzodiorites (~611 ± 3 Ma); and (4) Águas Mornas Complex, an association of polyphasic orthogneisses consisting of paleosoma of basic to intermediate nature (orthophyloliths, metagabbros, metabasites and metadiorites), quartz-monzonite orthogneisses, (~639 ± 13 Ma; inherited zircons: ~2.175 ± 13 Ma) (CPRM, 2014).

The Cambirela Silicic Volcanic Sequence (Florianópolis Batholith) and other volcanic manifestations (Ana Dias Rhyolite, Piratini Swarm of Dykes, Rhyolite Cerro Partido and Cerro Chato Volcanic Sequence in the Pelotas Batholith, and Sierra de Ríos Formation in the Aiguá Batholith) occur in the final phases of the post-collisional granitic magmatism in the southeastern domain of the Dom Feliciano Belt. The Ana Dias Rhyolite (581.9 ± 1.9 Ma) is an intrusive rhyolitic body with porphyritic to glomeroporphyritic texture presenting 30 to 40% of quartz, K-feldspar and plagioclase phenocrysts that belong to the alkaline series and have a metaluminous to

peraluminous character (Oliveira et al., 2015). Due to similar geochronological data and geological settings between this unit and the Cambirela Silicic Volcanic Sequence, geochemical data from samples of the Ana Dias Rhyolite was used in the attempt to compare and correlate these rocks.

4. Lithofacies analysis and petrography

When applied to volcanic deposits, the lithofacies analysis is based on lithological (non-genetic and non-stratigraphic) description of the deposit and the lithofacies is identified by a combination of capital letters (e. g. tuff = T, lapilli tuff = LT, lapilli-stone = L, breccia = Br, agglomerate = Ag, cobbles = Co) for primary lithological descriptions and lowercase letters (e. g. massive = m, pumice-rich = p, lithic-rich = l, crystal-rich = c, eutaxitic = e, reomorphic = reo) describing information about textural and structural attributes. See Branney & Kokelaar (2002) for more examples.

In this work, we were able to identify five lithofacies in the Cambirela Silicic Volcanic Sequence: porphyritic rhyolite (pR), lapilli-tuff with low-crystal content and eutaxitic structure (lceLT), lapilli-tuff with high-crystal content and eutaxitic structure (hceLT), lapilli-tuff with parataxitic structure (pLT) and crystal-rich lapilli-tuff (crLT). It was not possible to delimit the contact between the lithofacies due to the highly abrupt relief and abundant vegetation in the region of study, and the lack of outcrops that allowed such observation. According to the topography of the area, the porphyritic rhyolite, surrounded by the lapilli-tuff with low-crystal content and eutaxitic structure, is just above the crystal-rich lapilli-tuff, which is surrounded by the lapilli-tuff with parataxitic structure, and above all this lithofacies, at ca. 600 m a.s.l, is the lapilli-tuff with high-crystal content and eutaxitic structure. As the contact of the sequence with the other units of the region is usually by fault, it becomes difficult to establish a stratigraphic relation. The geometry of the effusive unit is tabular subhorizontal, whereas the geometry of the pyroclastic unit varies from tabular with fiamme oriented in the subhorizontal (lapilli-tuff with high-crystal content and eutaxitic structure) to subvertical (lapilli-tuff with parataxitic structure).

4.1 Porphyritic rhyolite (pR) - Effusive unit

This lithofacies occurs as a subhorizontal lava flow of tabular geometry (Fig. 4a) in a restrict area of the volcanic sequence, close to the locality of Maciambu, Palhoça city. It is surrounded by rocks of the lithofacies lapilli-tuff with low-crystal

content and eutaxitic structure (IceLT). It is constituted by a massive porphyritic to glomeroporphyritic rhyolite with about 3% of K-feldspar, plagioclase and quartz phenocrysts (Fig. 4b), immersed in a fine matrix with quartz-feldspatic intergrowth, resulted from rapid cooling or devitrification processes (Fig. 4c).

K-feldspar phenocrysts (predominant) are euhedral to subhedral with tabular and elongated shape ranging from 0.75 to 2 mm; may be encounter as glomerocrysts and, in some case, slightly altered. Plagioclase phenocrysts are euhedral to subhedral with tabular and elongated shape ranging from 0.50 to 2.5 mm. In some cases, they present polysynthetic twinning and are also slightly altered. Quartz phenocrysts are euhedral to subhedral with a rounded shape ranging from 0.25 to 1.25 mm. They are generally rounded and with undulating extinction. The contact between the K-feldspar, plagioclase and quartz phenocrysts and the matrix is typically straight. Biotite crystals are anhedral with lamellar shape ranging from 0.12 to 1.25 mm (Fig. 4d). They are disperse in the matrix and in some cases altered to chlorite (1 - 2 % of the rock) generally in the border or in the contact between phenocrysts. Opaque minerals are anhedral and occur disseminated in the matrix or, in some cases, as inclusions in K-feldspar.

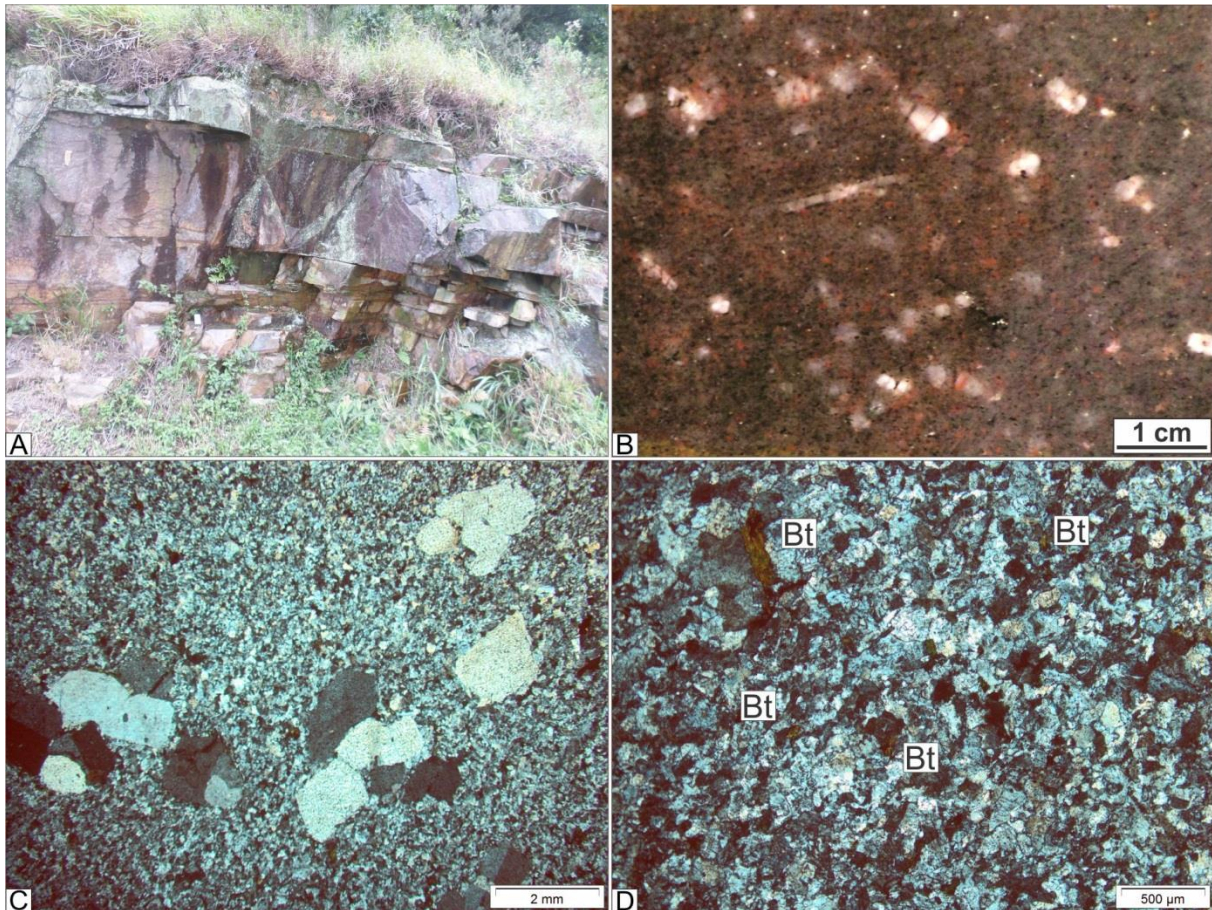


Figure 4. Porphyritic rhyolite (pR): (A) geometric aspect of this lithofacies – lava flow with horizontal tabular shape, (B) macroscopic feature of the porphyritic rhyolite, (C) K-feldspar phenocrysts immersed in a devitrified quartz-feldspatic matrix, and (D) biotite crystals disperse in the matrix (microphotography crossed polarized light).

4.2 Lapilli-tuff with low-crystal content and eutaxitic structure (lceLT) -

Pyroclastic unit

This lithofacies occurs surrounding the lithofacies porphyritic rhyolite (pR), close to the locality of Maciambu, Palhoça city (Fig. 5a). It is constituted by a strong welded, poorly sorted lapilli-tuff with porphyritic aspect having less than 20% of quartz, K-feldspar and plagioclase crystals, fragments of crystals and lithic fragments immersed in a very fine tuffaceous matrix, presenting incipient eutaxitic texture (5% of fiamme) (Fig. 5b).

K-feldspar crystals are subhedral to anhedral with tabular and elongated shape ranging from 0.75 to 3.75 mm. K-feldspar crystals are well altered, mostly sericitized and in diffuse contact with the matrix (Fig. 5c). Plagioclase crystals are scarce and present polysynthetic twinning. They are euhedral to subhedral with square shape ranging from 0.25 to 0.75 mm. Quartz crystals are subhedral to anhedral with rounded shape ranging from 0.25 to 2.5 mm. Quartz crystals present undulating extinction and,

in some case, have corroded edges or are fractured and filled with microcrystals of quartz. Fragments of quartz are scattered in the matrix. Lithic fragments are scarce, subhedral and have a rounded with diameters up to 1.25 mm. The contact between the plagioclase and quartz crystals, lithic fragments and the matrix is typically straight, and some thin layers of muscovite occur surrounding some crystals. Biotite crystals are anhedral with diameters of up to 0.50 mm and are altering to chlorite and in diffuse contact with the matrix. As accessory mineral occurs allanite, apatite and zircon. Opaque minerals are anhedral and occur disseminated in the matrix or as inclusions in K-feldspar. The matrix is a very fine tuffaceous matrix, in some cases slightly altered to clay and with small crystal fragments of quartz (<0.25 mm) and thin layers (maximum thickness of 0.75 mm) of fiamme, generally devitrified and filled with opaque mineral (Fig. 5d).

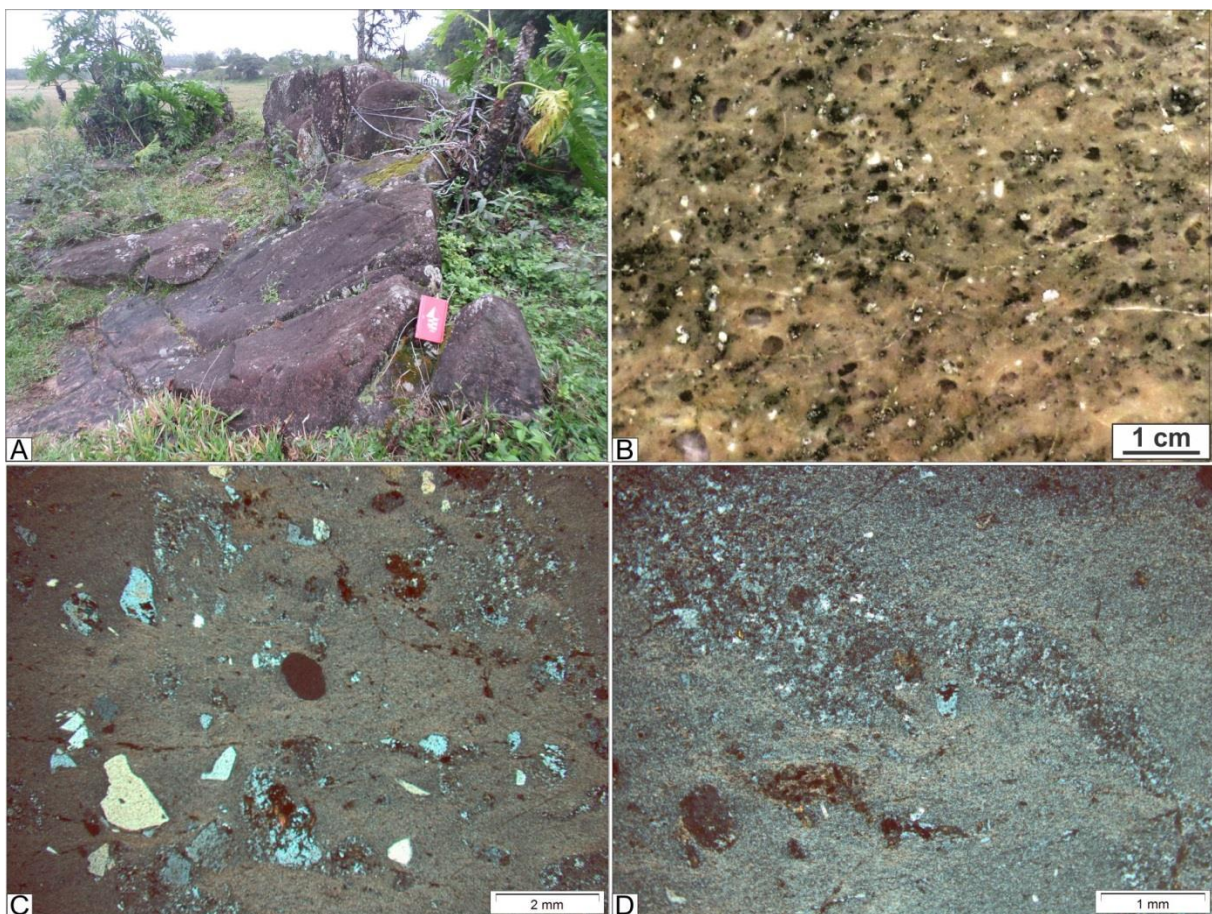


Figure 5. Lithofacies Lapilli-tuff with low-crystal content and eutaxitic structure (IceLT): (A) outcrop of this lithofacies, (B) macroscopic features of the lapilli-tuff with less than 20% of crystals and fragments of crystals, (C) K-feldspar crystals altered and in diffuse contact with the matrix, and (D) detail of thin layer of devitrified fiamme (microphotography crossed polarized light).

4.3 Lapilli-tuff with high-crystal content and eutaxitic structure (hceLT) -

Pyroclastic unit

This lithofacies occurs in the northern portion of the sequence, surrounding the Cambirela Hill (Fig. 6a), in the city of Palhoça. It has a predominant subhorizontally orientation ($\sim 3^\circ/265^\circ$) (dip and dip direction) and present abundant xenoliths (Fig. 6c) of rounded to elongated shape with up to 15 cm width (average of 3,5 cm) of granitic rocks in abrupt contact with the matrix (Fig. 6d), sometimes with border slightly altered, close to the contact of this lithofacies with the Serra do Tabuleiro Granite. It is constituted by a strong welded, poorly sorted lapilli-tuff with porphyritic aspect having 30 to 50% of K-feldspar, plagioclase and quartz crystals, fragments of crystals and lithic fragments immersed in a very fine tuffaceous matrix, presenting a pronounced eutaxitic texture (up to 50% of fiamme) (Fig. 6b).

K-feldspar crystals (17 to 25%) are subhedral to anhedral with tabular and elongated shape ranging from 0.25 to 4.25 mm and, in some cases, are fractured, sericitized and with exsolution texture. Plagioclase crystals (3 to 5%) are euhedral to subhedral with tabular and elongated shape ranging from 0.25 to 2.5 mm and present polysynthetic twinning. Quartz crystals (10 to 20%) are subhedral to anhedral with rounded shape ranging from 0.12 to 3.75 mm. Some quartz crystals have corroded edges and are embayed. Fragments of crystals of quartz are common and they have medium diameters of 0.25 mm and angular shape. Lithic fragments have subangular shape and diameters up to 3.75 mm (Fig. 6f). The contact between the K-feldspar, plagioclase and quartz crystals, fragments of crystals, lithic fragments and the matrix is typically straight (Fig. 6e). Opaque minerals are anhedral with up to 0.25 mm of diameter and occur disseminated in the matrix and some as inclusions in the K-feldspar. The matrix is a very fine tuffaceous matrix and is partly devitrified. In the matrix are encounter some fractures filled with quartz. The pronounced eutaxitic texture is represented by fiamme with up to 1 mm thick generally devitrified.

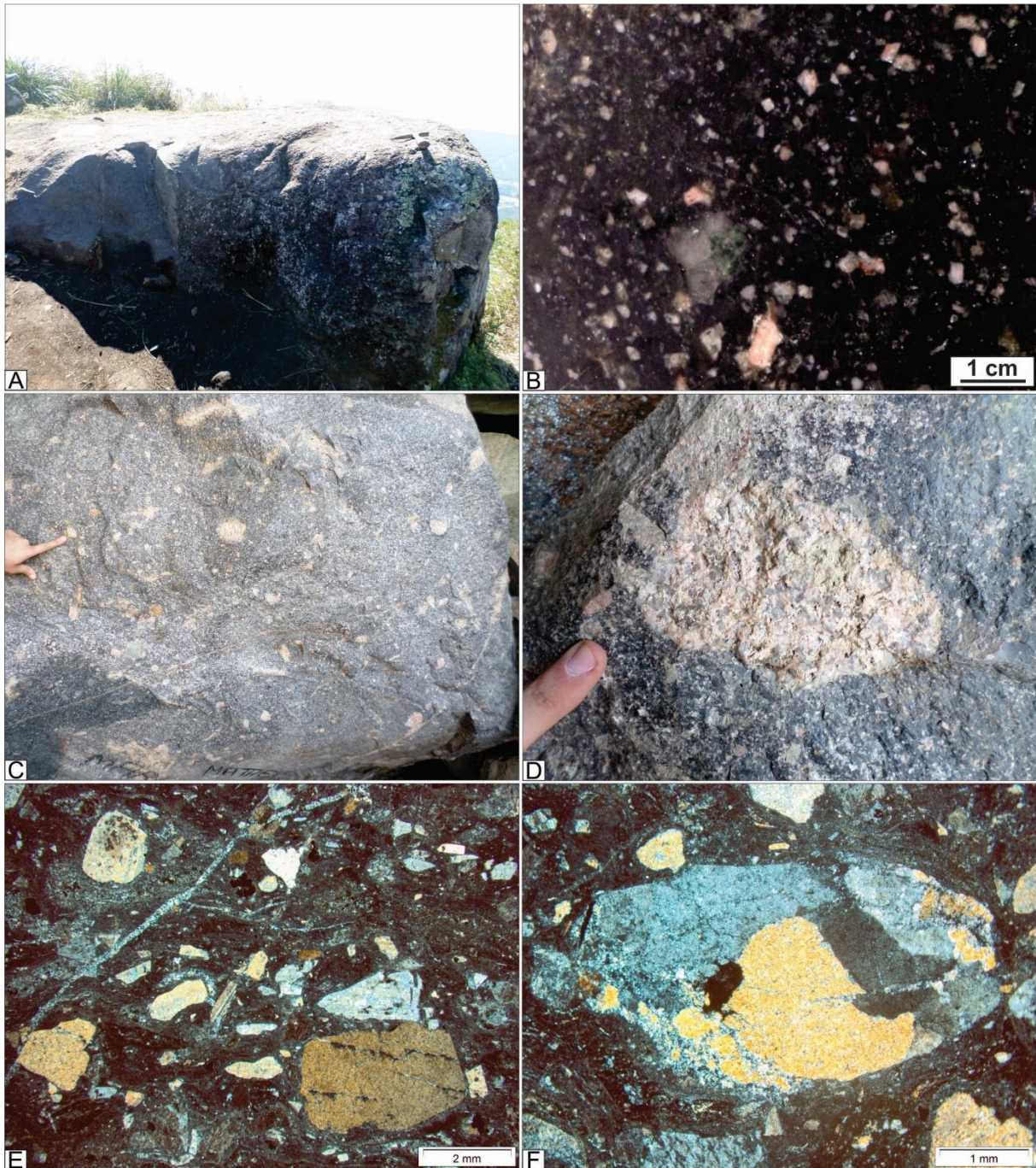


Figure 6. Type-section of the lithofacies Lapilli-tuff with high-crystal content and eutaxitic structure (hceLT): (A) outcrop of this lithofacies, (B) hand-species of the lapilli-tuff with 30 to 50% of crystals and fragments of crystals, and eutaxitic texture, (C) outcrop close to the contact between the lithofacies and the Serra do Tabuleiro Granite, where xenoliths are dispersed in the ignimbrite, (D) detail of the granitic xenolith with rounded to elongate shape, (E) crystals and fragments of crystals surrounded by fiamme with a fracture filled with quartz, and (F) detail of a rounded and elongated lithic fragment (microphotography in crossed polarized light).

4.4 Lapilli-tuff with parataxitic structure (pLT) - Pyroclastic unit

This lithofacies occurs in the eastern portion of the sequence, close to the locality of Armação and Pântano do Sul, in the south part of the Santa Catarina island, and are mainly subvertical deposits (Fig. 7a, b). It is constituted by a strong welded,

poorly sorted lapilli-tuff with porphyritic aspect with 30% of quartz, K-feldspar and plagioclase crystals, fragments of crystals and lithic fragments immersed in a very fine tuffaceous matrix, presenting pronounced extaxitic to parataxitic texture (25% of fiamme) that display a banded aspect (Fig. 7c).

K-feldspar crystals (15%) are subhedral to anhedral with tabular and elongated shape ranging from 0.25 to 2.25 mm. In most cases the K-feldspar crystals are altered to epidote and have diffuse contact with the matrix. Plagioclase crystals (3%) are euhedral to subhedral with tabular and elongated shape up to 0.75 mm. Quartz crystals (12%) are subhedral with rounded shape and diameters ranging from 0.12 to 1.25 mm. Some quartz crystals are generally fractured or have corroded edges. Various fragments of crystal are encountered in the matrix and are generally of quartz with K-feldspar subordinated. They have an angular to subangular shape with diameters ranging from 0.12 to 0.25 mm. Lithic fragments are subhedral to anhedral with rounded shape and diameters ranging from 0.75 to 2.5 mm and with corroded edges (Fig. 7d). The contact between the plagioclase and quartz crystals and fragments of crystals, lithic fragments and the matrix is typically straight. Some subhedral minerals of biotite (0.25 to 0.75 mm) are altering to chlorite. Opaque minerals are anhedral with up to 0.50 mm of diameter and occur disseminated in the matrix. The matrix is a very fine tuffaceous matrix, devitrified and microcrystalline (quartz-feldspathic) with bands of microcrystalline quartz and, in some parts, altered to clay minerals. The matrix presents fiamme with dimensions of up to 2 mm x 1 cm. They are devitrified, filled with opaque minerals of up to 0.12 mm, flattened and orientated what gives this lithofacies a banded aspect.

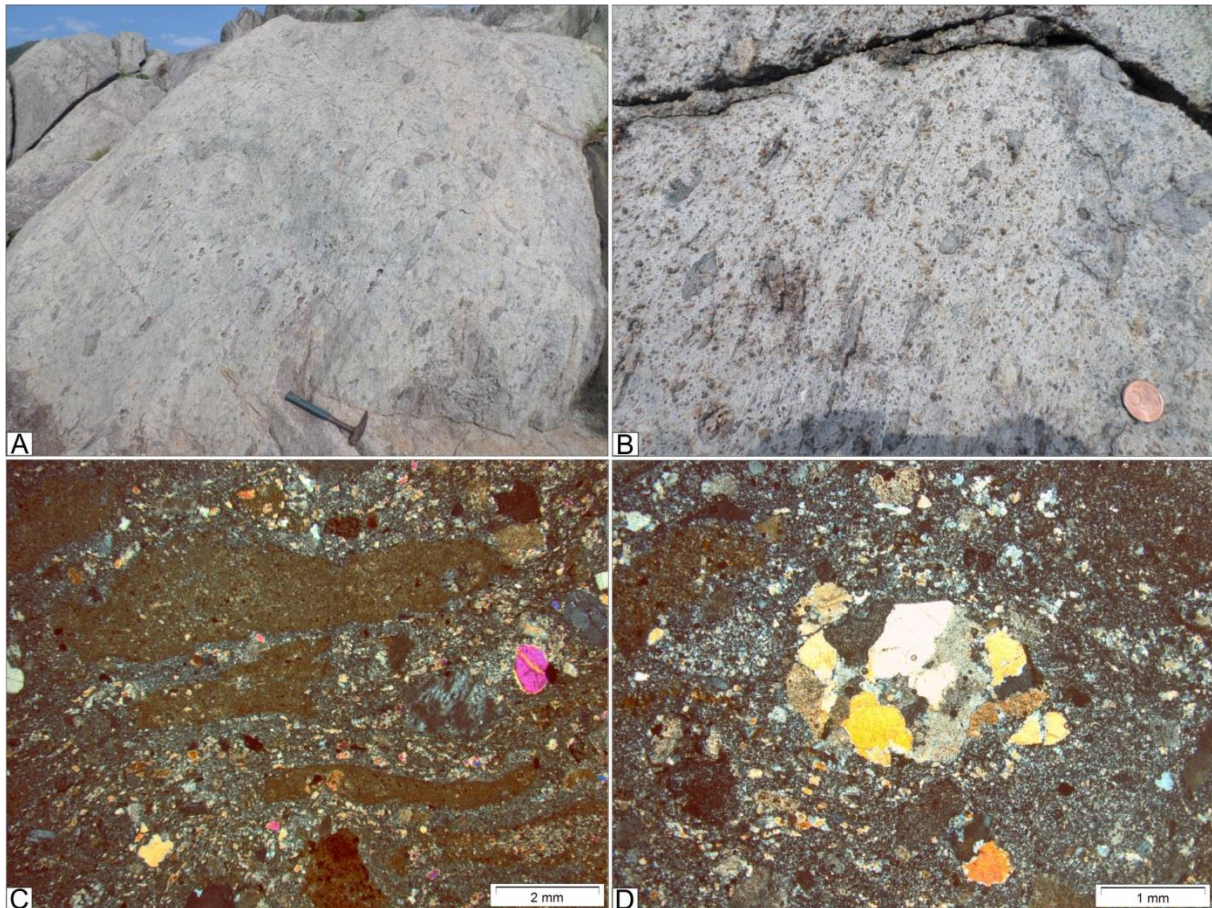


Figure 7. Type-section of the lithofacies Lapilli-tuff with parataxitic structure (pLT): (A) outcrop of this lithofacies, (B) detail of the subvertical orientation of the fiamme, (C) flattened and orientated fiamme with banded aspect; (D) detail of a lithic fragment immersed in the matrix (microphotography in crossed polarized light).

4.5 Crystal-rich lapilli-tuff (crLT) - Pyroclastic unit

This lithofacies occurs in a restrict area of the volcanic sequence surrounded by the lithofacies lapilli-tuff with parataxitic structure (pLT), close to the locality of Pântano do Sul, in the south part of the Santa Catarina island. It is constituted by a strong welded, poorly sorted lapilli-tuff with porphyritic aspect having ~50% of K-feldspar, plagioclase and quartz equidimensional crystals and small fragments of crystals immersed in a very fine tuffaceous matrix (Fig. 8a).

K-feldspar crystals (~27%) are subhedral with tabular and elongated shape ranging from 0.50 to 2 mm. K-feldspar crystals, in some cases, present Carlsbad twinning and are slightly altered. Plagioclase crystals (~3%) are subhedral with square shape ranging from 0.50 to 1.25 mm. Plagioclase crystals are scarce and present polysynthetic twinning. Quartz crystals (>20%) are subhedral with rounded shape and diameters ranging from 0.25 to 2 mm. Some quartz crystals have angular shape, are fractured and embayed. Fragments of crystals are generally of quartz with K-feldspar

subordinated, have an angular shape (0.12 to 0.25 mm). The contact between the K-feldspar, plagioclase and quartz crystals, fragments of crystals and the matrix is typically straight. Biotite crystals are encounter altered and in diffuse contact with the matrix. Opaque minerals are anhedral and scarce. Fiamme are scarce and generally devitrified and altered with dimensions of 0.35 x 2.25 mm. The matrix is microcrystalline (quartz-feldspathic), slightly devitrified and, in some parts, altered to clay minerals (Fig. 8b).

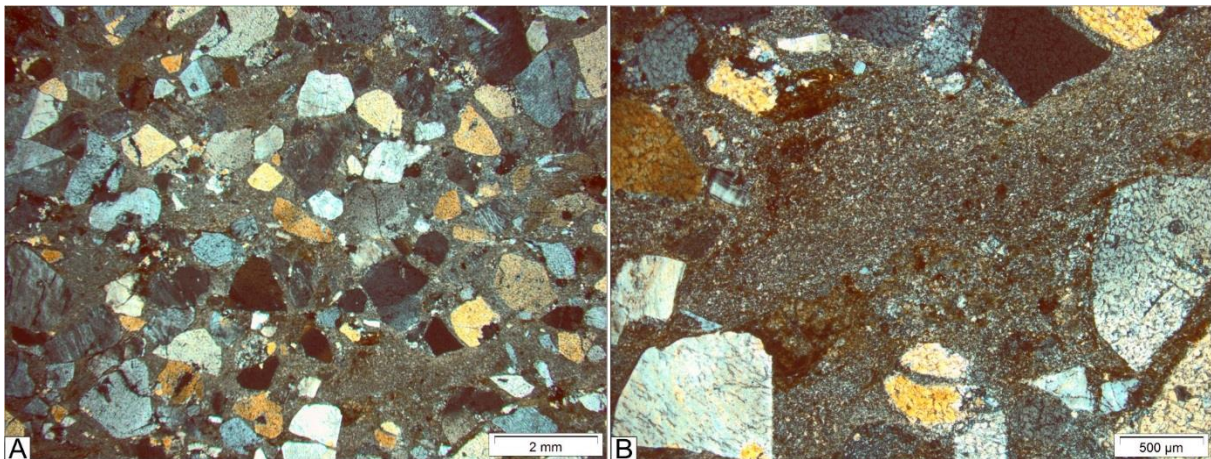


Figure 8. Lithofacies Crystal-rich lapilli-tuff (crLT): (A) crystals and fragments of crystals immersed in a very fine tuffaceous matrix and (B) detail of the microcrystalline matrix with altered to clay minerals in some portions (microphotography in crossed polarized light).

5. Geochemical data

5.1. Analytical Procedures

Whole-rock chemical analyses of eleven samples were performed at ACME Analytical Laboratories Ltd. (Vancouver, Canada). Major oxides were analyzed by inductively coupled plasma atomic emission spectrometry (ICP-AES), while trace elements, including rare earth elements (REEs) were analyzed by inductively coupled plasma atomic mass spectrometry (ICP-MS). The analytical protocol at the ACME laboratory included the analysis of standard STD SO-18 and BLK and of three sample duplicates (Table 1). Six samples of the Cambirela Ignimbrite and four samples of the Ilha Granite were obtained from Lange (2016) and ten samples of the Ana Dias Rhyolite from Oliveira et al. (2015) were used to compare data for the Cambirela Plutono-Volcanic Suite and the Ana Dias Rhyolite (~582 Ma), a subvolcanic unit situated in the Pelotas Batholith, contemporaneous with the volcanic rocks of the Florianópolis Batholith.

5.2. Major, trace and rare earth elements

Geochemical data of the Cambirela Silicic Volcanic Sequence indicate that these rocks have SiO₂ content between 73.14 and 77.05 wt.%. Since having SiO₂ content higher than 73 wt.%, the Cambirela Silicic Volcanic Sequence can be considered as high-silica rhyolitic system. Similar behavior is observed for the Ilha Granite. Ana Dias Rhyolite presents a wider range of SiO₂ content between 69.53 and 76.32 wt.%. Both units are classified as rhyolites in the TAS diagram (Le Bas et al., 1986) (Fig. 9a) and rhyolites to alkali rhyolites in the R₁-R₂ plot (De la Roche et al., 1980) (Fig. 9b). The use of trace and immobile elements is recommended to high silica systems. Using the the Nb/Y - Zr/Ti plot (modified by Pearce, 1996a) (Fig. 9c) and the Zr/TiO₂ - SiO₂ plot (Winchester and Floyd, 1977) (Fig. 9d), samples are classified as in the rhyolite/dacite to alkali rhyolite and rhyodacite/dacite to rhyolite, respectively. From these plots we can state that the Cambirela Silicic Volcanic Sequence and Ana Dias Rhyolite have a similar trend associated to subalkaline rocks, close the limit with silica saturated alkaline series.

Table 1. Geochemical data from the Cambirela Volcanic Sequence. Lithofacies: porphyritic rhyolite (rP), lapilli-tuff with high-crystal content and eutaxitic structure (hceLT) and lapilli-tuff with low-crystal content and eutaxitic structure (lceLT), lapilli-tuff with parataxitic structure (pLT)) and the Ilha Granite (IlhaG). Samples with the letters MC are from this work and MB from Lange (2016).

Sample	MC-006B	MC-015	MC-014	MC-011	MC-017	MC-002	MC-016	MC-005	MC-007	MC-008	MC-006A	MB011c	MB05a	MB07a	MB012a	MB01c	MB06b
Lithofacies	pR	hceLT	hceLT	hceLT	hceLT	hceLT	hceLT	lceLT	lceLT	lceLT	pLT	pLT	pLT	pLT	IlhaG	IlhaG	IlhaG
SiO ₂	76.06	73.14	73.27	73.88	74.39	74.99	75,00	75.8	76.06	76.95	75.57	75.65	75.74	76.53	75.53	74.67	75.97
TiO ₂	0.08	0.2	0.18	0.15	0.18	0.15	0.17	0.13	0.13	0.12	0.12	0.16	0.14	0.1	0.17	0.24	0.19
Al ₂ O ₃	12.51	13.09	13.42	13.27	12.66	12.62	12.49	12.4	12.08	12.38	12.56	12.42	12.5	12.45	12.32	13.05	12.28
Fe ₂ O ₃	1.47	2.42	2.15	2.04	2.23	2,00	2.03	1.71	1.97	1.65	1.83	1.87	1.73	1.29	1.82	1.86	1.96
MnO	0.02	0.05	0.06	0.03	0.04	0.05	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03
MgO	0.02	0.09	0.06	0.06	0.09	0.07	0.12	0.07	0.04	0.03	0.04	0.05	0.05	0.05	0.13	0.16	0.17
CaO	0.47	1.11	0.89	0.85	0.97	1.16	0.77	0.67	0.8	0.6	0.66	0.37	0.47	0.49	0.88	0.69	0.45
Na ₂ O	3.53	3.38	3.42	3,00	2.96	2.5	2.94	3.18	2.92	1.5	2.83	2.22	3.34	3.46	2.82	3,00	2.94
K ₂ O	5.11	5.35	5.45	5.91	5.42	5.34	5.33	5.33	5.2	5.42	5.65	5.74	4.66	4.58	5.32	5.11	4.87
P ₂ O ₅	<0.01	0.03	0.03	<0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	<0.01	<0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.04	0.03
LOI	0.6	0.9	0.9	0.6	0.8	0.9	0.9	0.5	0.6	1.1	0.5	1.3	1.2	0.9	0.8	1.0	1.0
Sum	99.87	99.76	99.83	99.79	99.76	99.79	99.8	99.84	99.85	99.78	99.79	99.83	99.87	99.89	99.84	99.84	99.89
Ba	121	664	506	405	502	299	504	297	196	182	241	409	341	221	560	833	578
Rb	266	137.9	209.2	207.2	172.6	190.2	210.8	192.2	160.7	240	181.7	194.8	186.9	239.4	193.2	178.6	169.5
Sr	14	47.2	41.7	26.2	34.8	28.1	36.8	26.3	16.6	12.9	21.4	22.6	21.9	15.1	67.1	91.1	70.1
Nb	17.6	11.5	15.3	12.9	13.4	12.5	15.1	13.4	11.9	13.2	12.1	14.8	16.2	18.8	11.2	10.6	10.5
Y	58.1	35.1	48,00	38.3	36.8	38.8	43.9	46.6	42.9	69.7	36.6	48.8	49.1	53.1	29.6	21.1	28.8
Zr	165.9	346.5	293.6	288.1	271.3	250.7	244.9	217.4	252.5	190.2	224.6	303.1	274.9	178.1	193.3	227.5	202.4
Ta	1.8	0.6	1.0	0.9	0.9	0.8	1.1	1.1	0.9	1.2	0.9	1.0	1.4	1.7	0.9	0.8	0.9
La	37.5	128.1	103	104.9	102	99.7	81.6	95.1	124.7	126.1	88.6	84.3	63.5	36.2	85.3	33.5	80.9
Ce	83.9	236	196.5	200.1	191.4	193.2	154.7	170.4	236.2	230.1	173	162.2	116.9	70.4	160.6	66	149.4
Nd	42.9	86.8	76.9	75	73.9	73.2	61.6	70	89.9	93.3	67	66.2	50.7	35.5	65,00	26.2	57.5
Sm	10.25	12.31	12.24	11.88	11.28	11.94	10.68	11.73	14.66	16.61	11.01	11.86	10.07	8.28	10.04	4.12	8.99
Eu	0.52	1.28	1.07	0.92	0.92	0.8	0.87	0.7	0.83	0.82	0.66	1.21	0.94	0.45	0.85	0.87	0.89
Gd	10.53	9.02	10.48	9.88	8.5	9.66	9.14	10.21	11.69	14.73	8.67	10.16	9.57	8.71	7.59	3.47	6.75
Dy	10.06	6.68	8.45	7.52	7.03	7.5	7.89	8.34	8.95	12.14	7.3	8.95	8.72	9.09	5.58	3.42	5.24
Ho	2.11	1.29	1.68	1.39	1.36	1.4	1.63	1.68	1.68	2.35	1.4	1.71	1.72	1.85	1.07	0.74	1.01
Er	6.07	3.63	5.18	4.16	3.89	4.15	4.81	4.71	4.81	6.68	3.88	4.63	4.64	5.2	3.09	2.26	2.83

Yb	5.71	3.7	4.62	3.64	3.69	4.02	4.56	4.75	4.48	5.36	3.82	4.26	4.29	5.3	2.98	2.34	2.73
Lu	0.86	0.54	0.7	0.53	0.56	0.57	0.64	0.66	0.62	0.75	0.55	0.64	0.68	0.81	0.45	0.38	0.44
Cs	3.0	6.9	9.4	11.1	9.6	9.0	7.8	1.8	1.9	8.6	6.5	2.5	2.2	3.1	3.9	3.4	3.6
Th	29.6	19	22.3	21.9	20.4	22.4	22.1	20.6	20.4	23.5	20.4	21.2	23.5	26.9	24.7	21.1	21.2
U	7.7	3.6	5.3	4.1	4.1	5.00	5.2	5.5	3.5	3.9	3.9	4.6	5.5	7.8	4.0	4.0	3.3
Ga	17.1	16.2	16.1	17.5	16	15.8	17.4	16.3	16.3	16.4	15.7	16.5	16.7	18.9	14.6	14.3	14.3
Hf	5.8	9.3	8.1	8.0	7.5	7.1	7.5	6.7	7.3	6.6	6.5	8.0	7.8	6.4	6.0	6.5	6.0
Co	0.5	1.1	1.3	0.9	1.4	0.9	1.2	0.8	1.00	0.6	1.1	0.3	0.2	0.3	1.0	1.3	1.3
T liquidus (°C)	946	968	965	963	963	964	962	955	950	949	952	948	951	952	964	971	960
viscosity log η (Pa.s)	8.27	7.72	7.79	7.92	7.99	8.18	8.07	8.17	8.32	8.90	8.26	8.53	8.30	8.34	8.12	7.99	8.21
glass transition T (°C)	739.65	731.19	732.39	737.68	741.33	754.40	744.32	742.38	747.68	781.91	746.17	758.85	746.84	748.82	748.76	747.85	750.64

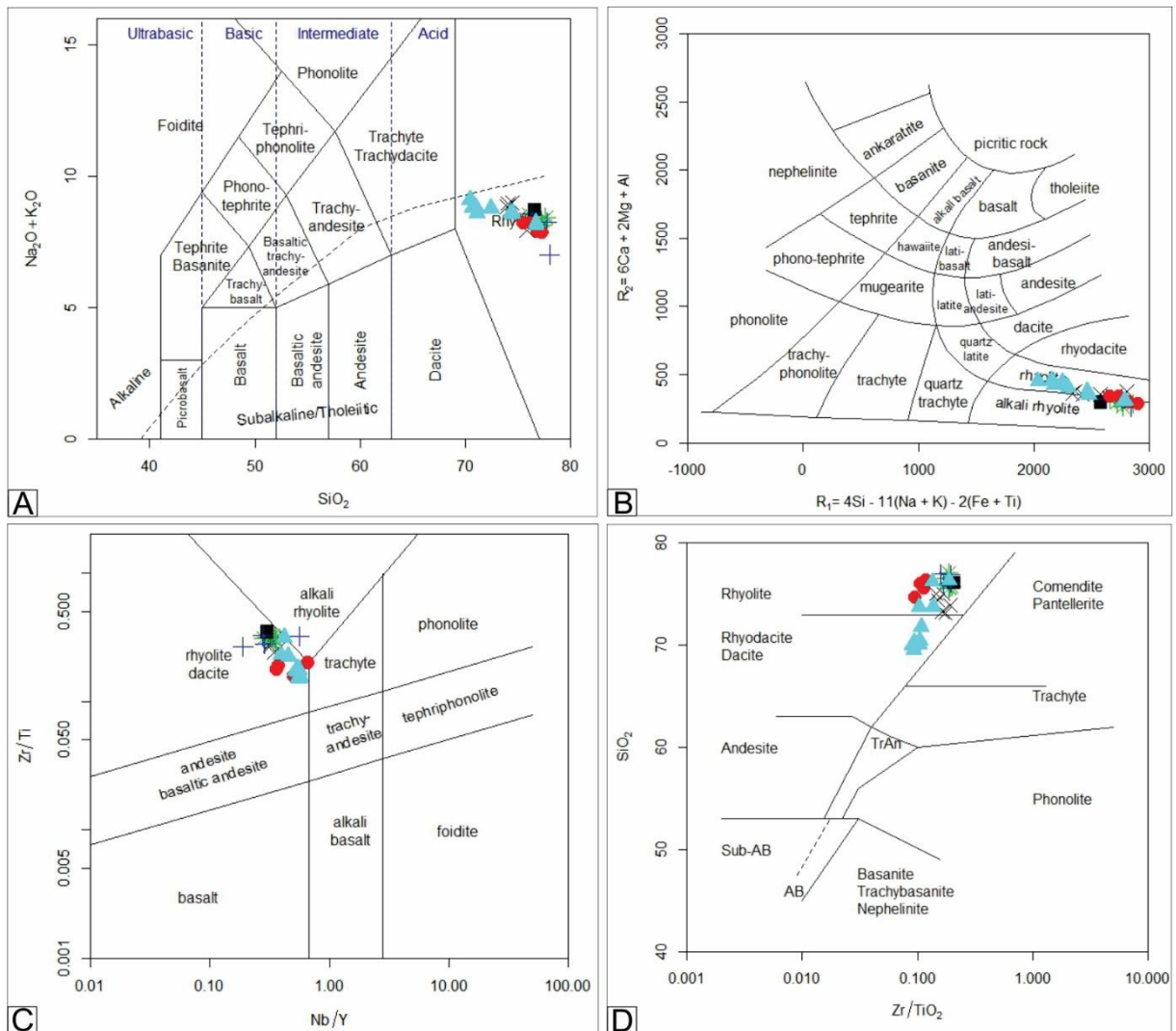


Figure 9. Classification diagrams and plots of the samples analyzed in this study, classified as: (A) rhyolite in the TAS diagram (Le Bas et al. 1986), (B) as rhyolite to alkali-rhyolite in the R_1 - R_2 plot (De la Roche et al., 1980), (C) as rhyolite/dacite to alkali rhyolite in the Nb/Y - Zr/Ti plot (modified by Pearce, 1996a) and (D) as rhyodacite/dacite to rhyolite in the Zr/TiO₂ – SiO₂ plot (Winchester and Floyd, 1977). Legend: porphyritic rhyolite (■), lapilli-tuff with low-crystal content and eutaxitic structure (+), lapilli-tuff with high-crystal content and eutaxitic structure (×), lapilli-tuff with parataxitic structure (*), Ilha Granite (♦) and Ana Dias Rhyolite (▲).

The rocks of the Cambirela Silicic Volcanic Sequence, Ilha Granite and the Ana Dias Rhyolite according to the diagram SiO₂-K₂O plot (Peccerillo & Taylor, 1976) (Fig. 10a), belong to the high-K calc-alkaline with samples from the Ana Dias Rhyolite close to the shoshonite series field. The rocks present a slightly metaluminous to peraluminous character, according to the A/CNK - A/NK plot (Shand, 1943) (Fig. 10b), with the Ana Dias Rhyolite in the limit between the metaluminous to peraluminous fields, and a potassic nature evidenced by K₂O/Na₂O ratio values range from 1.24 to 3.61 wt.% for the Cambirela Silicic Volcanic Sequence, 1.66 – 1.94 wt.% for the Ilha Granite, and 1.52 – 2.07 wt.% for the Ana Dias Rhyolite (Fig. 11).

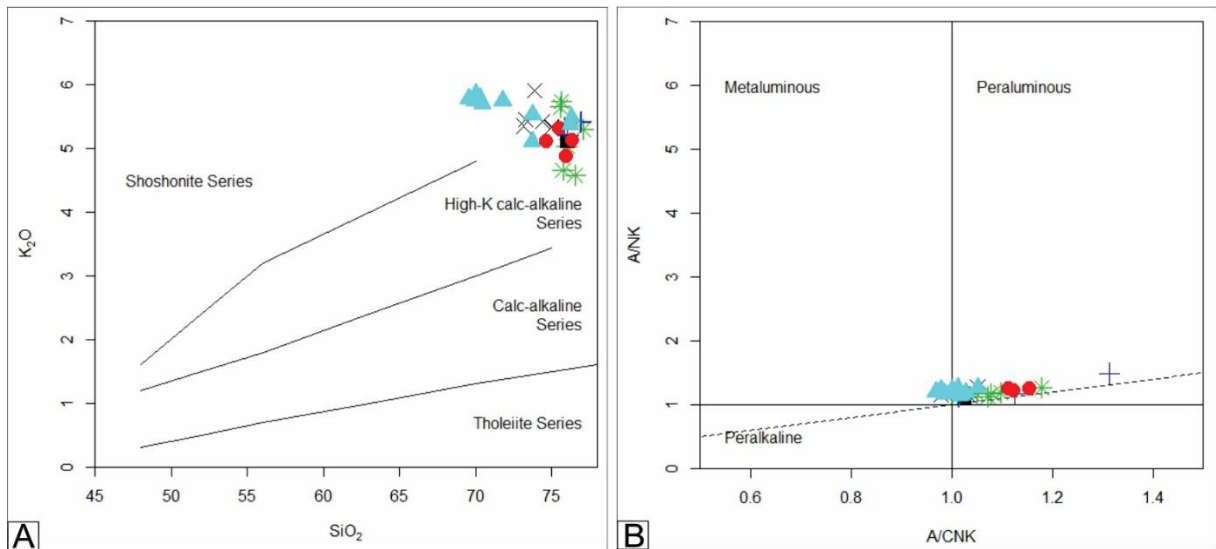


Figure 10. Discriminant plots of the samples analyzed in this study: (A) SiO₂-K₂O plot (Peccerillo & Taylor, 1976) and (B) A/CNK - A/NK plot (Shand, 1943). Legend: as in Figure 9.

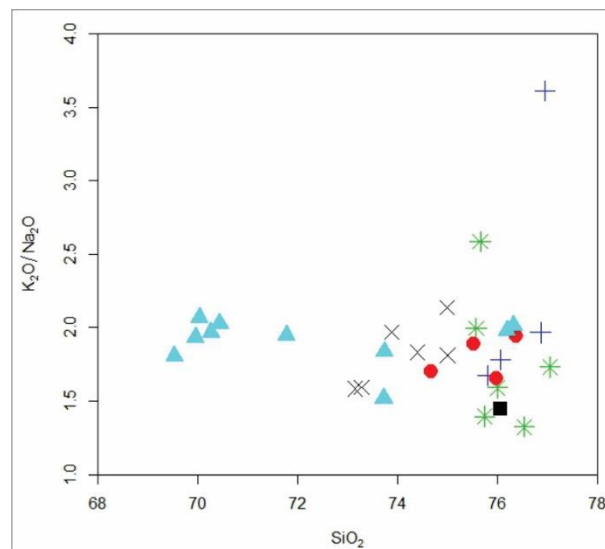


Figure 11. SiO₂ vs K₂O/Na₂O plot of the samples analyzed in this study. Legend: as in Figure 9.

In Harker diagrams we observe that within the Cambirela Silicic Volcanic Sequence, the lithofacies lapilli-tuff with high-crystal content and eutaxitic structure (hceLT) have a SiO₂ content lower (73.14 - 75 wt.%) than the rest of the sequence (75.57 - 77.05 wt.%), and that the Ana Dias Rhyolite have four samples with SiO₂ contents lower than the other units (69.53 - 71.77 wt.% SiO₂) (Fig. 12). All the samples analyzed present negative correlation with TiO₂, Al₂O₃, FeOt, MnO, MgO and CaO in relation to SiO₂. The lithofacies lapilli-tuff with high-crystal content and eutaxitic structure (hceLT) also have higher concentrations of Al₂O₃, FeOt, MgO and CaO (Fig. 12), probably due to the fact that this lithofacies have higher crystal contents than the other ones, and the Ana Dias Rhyolite has higher major elements (TiO₂, Al₂O₃, FeOt,

MnO, MgO, CaO, K₂O and P₂O₅) content when compared with the Cambirela Silicic Volcanic Sequence and the Ilha Granite.

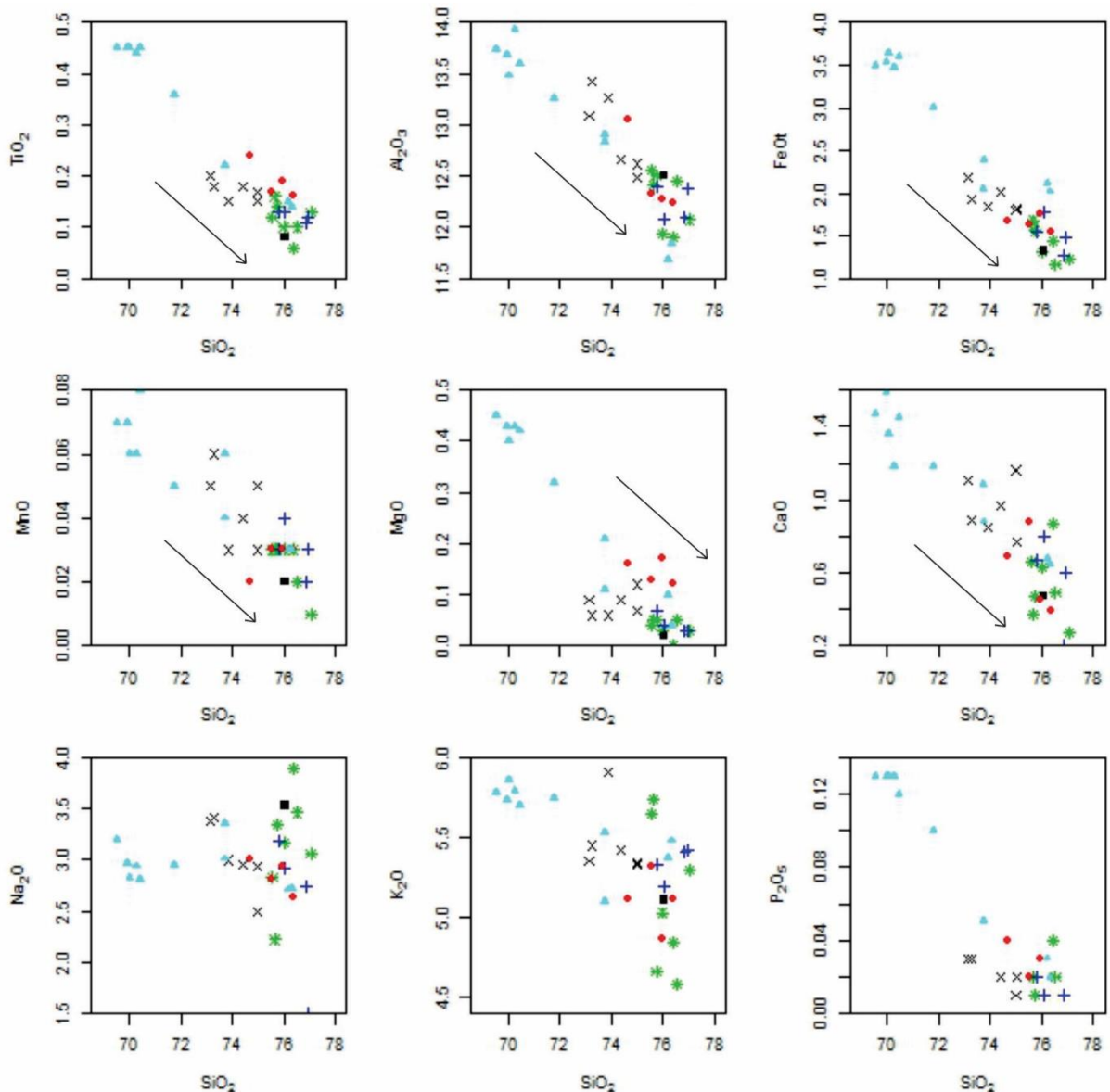


Figure 12. Multiple plot of SiO₂ vs major elements. Legend: as in Figure 9.

Considering trace elements, the rocks of the Cambirela Silicic Volcanic Sequence have low to moderate Ba (121 to 664 ppm), moderate to slightly high Rb (137.90 to 266 ppm), low Sr (12 to 47.20 ppm), moderate to high Zr (165.90 to 346.50 ppm), moderate to high Y (25.60 to 69.70 ppm) and low Nb (11.50 to 18.80 ppm) contents. The Ilha Granite and Ana Dias Rhyolite have similar behavior. It was possible to observe a negative correlation of Ba, Sr and Zr in relation to SiO₂ (Fig. 13). The lithofacies lapilli-tuff with high-crystal content and eutaxitic structure (hcelT) has higher concentrations of Si, Ba, Sr and Zr than the other lithofacies. The Ana Dias Rhyolite has

higher Ba, Sr and Zr contents when compared with the Cambirela Silicic Volcanic Sequence and the Ilha Granite.

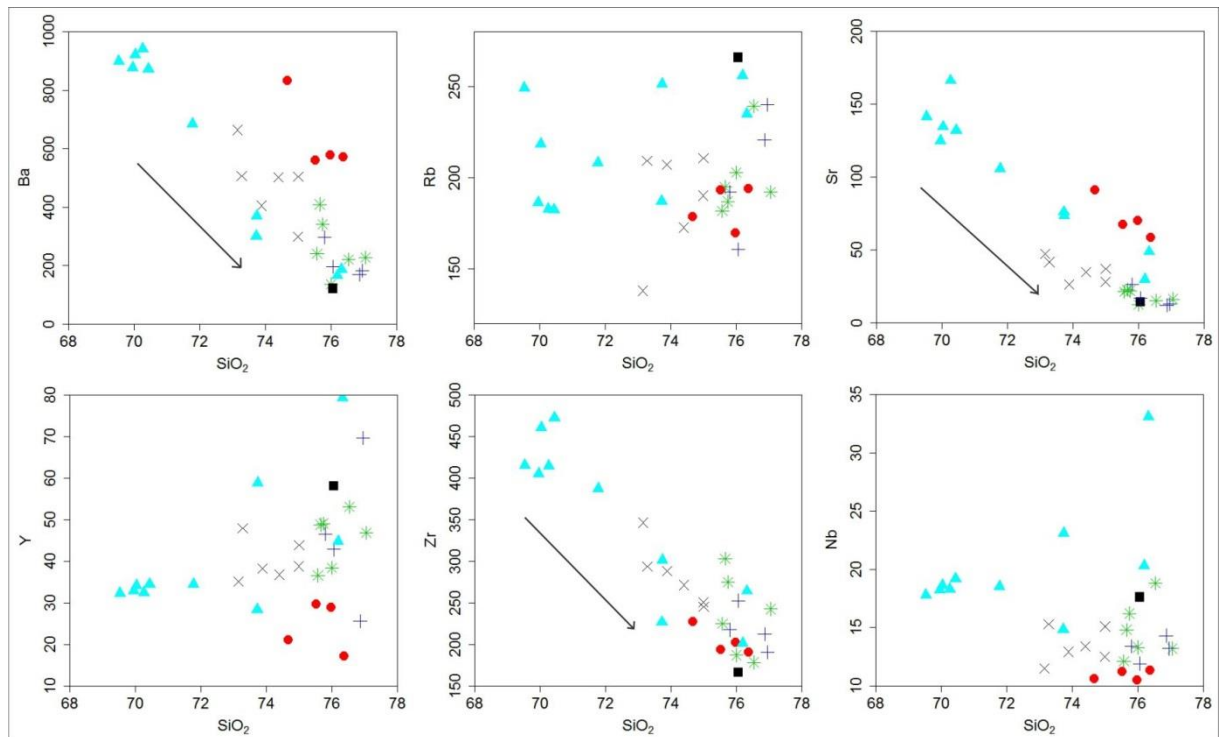


Figure 13. Multiple plot of SiO₂ vs Ba, Rb, Sr, Zr, Y and Nb. Legend: as in Figure 9.

Trace element and REE data of the Cambirela Silicic Volcanic Sequence, Ilha Granite and Ana Dias Rhyolite normalized against ORG values (Pearce et al., 1984), show a pattern close to 1 for the HFSE (Ta, Nb, Hf, Zr, Y) and REE (Sm e Yb), as well as LILE enrichment (K, Rb, Ba and Sr) (Fig. 14). A slight increase in fractionation of some elements, especially Ta, Zr, Y and heavy REE with increasing differentiation was observed.

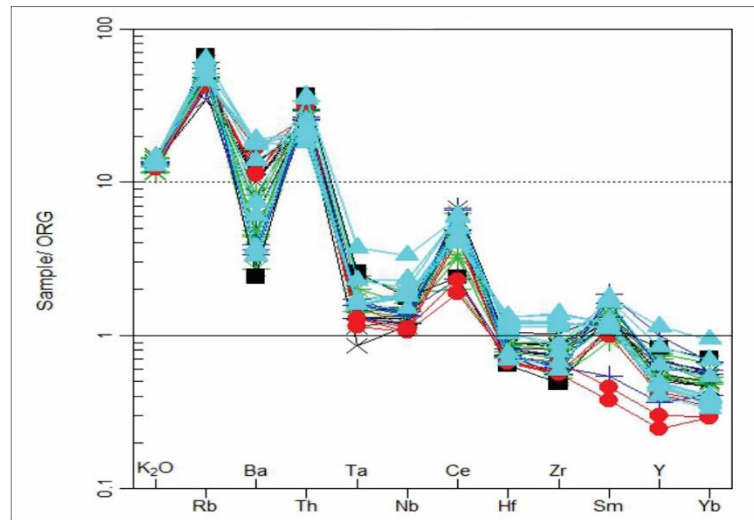


Figure 14. Spider plot of the samples normalized against ORG values (Pearce et al., 1984). Legend: as in Figure 9.

According to Shellnut et al. (2009), the Th/Ta ratio may be indicative of the crust-mantle reservoirs, with ratios close to 2.0 for mantle sources, and ≥ 6.9 for crustal sources. In the rocks of the Cambirela Silicic Volcanic Sequence the Th/Ta ratios range from 10 to 30 (Fig. 15a), indicating a strong crustal contribution in its origin. According to Eby (1990, 1992), the fractionation of A-type magmas has little effect on Y/Nb ratio, which could also be used to indicate the main source of the magmatism. Magmas derived from mantle sources have $Y/Nb < 1.2$, while the crustal derived present ratios > 1.2 . These criteria also suggest a strong crustal component in the origin of the volcanic rocks of the sequence due to its high Y/Nb values (> 1.5 to 5) (Fig. 15b).

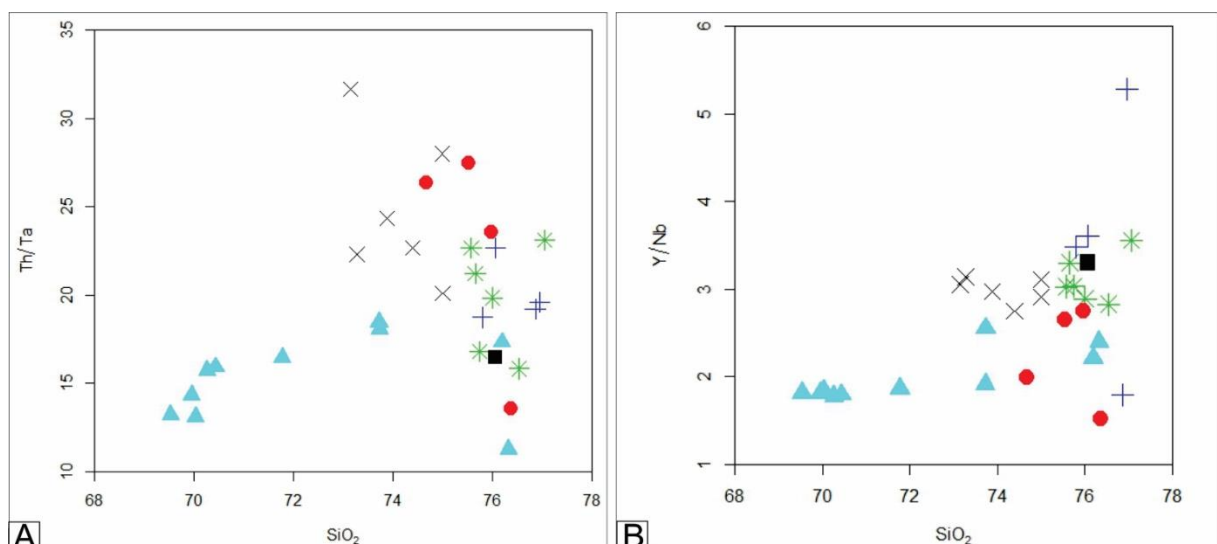


Figure 15. Multiple plot of SiO_2 vs (A) Th/Ta and (B) Y/Nb. Legend: as in Figure 9.

Chondrite-normalized REE patterns (Nakamura, 1974) show elevated values of those elements ($\Sigma REE = 139.01 - 508.94$ ppm), display a seagull shape with a strong

enrichment in LREE compared to the HREE and a strong Eu negative anomaly ($Eu/Eu^* = 0.14$ to 0.71) (Fig. 16). These rocks exhibit moderate to high enrichment of LREE relative to HREE ($La/Yb_N = 4.38$ to 23.08), with the lithofacies lapilli-tuff with high-crystal content and eutaxitic structure (hceLT) presenting a greater enrichment ($La/Yb_N > 12$).

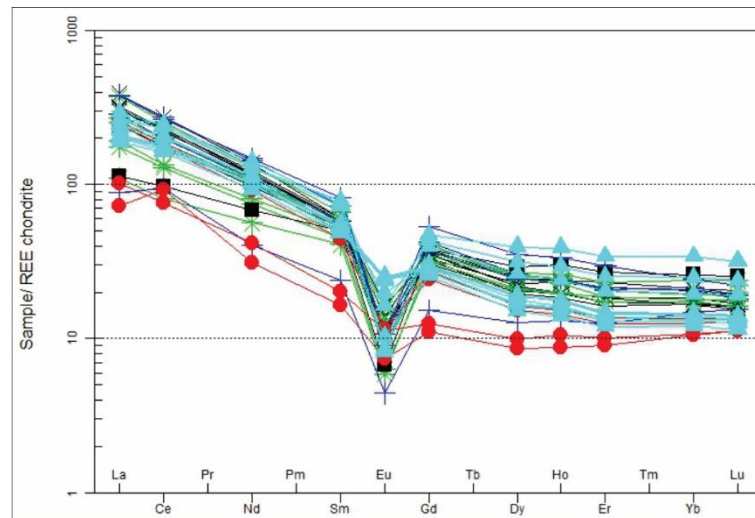


Figure 16. Spider plot of the samples normalized against Chondrite REE patterns (Nakamura, 1974). Legend: as in Figure 9.

The rocks of the Cambirela Silicic Volcanic Sequence, Ilha Granite and the Ana Dias Rhyolite are associated with A-type magmatism in post-collisional settings, according to the plots to distinguish A-type granitoids (Whalen, 1987) (Fig. 17) and the granite tectonic discrimination from Pearce et al. (1984) (Fig. 18). This is confirmed by the values of $(10^4 \cdot Ga)/Al > 2.6$, $Ce + Y + Nb + Zr > 340$ ppm, agpaitic indexes ranging from 0.64 to 0.98, $FeOt/(FeOt+MgO)$ from 1.0 to 1.45 and $K_2O + Na_2O$ from 6.92 to 8.98 wt.%, following the criteria suggested by Nardi & Bitencourt (2009) for A-type granitic rocks in post-collisional settings in southernmost Brazil.

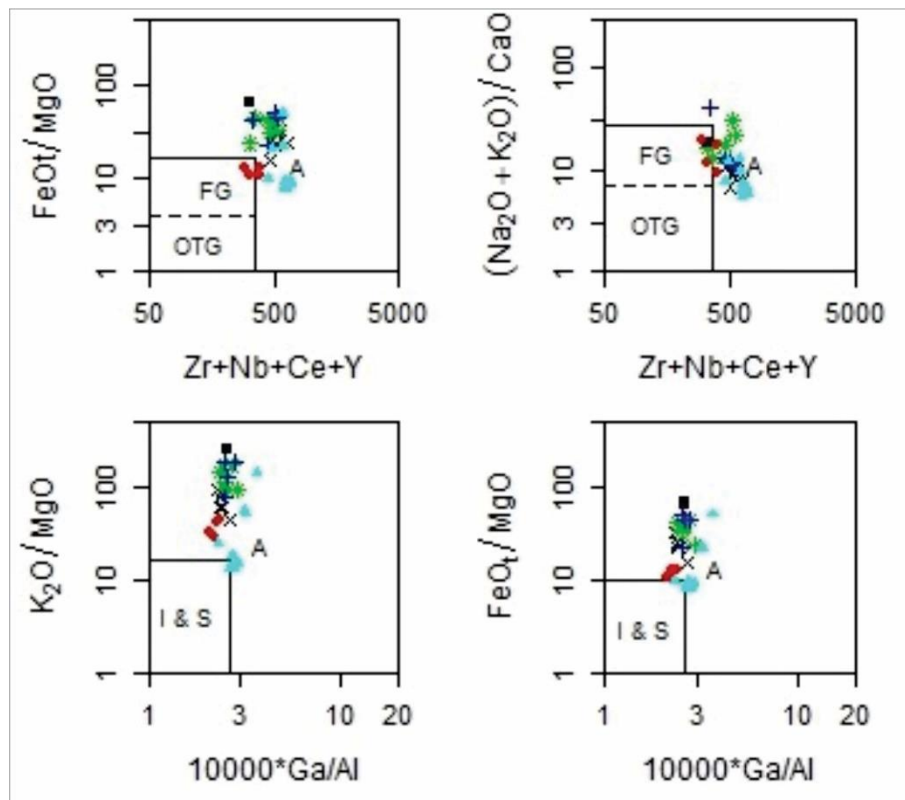


Figure 17. Plot to distinguish A-type granitoids (Whalen, 1987) (simplified). Legend: as in Figure 9.

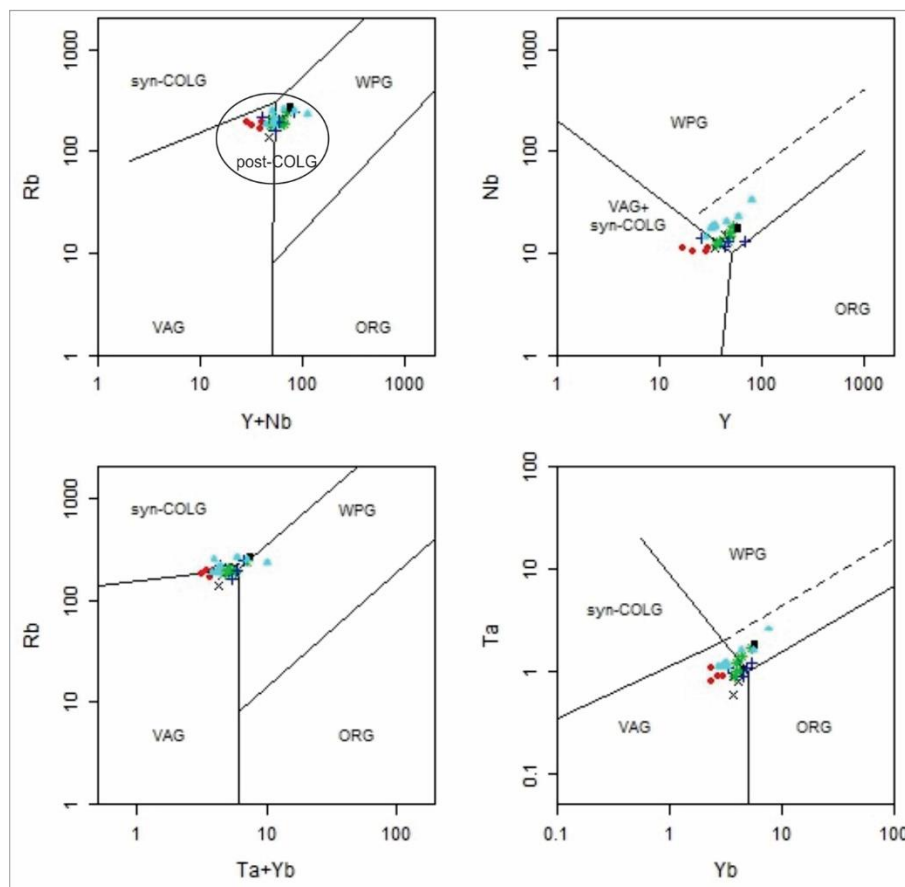


Figure 18. Plot for granite tectonic discrimination (Pearce et al., 1984) (simplified). The field of post-collisional in Rb vs. Y + Nb diagram is from Pearce et al. (1996b). Legend: as in Figure 9.

6. Rheology

Based on geochemical data we estimated basic rheological parameters of the Cambirela Silicic Volcanic Sequence, using the model of Giordano et al. (2008). This numeric model uses whole-rock geochemical data to estimate the viscosity (η) and the *liquidus* temperature (T_L) of a given silicate melt. The model also allows the determination of the glass transition temperature (T_G) of the melt, which reflects the boundary temperature between a ductile (above T_G , allowing pyroclastic welding) and a fragile (below T_G) behavior of a silicate liquid. In addition to that, we compared our results with the plutonic unit of the suite (Ilha Granite) and a volcanic analogue (Ana Dias Rhyolite), from the Pelotas Batholith, southern Brazil.

All samples from the Cambirela Silicic Volcanic Sequence show high silica content (>73 wt.% SiO₂, Table 1) and a strong viscosity correlation with silica content, suggesting little to none effect of modifiers elements (alkali and others) on the melt rheology. Using the numerical method proposed by Giordano et al. (2008), we obtained *liquidus* temperatures ranging from 940° to 970°C. The calculated data for Ilha Granite (based on geochemical data from Lange, 2016) gave similar results to Cambirela melts. In contrast, the Ana Dias rhyolite (geochemical data based on Oliveira et al., 2015), showed a higher *liquidus* temperature when compared to Cambirela.

The calculated melt viscosity at *liquidus* temperature (Fig. 19a) ranged from 7.6 to 8.8 log η (Pa s), similar to those obtained by Sommer et al. (2013) for the Acampamento Velho ignimbrites, an analogue Neoproterozoic volcanic succession in southern Brazil. Cambirela melts returned uniform glass transition temperature (T_G) ranging from 730 to 760°C (Fig. 19b). The lapilli-tuff with low-crystal content and eutaxitic structure (lceLT) and lapilli-tuff with parataxitic structure (pLT) samples present similar glass and *liquidus* temperatures and lower gaps between these temperatures ($T_L - T_G$) when compared to the lapilli-tuff with high-crystal content and eutaxitic structure (hceLT). This finding may seem counterintuitive, however the T_L obtained through the model may not represent the eruption temperature and, as consequence, welding potential should not be accessed using only temperature data.

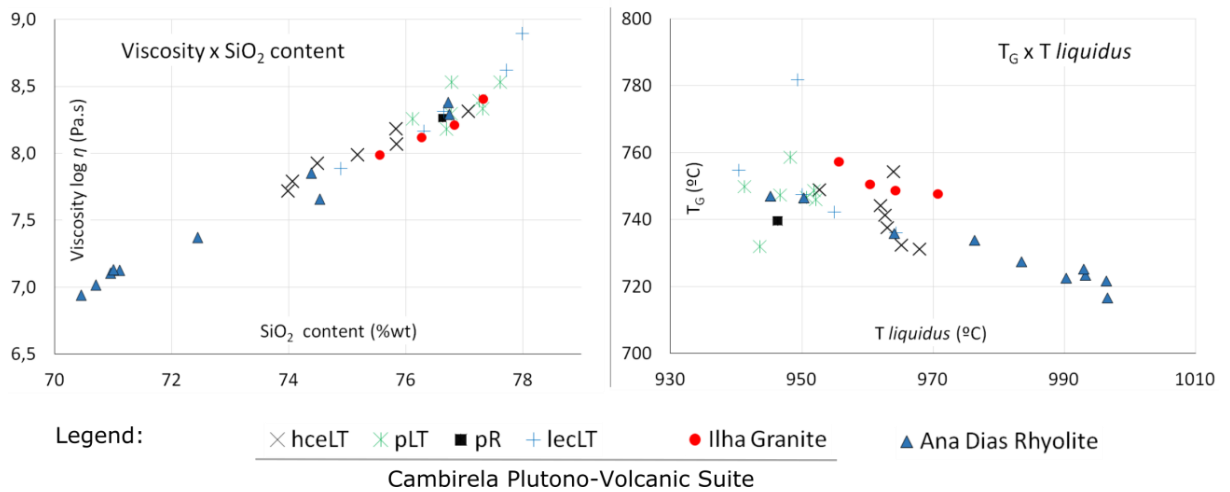


Figure 19. Calculated rheological data for the Cambirela Silicic Volcanic Sequence and analogue melts: (A) melt viscosity at *liquidus* temperature as a function of silica content; and (B) glass transition temperature and *liquidus* temperature plot.

7. Discussion

7.1 Faciology and volcanological aspects

The Cambirela Silicic Volcanic Sequence is the only example of Neoproterozoic volcanism in the Florianópolis Batholith and comprises an association of rhyolitic volcanic rocks, where the pyroclastic flow deposits are predominant in relation to the effusive manifestations, different than what was indicated in previous studies (Caruso Jr., 1993; Zanini et al., 1997; UFRGS, 1999; Bitencourt et al., 2008). These deposits are linked to epizone granites and do not present any relationship with sedimentary sequences neither volcanic-sedimentary basins. The geological context and the country rocks can be related to the Florianópolis Batholith, which is characterized by intrusive bodies mainly of granitic composition.

The volcanic rocks of the Cambirela Sequence are associated with magmatic reservoirs of extremely viscous magmas, as observed in its silica content, located in shallow portions of the crust. In these reservoirs, the eruption is triggered by the sudden release of the confining pressure, where the processes of fragmentation and vesiculation, due to the separation of the volatile phase (Llambías et al., 2008), what gives it an explosive character. Most of these eruptions are related with rhyolitic to dacitic magmas that are responsible for the formation of a variety of pyroclastic rocks.

The Cambirela sequence presents a regional NNE-SSW trend and exhibit a pronounced faciological variation, being divided into five lithofacies. The (1) porphyritic rhyolite (pR) consists of a subhorizontal lava flow of tabular geometry constituted by a massive porphyritic to glomeroporphyritic rhyolite with about 3% of K-feldspar, plagioclase and quartz phenocrysts immersed in a fine matrix with quartz-feldspatic

intergrowth. The (2) lapilli-tuff with low-crystal content and eutaxitic structure (lceLT) is constituted by a strongly welded, poorly sorted lapilli-tuff with porphyritic aspect with less than 20% of quartz, K-feldspar and plagioclase crystals, fragments of crystals and lithic fragments immersed in a very fine tuffaceous matrix, presenting incipient eutaxitic texture. The (3) lapilli-tuff with high-crystal content and eutaxitic structure (hceLT) is represented by a strongly welded, poorly sorted lapilli-tuff with porphyritic aspect having 30 to 50% of K-feldspar, plagioclase and quartz crystals, fragments of crystals and lithic fragments immersed in a very fine tuffaceous matrix, presenting a pronounced eutaxitic texture. This lithofacies has a predominant subhorizontally orientation ($\sim 3^\circ/265^\circ$) (dip and dip direction) and presents abundant xenoliths of rounded to elongated shape of granitic rocks close to the contact with the Serra do Tabuleiro Granite. The (4) lapilli-tuff with parataxitic structure (pLT) constitute an intensely welded, poorly sorted lapilli-tuff with porphyritic aspect having 30% of quartz, K-feldspar and plagioclase crystals, fragments of crystals and lithic fragments immersed in a very fine tuffaceous matrix, presenting pronounced extaxitic to parataxitic texture that display a banded aspect. This lithofacies presents deposits mainly with subvertical orientation. And the (5) crystal-rich lapilli-tuff (crLT) composed by an intensely welded, poorly sorted lapilli-tuff with porphyritic aspect containing more than 50% of K-feldspar, plagioclase and quartz equidimensional crystals and small fragments of crystals immersed in a very fine tuffaceous matrix.

These five lithofacies may correspond to snapshots of the magma chamber at different stages: from crystal-poor to crystal-rich melts. According to Hildreth (2004), eruptions of zoned rhyolite (e.g. Bishop Tuff) generally begins with a crystal-poor high-silica magma and ends with a crystal-rich less evolved magma, what suggests that the increasing magma viscosity can be related to the slowing and ending of the eruption. This pattern has been observed in the Green Tuff Ignimbrite (Italy; Williams et al., 2013) and in the Riscos Bayos Ignimbrite (Argentina; Varekamp et al., 2006). Most part of the Cambirela Silicic Volcanic Sequence is represented by crystal-rich ignimbrites, which means that the magma chamber had a high level of crystallinity and was constituted by a large quantity of volatiles. The decompression of the magma chamber promoted the eruption and the variety of these deposits. The lithofacies lapilli-tuff with high-crystal content and eutaxitic structure (hceLT), which presents a vast quantity of xenoliths of the host rocks, is the perfect example of the magnitude that these eruptions reached.

Due to the absence of a caldera and associated sedimentary sequences, and its regional NNE-SSW trend, we interpreted the ignimbrites of the Cambirela Silicic Volcanic Sequence as “fissure ignimbrites”. The term was used by Aguirre-Díaz & Labarthe-Hernández (2003) to describe the formation of the Sierra Madre Occidental, the largest continuous ignimbrite province in the world (Swanson and McDowell, 1984), due to the scarce number of calderas in the province to account for such large pyroclastic deposits. According to these authors, the fissure ignimbrites form when large magma chambers reach normal faults or are affected by them at shallow crustal levels causing the system to open, leading to volatile exsolution and bubble nucleation, which leads to explosive eruptions of pyroclastic flows and fissure ignimbrites. The NNE-SSW trend of the Cambirela Silicic Volcanic Sequence and the Cambirela Plutono-Volcanic Suite is complacent with the regional structuration of the Florianópolis Batholith, where lithospheric discontinuities, associated with the Southern Brazilian Shear Belt (SBSB) (Bitencourt & Nardi, 2000), allowed the emplacement of granitic bodies during and after the collision of the Rio de La Plata and Luis Alves cratons with the Kalahari and Congo cratons. As part of the final stages of this magmatism, the Cambirela Silicic Volcanic Sequence is thought to have used these tectonic structures (faults and fractures) as conduits for the eruption of the effusive and pyroclastic deposits.

7.2 Geochemistry

Geochemical data of the Cambirela Silicic Volcanic Sequence indicate that the rhyolites and ignimbrites of the sequence belong to high-silica (>73% wt.% SiO₂) rhyolitic systems. Several authors (Loiselle & Wones, 1979; Turner et al., 1992; Wilson, 1989) suggest that high-silica alkaline rhyolitic rocks are generated by the fractional crystallization of mantle derived alkaline magmas with the contribution of crustal contamination or assimilation. The lithofacies lapilli-tuff with high-crystal content and eutaxitic structure (hceLT), tends to be less evolved (73.14 to 75 wt.% SiO₂) than the rest of the lithofacies (75.57 to 77.04 wt.% SiO₂). This could be cause by its high content of crystals or by contamination from the xenoliths that are disperse throughout the deposit. When compared to the plutonic part of the Cambirela Plutono-Volcanic Suite, the Ilha Granite (74.67 to 76.37 wt.% SiO₂) tends to have silica content similar with the Cambirela Silicic Volcanic Sequence and complacent with high-silica rhyolitic systems. The Ana Dias Rhyolite tends to have a wider range of silica content (69.53 to 76.32 wt.% SiO₂) when compared to the Cambirela Silicic Volcanic Sequence and

the Ilha Granite, not being able to be fully classify as a high-silica system. According to Streck (2014), the mush model of a granitic mush can have two scenarios: (1) in the first scenario, the eruption of rhyolitic pyroclastic and lava flows occurs due to a wholesale remobilization of the plutonic body, what makes the composition of these rhyolitic magmas very similar to the partially or fully solidified granite; and (2) in the second scenario, there is an early extraction of the interstitial melt followed by the continued remobilization of the remaining mush and later extraction. Both liquids have composition similar to that of high-silica rhyolite. In this first extraction, the rhyolitic melt produced is phenocryst-poor and more fractionated (higher incompatible and lower compatible trace elements) than the second one, where the interstitial rhyolitic liquid that is generated after the reheating and melting of the remaining mush, is phenocryst-richer and less enriched in incompatible elements (Streck, 2014). The interaction between these two rhyolitic melts could explain a vast range of compositions and crystal-fraction in these rocks.

According to Liégeois (1998) post-collisional magmatism seems to have three common characteristics: (1) it is mainly potassic and in particular high-K calc-alkaline with subordinate amount of shoshonitic rocks; (2) commonly linked to large horizontal movements along major shear zones, where the ascent of magmas is favorable, rather than in collisional setting, where metamorphism is more pronounced; and (3) its source has been generated during the preceding subduction and collision period. The rocks of the Cambirela Silicic Volcanic Sequence, Ilha Granite and the Ana Dias Rhyolite belong to the high-K calc-alkaline with samples from the Ana Dias Rhyolite close to the shoshonitic series field (diagram $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ plot from Peccerillo & Taylor, 1976), present a slightly metaluminous to peraluminous character with the Ana Dias Rhyolite in the limit between the metaluminous to peraluminous fields ($A/\text{CNK} - A/\text{NK}$ plot from Shand, 1943), and have a potassic nature evidenced by $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio values (1.24 to 3.61 wt.% for the Cambirela Silicic Volcanic Sequence, 1.66 to 1.94 wt.% for the Ilha Granite, and 1.52 to 2.07 wt.% for the Ana Dias Rhyolite). Due to these geochemical characteristics and because these rocks are associated with the Southern Brazilian Shear Belt (SBSB) (Bitencourt & Nardi, 2000), they are classified as being related to a post-collisional magmatism.

In the Harker diagrams, using SiO_2 as parameter, we observed a similar evolutionary trend between the Cambirela Silicic Volcanic Sequence, the Ilha Granite and the Ana Dias Rhyolite. All rocks have a negative trend in relation to TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO , MgO and CaO , where the less evolved rocks of the Ana Dias Rhyolite

(69.53 to 71.77 wt.% SiO₂) have higher contents of these major oxides, suggesting mineral fractionation of amphibole. The rocks of the Cambirela Silicic Volcanic Sequence, due to its high-silica character, have evolutionary trend only related to mineral fractionation of quartz, K-feldspar and plagioclase. The Cambirela Silicic Volcanic Sequence and the Ilha Granite have similar contents of all major oxides (TiO₂, Al₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O and P₂O₅).

The trace elements behavior of the Cambirela Silicic Volcanic Sequence, Ilha Granite and Ana Dias Rhyolite is similar. These rocks have low to moderate Ba (< 1000 ppm), moderate to slightly high Rb (up to 266 ppm), low Sr (< 200 ppm), moderate to high Y (up to 79.40 ppm), moderate to high Zr (up to 472.30) and low Nb contents (< 35 ppm), and a negative correlation of Ba, Sr and Zr in relation to SiO₂, where the less evolved rocks of the Ana Dias Rhyolite (69.53 to 71.77 wt.% SiO₂) have higher contents of these trace elements. The Cambirela Silicic Volcanic Sequence and the Ilha Granite have similar contents of these trace elements (Ba, Rb, Sr, Y, Zr and Nb). The moderate to high Rb, Y and Zr contents and the low Ba, Sr and Nb values are characteristic of acid alkaline magmatic affinity (Pearce et al., 1984; Whalen et al., 1987; Nardi, 1991) and related to magmatic differentiation in the evolution of these rhyolitic magmas.

When normalized against ORG values (Pearce et al., 1984), all the units (Cambirela Silicic Volcanic Sequence, Ilha Granite and Ana Dias Rhyolite) showed similar patterns for the HFSE (Ta, Nb, Hf, Zr, Sm, Y e Yb), with an enrichment in LILE (K₂O, Rb, and Th), a negative Ba anomaly and an enrichment in Ce. These characteristics together with the Rb and K₂O enrichment relative to Nb are common in rocks derived from a mantle source enriched in incompatible elements and with crustal contribution. The high Th/Ta and Y/Nb ratios of the Cambirela Silicic Volcanic Sequence (10 to 30 and 1.5 to 5, respectively) indicate a strong crustal contribution in the origin of these rocks. When normalized to chondrite (Nakamura, 1974) the rocks from the Cambirela Silicic Volcanic Sequence, Ilha Granite and Ana Dias Rhyolite display a similar seagull shape with a slight enrichment in LREE compared to the HREE and a strong Eu negative anomaly. The Cambirela Silicic Volcanic Sequence exhibits a stronger Eu negative anomaly and the Ilha Granite present lower contents of LREE and HREE values when compared to the other units. This pattern is characteristic of alkaline sodic associations from post-collisional environments.

The rocks of the Cambirela Silicic Volcanic Sequence, Ilha Granite and Ana Dias Rhyolite present high Rb/Y + Nb and Nb/Y, values of $(104 \cdot Ga)/Al > 2.6$, Ce + Y

+ Nb + Zr > 340 ppm, agpaitic indexes ranging from 0.64 to 0.98, FeOt/(FeOt+MgO) from 1.0 to 1.45 and K₂O + Na₂O from 6.92 to 8.98 wt.% and are classified as A-type granitic rocks, as proposed by Nardi and Bitencourt (2009) for type “A” granitic magmatism in southern Brazil. According to these authors, the origin and evolution of this granitic magmatism may be related to magmatic differentiation from basic or intermediate mantle-derived magmas, mostly by fractional crystallization and in some cases by contamination from crustal melts that occur mainly in areas with transcurrent tectonic activity such as the geologic context of the Florianópolis Batholith.

Ages related to the Cambirela Silicic Volcanic Sequence (580 ± 5 Ma; Janasi et al., 2015 and 574 ± 1.8; Corrêa, 2016) are in agreement with the Ilha Granite (587 ± 6 Ma, Janasi et al., 2015b) and the Ana Dias Rhyolite (581.9 ± 1.9 Ma; Oliveira et al., 2015), suggesting a temporal correlation between the volcanism in these units that are correlated with the final stages of the granitic post-collisional magmatism in the Florianópolis and Pelotas Batholith (650 - 580 Ma; Janasi et al., 2015a) the final of the Brazilian/Pan-African Orogenic Cycle.

7.3 Temperature and viscosity data

The Cambirela Silicic Volcanic Sequence samples present similar glass transition temperatures (731 to 781 °C) and *liquidus* temperatures (940 to 968 °C) when compared to the Ilha Granite (747 to 757 °C and 956 to 971 °C). The sequence values tend to show higher glass transition temperatures, and lower *liquidus* temperatures, when compared to the Ana Dias Rhyolite (716 to 747 °C and 945 to 997 °C, respectively), which can be related to the higher SiO₂ content of the Cambirela Silicic Volcanic Sequence (73.14 to 77.05 wt.%) and the Ilha Granite (74.67 to 76.37 wt.%) in relation to the Ana Dias Rhyolite (69.53 to 76.32 wt.%).

In comparison with other Neoproterozoic volcanic sequences of the southernmost Brazil (Acampamento Velho Formation – Sommer et al. 2013), the Cambirela Silicic Volcanic Sequence presents similar *liquidus* temperatures. This analog volcanic unit has an alkaline-peralkaline signature and presents *liquidus* temperatures varying between 870 and 978°C. Pierosan et al. (2011) obtained values of 850 ± 50° C for the crystallisation temperature of zircon for metaluminous acid ignimbrites from the Paleoproterozoic Iricoumé Group. These data are similar to the results obtained for representative A-type rhyolites and granites (Clemens et al., 1986; King et al., 1997; Dall’Agnol et al., 1999; Hergt et al., 2007), and experiments acquired

by Patiño Douce (1997), which suggest approximate temperatures of 950°C for the generation of A-type magmas.

The high degree of welding of the ignimbrites of the Cambirela Silicic Volcanic Sequence combined with partial rheomorphism in some sections reflect little loss of heat during the emplacement of these flows, which is typical in low-eruptive columns. These deposits are dominated by juvenile fragments such as pumices and massive vitreous fragments. Studying the behaviour of glass melts, Vasseur et al. (2013) determined that effective welding of pyroclastic fragments occurs in a short period of time (approximately 4 hours), even for deposits under ambient pressure. As consequence, the main factor controlling welding degree would be melt viscosity. Considering the almost uniform composition of Cambirela Silicic Volcanic Sequence melts, the welding degree, as observed in the ignimbrites may be indicative of variable emplacement temperatures. The variations in clast size and fragment type are associated with pronounced eutaxitic texture, which partially maintains the clastic aspect of the deposit. The rheoignimbrites with parataxitic and micropoikilitic textures are generated by intense deformation of pumice and vitreous fragments and are associated with devitrification in high temperatures.

The Cambirela Silicic Volcanic Sequence samples present similar viscosities (7.72 to 8.90 log Pa.s) when compared with the Ilha Granite (7.99 to 8.41 log Pa.s), and are higher, when compared to the Ana Dias Rhyolite (6.94 to 8.38 log Pa.s). Analyzing the lithofacies of the sequence, we were able to observe that the lithofacies high-crystal content and eutaxitic structure (hceLT) have lower viscosity than the other lithofacies, probably due to its lower silica and higher alkali content. These results are similar to the results obtained for the Neoproterozoic rheoignimbrites of the Acampamento Velho Formation (6.9 to 8.4 lag Pa.s – Sommer et al., 2013), Paleoproterozoic rhyolites from the Iricoumé Group (Pierosan et al., 2011) and for the Rattlesnake Tuff and Campanian Ignimbrite (Giordano et al., 2006; 2008).

The similarities between the rheological and geochronological data, and the correlations made in field, from the Cambirela Silicic Volcanic Sequence and the Ilha Granite attest that these melts have a similar behaviour, were contemporaneous and probably belong to the same magma chamber composing a plutono-volcanic system (Cambirela Plutono-Volcanic Suite).

8. Conclusion

The Cambirela Silicic Volcanic Sequence represents the only Neoproterozoic volcanic manifestation in the Florianópolis Batholith, distributed in a total area of 88 km², and is constituted by effusive and pyroclastic units associated with shallow magmatic reservoirs of extremely viscous magmas. The pyroclastic unit is predominant in the sequence and characterized by ignimbrites with abundance in crystals, and scarce lithic fragments immersed in a fine to very fine tuffaceous matrix, and presenting incipient eutaxitic to parataxitic texture. The effusive unit is composed by porphyritic rhyolites with scarce quartz-feldspatic phenocrysts immersed in an equigranular fine matrix. These units were divided into five lithofacies: porphyritic rhyolite (pR), lapilli-tuff with low-crystal content and eutaxitic structure (lceLT), lapilli-tuff with high-crystal content and eutaxitic structure (hceLT), lapilli-tuff with parataxitic structure (pLT) and crystal-rich lapilli-tuff (crLT). The sequence is arranged along a high geomorphological feature with NNE-SSW orientation and due to the absence of a caldera and associated sedimentary sequences; the ignimbrites of the sequence are interpreted as “fissure ignimbrites”.

The ages of the Cambirela Silicic Volcanic Sequence (580 ± 5 Ma; Janasi et al., 2015 and 574 ± 1.8 ; Corrêa, 2016) are in agreement with the Ilha Granite (587 ± 6 Ma, Janasi et al., 2015b) and the Ana Dias Rhyolite (581.9 ± 1.9 Ma; Oliveira et al., 2015). The geochemical data of the Cambirela Silicic Volcanic Sequence exhibit characteristics that are similar to those of the Ilha Granite and Ana Dias Rhyolite, and are associated with the final stages of the post-collisional magmatism in the Dom Feliciano Belt. Based on geochemical data, the rocks of the Cambirela Silicic Volcanic Sequence are classified as high-silica rhyolites with a slightly metaluminous to peraluminous character and a potassic nature. The Th/Ta and Y/Nb ratio indicate mantle sources with a strong crustal contribution for the rocks of the sequence. These rocks are associated with A-type magmatism in post-collisional settings. The ages of the Cambirela Silicic Volcanic Sequence (580 ± 5 Ma; Janasi et al., 2015 and 574 ± 1.8 ; Corrêa, 2016) are correlated with the final stages of the granitic post-collisional magmatism in the Florianópolis and Pelotas Batholith during the final of the Brazilian/Pan-African Orogenic Cycle.

Cambirela Silicic Volcanic Sequence is characterized by glass transition temperatures ranging from 731 to 781 °C, liquidus temperatures from 940 to 968 °C and viscosities from 7.72 to 8.90 log Pa.s. These values are similar to the chronocorrelated Ilha Granite, but slightly different from the Ana Dias Rhyolite, which

can be related to the higher SiO₂ content of these in relation to the Ana Dias Rhyolite. This data are also similar to results obtained for representative A-type rhyolites and granites in the literature. The pyroclastic deposits of the sequence are dominated by juvenile fragments (pumices and massive vitreous fragments) and present high degree of welding and characteristics that are typical in low-eruptive columns.

The rheological and geochronological similarities between the Cambirela Silicic Volcanic Sequence and the Ilha Granite, together with the contact relationships and interaction observed in the field between these units, indicate that these melts probably belonged to the same magma chamber constituting a magma mush located in the shallow portion of the crust.

9. Acknowledge

The authors would like to thank Evandro Fernandes de Lima, Everton Marques Bongioio, Gelce Camila Laikovski, Jairo Francisco Savian, Joaquim Daniel de Liz, Lauro Valentim Stoll Nardi, Luana Moreira Florisbal, Manuela Bahiense, Lange, Maria de Fátima Bitencourt and the reviewers for the helpful comments and suggestions. This work had partial financial support to C.A. Sommer from CNPq (406925/2018-6, 304036/2018-8, 400724/2014-6, 441766/2014-5, 303015/2015-2). To Laizy for inspiring this work.

10. References

- Aguirre-Díaz, G. J.; Labarthe-Hernández, G. (2003). Fissure ignimbrites: Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting. *Geological Society of America. Geology*; v. 31; no. 9; p. 773–776.
- Allen, A. S. R.; Morgan, D. J.; Wilson, C. J. N.; Millet, M. A. (2013). From mush to eruption in centuries: assembly of the super-sized Oruanuimagma body. *Contrib.Mineral. Petrol.* 166, 143–164.
- Almeida, F. F. M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B. B.; Fuck, R. A. (1977). Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG, Simp. de Geol. do Nordeste, 8, Campina Grande – PB, Atas, 363-391.
- Almeida, F. F. M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B. B.; Fuck, R. A. (1981). Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Review*, 17:1-19.

- Babinski, M.; Chemale, F.; Schmus, W. R. V.; 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), 263-274.
- Bachmann, O.; Bergantz, G. W. (2004). On the origin of crystal-poor rhyolites: Extracted from batholithic crystal mushes. *Journal of Petrology*, 45, 1565–1582.
- Bachmann, O.; Bergantz, G. W. (2008). The magma reservoirs that feed supereruptions. *Elements*, v. 4, p. 17-21.
- Bachmann O.; Huber, C. (2016). Silicic magma reservoirs in the Earth's crust. *American Mineralogist*; 101 (11): 2377–2404.
- Basei, M. A. S. (1985). O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. (Tese de Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 195 p.
- Basei, M. A. S.; Siga Jr., O.; Masquelin, H.; Harara, O. M.; Reis Neto, J. M.; Preciozi, F. (2000). The Dom Feliciano Belt and the Rio de la Plata Craton: 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*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p.311-334.
- Basei, M. A. S.; Drukas, C. O.; Nutman, A.; Wemmer, P. K.; Dunyi, L.; Santos, P. R.; Passarelli, C. R.; Campos-Neto, M. C.; Siga, O. Jr.; Osako, L. (2011a). The Itajaí foreland basin: a tectono-sedimentary record of the Ediacaran period, Southern Brazil. *Int J Earth Sci* 100:543–569.
- Basei, M. A. S.; Campos Neto, M. C.; Castro, N. A.; Nutman, A. P.; Wemmer, K.; Yamamoto, M. T.; Hueck, M.; Osako, L.; Siga, O.; Passarelli, C. R. (2011b). Tectonic evolution of the Brusque group, Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Southern Brazil. *J S Am Earth Sci* 32(4):324–350.
- Bitencourt, M. F. (1996). Granitóides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 310 p.
- Bitencourt, M. de F.; Nardi, L. V. S. (2000). Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*. 30(1):184-187, março de 2000.

- Bitencourt, M. de F.; Nardi, L. V. S. (2004). The role of xenoliths and flow segregation in the genesis and evolution of the Paleoproterozoic Itapema Granite, a crustally derived magma of shoshonitic affinity from southern Brazil. *Lithos* 73(1):1–19
- Bitencourt, M. de F.; Bongiolo, E. M.; Philipp, R. P.; Morales, L. F. G.; Rubert, R. R.; Melo, C. L.; Luft Jr., J. L. (2008). Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na Região de Garopaba-Paulo Lopes, SC. Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, RS - Brasil, v. 1, n. 35, p.109-136.
- Bizzi L. A.; Schobbenhaus C.; Vidotti R. M.; Gonçalves J. H. (editores). (2003). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Serviço Geológico do Brasil - CPRM, 692 p.
- Brueseke, M. E.; Ellis, B. S. (2012). Messing up the mush model? Single crystal constraints from the Miocene Jarbidge Rhyolite (USA). Am. Geophys. Union Fall Meeting 2012 (abstract #V43D-2894).
- Caruso Jr., F.; Awdziej, J.; Basic, I. M. R.; Camargo, L. P.; Loss, J. T. da S. (1993). Mapa Geológico da Ilha de Santa Catarina. Florianópolis: DNPM, 1993. Escala 1:100.000.
- Chesner, C. A. (2011). The Toba Caldera Complex. *Quaternary International* xxx (2011) 1-14.
- Chemale, F.; Hartmann, L. A.; Silva, L. C. (1995). Stratigraphy and tectonism of the Precambrian and Early Paleozoic units in southern Brazil and Uruguay. Excursion Guidebook. *Acta Geol. Leop.* 42, 5-117.
- Christiansen, R. L. (2001). The quaternary and Pliocene Yellowstone Plateau Volcanic Field of Wyoming, Idaho, and Montana. U.S. Geological Survey Professional Paper, 729-G, 145.
- Citrone, S. B. (1998). Bacia de Campo Alegre-SC. Aspectos petrológicos, estratigráficos e caracterização geotectônica. Tese de Doutorado em Geociências. Universidade de São Paulo, 185 p.
- Clemens, J. D.; Holloway, J. R.; White, A. J. R. (1986). Origin of an A-type granite: experimental constraints. *Am. Mineral.* 71, 317-324.
- Corrêa, V. X. (2016). Geoquímica, isotopia e geocronologia das rochas graníticas do Batólito Florianópolis na Ilha de Santa Catarina, SC, Brasil. (Dissertação de Mestrado).

Instituto de Geociências (Programa de Pós-graduação em Mineralogia e Petrologia).
Universidade de São Paulo. 219 p.

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 (11), 1673-1698.

De La Roche, H.; Leterrier, J. ; Grandclaude, P.; Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29, 183–210.

Eby, G. N. (1990). The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26: 115–134.

Eby, G. N. (1992). Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20: 641–644.

Fragoso-Cesar, A. R. S. (1980). O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário Camboriú, SBG. Anais, 5: 2879-2892.

Florisbal, L. M.; Bitencourt, M. D. F.; Nardi, L. V. S.; Conceição, R. V. (2009). Early post-collisional granitic and coeval mafic magmatism of medium-to high-K tholeiitic affinity within the Neoproterozoic Southern Brazilian Shear Belt. *Precambrian Research*, 175(1), 135-148.

Florisbal, L. M. F.; Janasi, V. A.; Bitencourt, M. de F.; Heaman, L. M. (2012). Space-time relation of post-collisional granitic magmatism in Santa Catarina, southern Brazil: U-Pb LAMC-ICP-MS zircon geochronology of coeval mafic-felsic magmatism related to the Major Gercino Shear Zone. *Precambrian Res* 216 219:132–151.

Giordano, D., Russell, J. K., & Dingwell, D. B. (2008). Viscosity of magmatic liquids: A model. *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1–4), 123–134. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.03.038>

Hartmann, L. A.; Bitencourt, M. F.; Santos, J. O. S.; McNaughton, N. J.; Rivera, C. B.; Bettiollo, L. (2003). Prolonged Paleoproterozoic magmatic participation in the Neoproterozoic Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Brazil, based on zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *J S Am Earth Sci* 16:477–492

Heilbron, M. da C. P. L.; Pedrosa-Soares, A. C.; Campos-Neto, M. da C.; Silva, L. C. da; Trouw, R. A. J.; Janasi, V. de A. (2004). Chapter: Província Mantiqueira. In: *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Publisher: Beca Produções Culturais Limitada, Editors: Virgínio Mantesso Neto, Andrea Bartorelli, Celso Dal Ré Carneiro, Benjamim Bley de Brito Neves, p.203-234.

Hergt, J.; Woodhead, J.; Schofield, A. (2007). A-type magmatism in the Western Lachlan Fold Belt? A study of granites and rhyolites from the Grampians region, Western Victoria. *Lithos* 97, 122-139.

Hildreth, W. (1981). Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research*, v. 86, p. 10153-10192.

Hildreth, W. S. (2004). Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: Several contiguous but discrete systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136, 169–198.

Hildreth, W., Wilson, C.J.N., 2007. Compositional zoning of the Bishop Tuff. *J. Petrol.* 48, 951–999.

Huber, C.; Bachmann, O.; Manga, M. (2009). Homogenization processes in silicic magma chambers by stirring and mushification (latent heat buffering). *Earth and Planetary Science Letters*, 283, 38–47.

Huber, C.; Bachmann, O.; Dufek, J. (2010). The limitations of melting on the reactivation of silicic mushes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 195 (2010) 97–105.

Hueck, M.; Oyhantçabal, P.; Philipp, R. P.; Basei, M. A. S.; Siegesmund S. (2018). Chapter 11. The Dom Feliciano Belt in Southern Brazil and Uruguay. In: *Geology of Southwest Gondwana*. Editors: Siegesmund, S., Basei, M.A.S., Oyhantçabal, P., Oriolo, S. Springer International Publishing. 688 p.

Huppert, H. E.; Woods, A. W. (2002). The role of volatiles in magma chamber dynamics. *Nature*, 420, 493–495.

Janasi, V. A.; Florisbal, L. M.; Bitencourt, M. F.; Basei, M. A. S.; Waichel, B. L.; Martins, L.; Marteleto, N. S.; Correia, V. X. (2015a). Neoproterozoic granites and Mesozoic dykes at some postcard sites of Santa Catarina Island. Excursion Guide, MidConference Fieldtrip. 8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks.

- Florianópolis, Brazil, 2015. granites from the Florianópolis Batholith, south Brazil. 8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks. Florianópolis, Brazil, 2015.
- Janasi, V. A., Bitencourt, M. F., Martins L., Heaman L. M., Shaulis B., Stern R. (2015b). Low- $\delta^{18}O$ shallow-level neoproterozoic a-type granites from the Florianópolis Batholith, south Brazil. 8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks. Florianópolis, Brazil, 2015.
- King, P. L.; White, A. J. R.; Chappell, B. W.; Allen, C. M. (1997). Characterization and origin of Aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *J. Petrol.* 38 (3), 371-391.
- Lange, M. B. S. (2016). Caracterização geológica, petrográfica e litoquímica da Suíte Cambirela no sul da ilha de Santa Catarina. (Trabalho de Conclusão de Curso). Universidade Federal de Santa Catarina. 80p.
- Le Bas, M. J.; Le Maitre, R. W.; Streckeisen, A.; Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745–750.
- Lebti, P. P.; Thouret, J.; Wörner, G.; Fornari, M. (2006). Neogene and Quaternary ignimbrites in the area of Arequipa, Southern Peru: Stratigraphical and petrological correlations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 154 (2006) 251–275.
- Liégeois, J. P. (1998). Preface - Some words on the post-collisional magmatism. *Lithos*, 45: xv xvii.
- Lipman, P. W. (2000). The central San Juan caldera cluster: Regional volcanic framework. *Geological Society of America Special Paper*, 346, 9–69.
- Llambías, E. J. (2008). *Geología de los cuerpos ígneos* (3 ed.). Buenos Aires, Instituto Salesiano de Artes Gráficas, 222p.
- Loiselle, M. C.; & Wones, D. R. (1979). Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 11, 468.
- Mahood, G.; Hildreth, W. (1983). Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47: 11–30
- Mahood, G. A.; Halliday, A. N. (1988). Generation of high-silica rhyolite: A Nd, Sr, and O isotopic study of Sierra La Primavera, Mexican Neovolcanic Belt. *Contrib Mineral Petrol.*, 100: 183-191.

- Mantovani, M. S. M.; Hawkesworth, C. J.; Basei, M. A. S. (1987). Nd And Pb Isotope studies bearing on the Crustal Evolution Of South- Eastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 17 (3), 263-268.
- Miller, C. F.; Wark, D. A. (2008). Supervolcanoes and their explosive supereruptions. *Elements*, 4: 11–16.
- Nardi, L. V. S. (1991). Caracterização petrográfica e geoquímica dos granitos metaluminosos da associação alcalina: revisão. *Pesq* 18 (1), 44-57.
- Nardi, L. V. S.; Bitencourt, M. de F. (2009). A-type granitic rocks in post-collisional settings in southernmost Brazil: their classification and relationship with tectonics and magmatic series. *The Canadian Mineralogist*, Vol. 47:1287-1297.
- Nakamura N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 38, 757-775.
- Oliveira, D. S. de; Sommer, C. A.; Philipp, R. P.; Lima, E. F. de; Basei, M. A. S. (2015). Post-collisional subvolcanic rhyolites associated with the Neoproterozoic Pelotas Batholith, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*: 63 (2015) 84-100.
- Padilla, A. J.; Gualda. G. A. R. (2016). Crystal-melt elemental partitioning in silicic magmatic systems: An example from the Peach Spring Tuff high-silica rhyolite, Southwest USA. *Chemical Geology* 440 (2016) 326–344.
- Patiño-Douce, A. E. (1997). Generation of metaluminous A-type granites by lowpressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology* 25 (8), 743-746.
- Pearce, J. A.; Harris, N. W.; Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983.
- Pearce, J. A. (1996a). A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, 79–113.
- Pearce, J. A. (1996b). Sources and settings of granitic rocks. *Episodes* 19(4), 120-125.
- Peate, I. U.; Baker, J. A.; Al-Kadasi, M.; Al-Subbary, A.; Knight, K. B.; Riisager, P.; Thirlwall, M. F.; Peate, D. W.; Renne, P. R ; Menzies, M. A. (2005). Volcanic

stratigraphy of large-volume silicic pyroclastic eruptions during Oligocene Afro-Arabian flood volcanism in Yemen. *Bull Volcanol* (2005) 68: 135–156.

Peccerillo, A.; Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81.

Philipp, R. P.; Pimentel, M. M.; Chemale Jr, F. (2016). Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46(Suppl. 1), 83-104.

Pierosan, R.; Lima, E. F.; Nardi, L. V. S.; Campos, C. P.; Bastos Neto, A. C.; Ferron, J. M. T. M.; Prado, M. (2011). Paleoproterozoic (1.88 Ga) felsic volcanism of the Iricoumé Group in the Pitinga mining district area, Amazonian Craton, Brazil: insights in ancient volcanic processes from field and petrologic data. *Acad. Bras. de Cienc.* 83, 921-937.

Shand, S. J. (1943). *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite.* New York: John Wiley & Sons.

Shellnutt, J. G.; Wang, C. Y.; Zhou, M. F.; Yang, Y. (2009). Zircon Lu–Hf isotopic compositions of metaluminous and peralkaline A-type granitic plutons of the Emeishan large igneous province (SW China): constraints on the mantle source. *Journal of Asian Earth Sciences*, 35: 45–55.

Silva, L. C. (1991) O cinturão metavulcanossedimentar Brusque e a evolução policíclica das faixas dobradas proterozóicas no sul do Brasil: uma revisão. *Rev Brasil Geociênc* 21:60–73.

Silva, L. C. (1999). Geocronologia U-Pb SHRIMP e Sm-Nd na Província Mantiqueira Meridional, no Cinturão Saldania (África do Sul) e a Evolução do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano. Tese de Doutorado, Curso de Pósgraduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 243 p.

Silva, L. C.; Armstrong, R.; Pimentel, M. M.; Scandolara, J.; Ramgrab, G.; Wildner, W.; Angelim, L. A. A.; Vasconcelos, A. M.; Rizzoto, G.; Quadros, M. L. E. S.; Sander, A.; Rosa, A. L. Z. (2002). Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena. *Rev Brasil Geociênc* 32(4):529–544.

- Silva, L. C.; McNaughton, N. J.; Hartmann, L. A.; Fletcher, I. R. (2003). Contrasting zircon growth patterns in Neoproterozoic granites of Southern Brazil revealed by SHRIMP U-Pb analyses and SEM imaging: consequences for the discrimination of emplacement and inheritance ages. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, Bahia, Brazil. Short Papers, pp 687–690.
- Silva, L. C.; McNaughton, N. J.; Fletcher, I. R. (2005a). Reassessment on complex zircon populations from Neoproterozoic granites in Brazil, through SEM imaging and SHRIMP analysis: consequences for discrimination of emplacement and inherited ages. *Lithos* 82(3–4): 503–525.
- Silva, L.C.; McNaughton, N.J. & Fletcher, I.R. (2005b). SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic crustal granitoids (Southern Brazil): a case for discrimination of emplacement and inherited ages. *Lithos*, 82:503-525.
- Sommer, C. A.; Lima, E. F.; Machado, A.; Rossetti, L. de M. M.; & Pierosan, R. (2013). Recognition and characterisation of high-grade ignimbrites from the Neoproterozoic rhyolitic volcanism in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 47, 152–165. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.07.010>.
- Stern, C. R. (2004). Active Andean volcanism: Its geologic and tectonic setting. *Revista Geologica de Chile*, 31: 61–206.
- Streck, M. J. (2014). Evaluation of crystal mush extraction models to explain crystal-poor rhyolites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 284 (2014) 79–94.
- Turner, S. P.; Foden, J. D.; & Morrison, R. S. (1992). Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: An example from the Padthaway ridge, South Australia. *Lithos*, 28, 151–179.
- UFRGS – Universidade Federal do Rio Grande do Sul. (1999). Mapeamento Geológico 1:25 000 de parte das folhas Paulo Lopes (MI2909/4) e Imbituba (2925/2), SC. Porto Alegre. 1 mapa color., 7 vol. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Valiati, D. (1974). Projeto Sondagem Campo Alegre, Brasil. Porto Alegre, DNPM/CPRM, 66 p.
- Varekamp, J. C.; deMoor, J. M.; Merrill, M. D.; Colvin, A. S.; Goss, A. R.; Vroon, P. Z.; Hilton, D. R. (2006). Geochemistry and isotopic characteristics of the Caviahue-

Copahue volcanic complex, Province of Neuquén, Argentina. In Special Paper 407: Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat) (pp. 317–342). Geological Society of America.

Vasseur, J.; Wadsworth, F. B.; Lavallée, Y.; Hess, K.-U.; Dingwell, D. B. (2013). Volcanic sintering: Timescales of viscous densification and strength recovery. *Geophysical Research Letters*, 40(21), 5658–5664.

Waichel, B. L. (1998). Caracterização Geoquímicas da Rochas Vulcânicas da Bacia de Campo Alegre – SC. (Dissertação de Mestrado). Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Curso de Pós-Graduação em Geociências. 121 p.

Whalen J, B.; Currie K. L.; Chappell B. W. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407-419.

Williams, R.; Branney, M. J.; Barry, T. L. (2014). Temporal and spatial evolution of a waxing then waning catastrophic density current revealed by chemical mapping. *Geology*, 42(2), 107–110.

Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis a global tectonic approach*. Berlin: Springer.

Wolf, J.; Ramos, F. C.; Olin, P. H. (2012). Compositional zoning in high-silica rhyolite tuffs. *Am. Geophys Union, Fall Meeting 2012 (abstract #V43D-2888)*.

Zanini, L. F. P.; Branco, P de M.; Ramgrab, G. E.; Lopes, R. de C.; Wildner, W. (1995). *Carta Geológica Florianópolis-Lagoa*. Porto Alegre: CPRM, 1995. Escala 1:100.000. Programas Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.

Zannini, L. F. P.; Branco, P. de M.; Camozzato, E.; Ramgrab, G. E. (1997). Programa de levantamentos básicos do Brasil. Folha Florianópolis/Lagoa. CPRM/MME, Brasília, 1997. 223p.

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

**PETROLOGIA E FACIOLOGIA DA SEQUÊNCIA VULCÂNICA ÁCIDA
CAMBIRELA, BATÓLITO FLORIANÓPOLIS – SC**

Área de Concentração: **Geoquímica**

Autor: **Érico Albuquerque dos Santos**

Orientador: **Carlos Augusto Sommer**

Examinador: **Luana Moreira Florisbal**

Data: 06/03/2019

Conceito: A

PARECER:

A dissertação intitulada "PETROLOGIA E FACIOLOGIA DA SEQUÊNCIA VULCÂNICA ÁCIDA CAMBIRELA, BATÓLITO FLORIANÓPOLIS – SC" apresenta dados inéditos sobre as rochas ácidas da Suíte Cambirela, bem como integra dados da literatura. São abordados temas como faciologia das rochas vulcânicas, petrografia, geoquímica de rochas plutônicas e vulcânicas da referida Suíte, bem como parâmetros físicos, como temperatura e viscosidade.

A diversidade de dados, assim como o tratamento dado aos mesmos é de excelência e traz novas interpretações e idéias sobre a gênese do magmatismo de idade ediacarana do Batólito Florianópolis.

A dissertação está bem organizada, com uma sequência lógica e clara de ordenamento dos itens e abrange todos os tópicos necessários a um trabalho científico. O texto é claro e não é repetitivo, salvo algumas superposições entre estado da arte e texto do artigo, o que é quase inevitável na elaboração de dissertações e teses na forma de artigos.

A bibliografia utilizada em toda a dissertação é adequada. Abrange desde textos clássicos até textos modernos sobre as diversas temáticas abordadas na dissertação (classificação petrográfica e geoquímica de rochas vulcânicas, textos de geologia regional e local, aspectos vulcanológicos, etc), o que demonstra não só o interesse, mas a erudição do candidato no assunto e, também, permite a integração de dados e interpretações que transcendem a caracterização das rochas estudadas, mas permite interpretações em cenários mais amplos.

Em geral, o texto está bem redigido, tanto na parte introdutória, em português, como no artigo internacional submetido à revista *Journal of South American Earth Science*. Os erros de digitação, de ortografia ou mesmo gerados por correções de última hora são poucos. Ressalto aqui apenas alguns erros que incorrem em erros de conceito, como o uso de "estrutura" e não "textura" eutaxítica ou parataxítica no resumo e em algumas partes do texto introdutório.

No item 1.4 (Materiais e Métodos), mais especificamente no item 1.4.2 (Etapa

de campo) não fica muito claro como os dados foram levantados, se foram realizados perfis regionais, se foi levantada a estratigrafia das unidades vulcânicas (se sim, em quais locais?, se não, por que não?), o que é importante para guiar o leitor para que o mesmo saiba exatamente quais foram os pontos estudados e quais foram integrados de outros trabalhos. Da mesma forma, no item 1.4.3.2 (Petrografia) há uma preocupação na descrição de como as lâminas foram confeccionadas, mas nada é mencionado sobre os critérios classificatórios ou descritivos utilizados. Ainda, no item 1.4.3.3 (Litoquímica) não há menção sobre os materiais e métodos de preparação as amostras, o que consiste numa importante etapa para avaliação da qualidade dos dados obtidos.

Com relação à Geologia regional (item 2.1), o texto tem um bom conteúdo, embora a apresentação do mesmo seja ora truncada e por vezes desconexa. Um ponto alto deste item é o cuidado e o interesse do autor em citar todos os autores que trabalham na área e apresentar os contrapontos de interpretação e modelos geológicos e geotectônicos. Destaco aqui alguns pontos que julgo importantes e que, ao meu ver, podem ser melhorados em redações futuras:

- a) Toda vez que se cita uma idade é importante informar o sistema isotópico (U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd, etc), o mineral (zircão, monazita, titanita, etc) e o método de datação (SHRIMP, LA-MC-ICP-MS, ID-TIMS, etc). Isso é importante para que se possa avaliar a significância ou mesmo validade do dado.
- b) Evitar o uso de adjetivos ou advérbios (ex. pg 23: “produzida por uma forte tectônica de escape orógeno-paralela”).
- c) No item 2.1.1.1 (Inliers do Embasamento) a idade Paleoproterozoica do Granito Itapema é apresentada em conjunto com os dados do Complexo Camboriu. Contudo, note que na Fig.2, logo acima deste item, o referido granito é apresentado como uma unidade de idade neoproterozoica.
- d) No item 2.1.1.4.1 (Suíte Plutono-Vulcânica Cambirela, Pgs 31-32) são citados diques básicos e compostos como pertencentes à SPVC (Bitencourt et al., 2008). Contudo, estes diques (básicos e compostos) interpretados como de idade neoproterozoica no referido trabalho já foram datados como pertencentes ao EDF (134 Ma) em trabalhos recentes (Floribal et al., 2014), logo desvinculados do magmatismo da SPVC.

A revisão sobre reservatórios magmáticos rasos (item 2.2) está muito bem redigida e ilustrada, aborda os principais tópicos da temática de forma integradora. A bibliografia utilizada abrange uma gama temporal e temática de excelência.

Por fim, o artigo “EDIACARAN POST-COLLISIONAL HIGH-SILICA VOLCANISM ASSOCIATED TO THE FLORIANÓPOLIS BATHOLITH, DOM FELICIANO BELT, SOUTHERNMOST BRAZIL: LITHOFACIES ANALYSIS AND PETROLOGY” submetido à revista *Journal of South American Earth Science* constitui uma excelente contribuição à geologia do magmatismo final do Batólito Florianópolis, que é tão pouco conhecido e estudado. A abordagem moderna, com determinação de faciologia das rochas vulcânicas e que busca integrar parâmetros físicos e químicos, permite a compreensão da evolução desta associação de rochas plutônicas e vulcânicas. A comparação das rochas estudadas com outras

rochas vulcânicas geradas no mesmo extrato temporal em outros setores do Cinturão Dom Feliciano é outro dos pontos altos do artigo, pois permite assim, pensar e interpretar este tipo de associação em um cenário petrológico e geotectônico mais amplo. A avaliação de associações vulcânicas síncronas, com tantas similaridades, mas com diferenças marcantes, seja na geoquímica seja no cenário de geração, é o que nos permite compreender cada associação como única no tempo e no espaço, mesmo que com tantas condicionantes geotectônicas ou de fontes similares.

Teço a seguir alguns comentários com intuito de enriquecer o texto e a discussão:

- a) Na Pg. 56: "The Ilha Granite is cut by rhyolitic dikes of the hypabissal unit and granitic veins of the Itacorubi Granite." Esta frase fala da estratigrafia dos eventos na SPVC, mas ela está em completo desacordo com a frase citada acima que apresenta os dados geocronológicos (Pg.56 "The plutonic unit consists of the Ilha Granite (587 ± 6 Ma, Janasi et al., 2015b) and the Itacorubi Granite (594 ± 2.8 , Corrêa, 2016)." Acho de bom tom, ao menos tecer um comentário sobre esta questão, afinal a idade do Itacorubi citada foi obtida na Ilha em um granito que pouco tem as características diagnósticas citadas no trabalho para o referido granito e o dado geocronológico, guardados os devidos intervalos de erro, depõem contra os dados de campo.
- b) São individualizadas 5 fácies vulcânicas, mas isso não é mostrado espacialmente ou em um mapa. Sabemos o quanto temos problemas de continuidade lateral de afloramento e áreas densamente vegetadas, o que pode constituir um problema para traçar um mapa com as diferentes faciologias. Se este for o caso, seria razoável dizer isso no artigo assim como foi argumentado para o não levantamento vertical das distintas fácies no Morro do Cambirela.
- c) A figura 3, que ilustra a disposição das sequencias vulcanicas sobre o Granito Serra do Tabuleiro em uma imagem do *Google Earth*, poderia ser refeita na forma de um desenho esquemático.
- d) Na determinação da afinidade geoquímica das rochas estudadas fica por vezes algo confuso de entender se vocês estão as classificando como calcialcalinas ou alcalinas. Embora todas as rochas se situem abaixo da linha das rochas alcalinas em diagramas como o TAS, é um sistema alta sílica. Logo, alguns diagramas como o da figura 10A (SiO₂-K₂O plot (Peccerillo & Taylor, 1976) tem seu uso questionável para determinação de séries magmáticas das rochas estudadas. Ao longo do texto e mesmo no resumo, as rochas estudadas são citadas como calcialcalinas e no texto de discussão são interpretadas como magmatismo do tipo-A. Mesmo sendo difícil determinar séries magmáticas ou mesmo afinidades para sistemas alta sílica, é preciso dar alguma homogeneidade ao texto.
- e) Da mesma forma, há toda uma argumentação sobre a fonte das rochas estudadas que, ora são apresentas como geradas por fusão crustal (baseado em dados como razões Yb/Nb e Th/Ta, dentre outros), ora como geradas por fontes mantélicas com forte contribuição crustal.

Nenhum argumento claro é apresentado para argumentar a fonte mantélica, exceto a comparação com outras associações similares, como o Riolito Ana Dias.

- f) A estimativa dos parâmetros físicos de acordo com os critérios de Giordano et al. (2008) foi aplicada para rochas vulcânicas e plutônicas estudadas. Contudo, me pergunto o quão confiável são estes dados já que o sistema como um todo constitui um sistema heterogêneo de mush+cristais+líquidos e, pouco do que se tem representam líquidos magmáticos *sensu strictu*.

Todos estes comentários ou mesmo considerações tem apenas o objetivo de enriquecer a discussão de uma temática tão interessante e pouco estudada ou explorada nas rochas vulcânicas e plutônicas do Batólito Florianópolis.

Como já afirmei antes, o texto de toda a dissertação, bem como os dados nela contidos, são de excelente qualidade. Ressalto aqui a qualidade da integração dos novos dados com os dados existentes e as excelentes discussões e interpretações resultantes desta integração. Desta forma, parabeno o candidato e seus orientadores pela excelente e profícua contribuição ao conhecimento das rochas vulcânicas do magmatismo final do período pós colisional do sul do Brasil.

Assinatura:



Data: 06/03/2019

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

**PETROLOGIA E FACIOLOGIA DA SEQUÊNCIA VULCÂNICA ÁCIDA
CAMBIRELA, BATÓLITO FLORIANÓPOLIS – SC**

Área de Concentração: **Geoquímica**

Autor: **Érico Albuquerque dos Santos**

Orientador: **Carlos Augusto Sommer**

Examinador: **Evandro Fernandes de Lima**

Data: 1 de março de 2019.

Conceito: A



PARECER:

O trabalho desenvolvido pelo acadêmico ERICO ALBUQUERQUE DOS SANTOS atingiu os objetivos propostos, sendo uma contribuição científica relevante no estudo do vulcanismo Cambirela (SC). O levantamento detalhado dos dados de campo permitiu avançar no conhecimento referente ao mapeamento das litofácies vulcânicas. A redação é adequada e a dissertação está bem estruturada e pode resultar em uma publicação relevante *no Journal South America Earth Sciences "EDIACARAN POST-COLLISIONAL HIGH-SILICA VOLCANISM ASSOCIATED TO THE FLORIANÓPOLIS BATHOLITH, DOM FELICIANO BELT, SOUTHERNMOST BRAZIL: LITHOFACIES ANALYSIS AND PETROLOGY"*.

Comentários:

No item introdução o autor faz a seguinte ponderação "...Sistemas riolíticos alta-sílica (>73% SiO₂) representam magmas altamente diferenciados derivados por fusão parcial de material crustal e/ou cristalização fracionada de magmas mantélicos, caracterizados por baixas concentrações de Mg, Ca, Sr e Ba, anomalia negativa de Eu e enriquecimento em Nb, Ta e U (Mahood & Hildreth, 1983; Mahood & Halliday, 1988)".

Deveria também ser considerada a hipótese de AFC, comum para explicar sistemas silicosos (esta hipótese deveria ser considerada também na página 38).

Segundo o autor "... Grandes quantidades de magma podem ser geradas pela extração de líquido intersticial dos *crystal mushes*, mas se elas irão solidificar na crosta para formar *plútons* ou entrar em erupção e produzir enormes depósitos vulcânicos, depende do que acontece nos reservatórios magmáticos na crosta superior (10 a 15 km)."

Esta é uma conclusão do autor? É o que texto e o parágrafo sugerem.

Na página 28 o autor deveria ter incluído na apresentação da Bacia de Campo Alegre o trabalho: WAICHEL, B. L.; LIMA, E. F.; NARDI, L. V. S.; SOMMER, C. A. . Tha alkaline post-collisional volcanism of the campo Alegre Basin, Southern Brazil: Petrogenetic aspects. Revista Brasileira de Geociências, v. 30, n.3, p. 393-396, 2000.

Na página 33 ou autor poderia incluir na discussão os conceitos sobre correntes de densidade piroclásticas: PDC.

Historicamente, os depósitos piroclásticos foram classificados em membros finais: fluxo, queda, e surge, definidos especialmente pelo transporte das partículas. Entretanto as observações de campo revelaram tipos de depósitos transicionais. Estudos recentes enfatizam que os depósitos refletem apenas os processos da camada limite durante a sedimentação e permitem sugerir uma classificação em "fluxo-granular", "fluxo tracional -" e "queda direta" de acordo com os membros finais na camada.

Comentários finais:

O trabalho tem como mérito especial a proposta de separar descritivamente as diferentes litofácies da sequência vulcânica (divididas em cinco litofácies) a partir de observações de campo e de petrografia convencional. O autor descreve a sequência vulcânica do Cambirela (SC) e tece comparações com sequências do RS com características geoquímicas semelhantes e cronocorrelatas. O autor assume o regime fissural para origem dos depósitos embora as discussões de análogos envolvam em geral sistemas de conduto central. O trabalho discute, de formas pertinente, temperaturas de transição vítrea e temperaturas *liquidus* para definir padrões de viscosidades. O autor propõe como hipótese uma origem para a sequência vulcânica a partir de uma câmara magmática, onde propõe a extração de líquidos a partir de um *mush* magmático. Embora a origem de sistemas riolíticos seja motivo de permanente debate acadêmico a hipótese é fundamentada em trabalhos científicos relevantes e modernos, indicando a capacidade de autor em discutir adequadamente o tema.

O artigo submetido tem relevância acadêmica e deve contribuir na compreensão do *EDIACARAN POST-COLLISIONAL HIGH-SILICA VOLCANISM ASSOCIATED TO THE FLORIANÓPOLIS BATHOLITH, DOM FELICIANO BELT, SOUTHERNMOST BRAZIL: LITHOFACIES ANALYSIS AND PETROLOGY*.

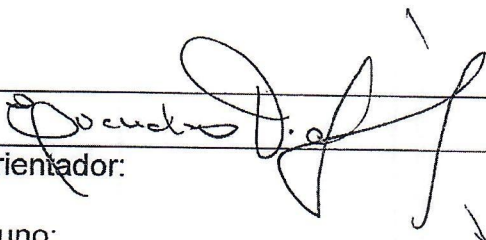
Algumas imprecisões de linguagem foram constatadas (p. ex grosseiros para referir granulometria) mas não comprometem o texto da monografia. Um capítulo final com conclusões poderia ter sido colocado.

A avaliação da petrografia permite sugerir que o termo K-feldspato seja substituído por feldspato alcalino.

As figuras são adequadas e relevantes embora algumas podem ser revistas no caso da publicação final do artigo (p.ex. figura 6a do artigo submetido).

A avaliação da monografia permite concluir que o aluno ERICO ALBUQUERQUE DOS SANTOS, demonstrou plena capacidade acadêmica de apresentar e discutir a petrologia e faciologia da sequência vulcânica ácida Cambirela, Batólito Florianópolis (SC). Esta constatação é compatível com o conceito A que atribuímos.

Assinatura:



Data: 1 de março de 2019

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

**PETROLOGIA E FACIOLOGIA DA SEQUÊNCIA VULCÂNICA ÁCIDA
CAMBIRELA, BATÓLITO FLORIANÓPOLIS – SC**

Área de Concentração: **Geoquímica**

Autor: **Érico Albuquerque dos Santos**

Orientador: **Carlos Augusto Sommer**

Examinador: **Joaquim Daniel de Liz**

Data: **15/03/2019**

Conceito: **A (EXCELENTE)**

PARECER:

O texto da dissertação está bem organizado, claro e conciso, o que o torna de fácil leitura. Os capítulos introdutórios complementam a construção do texto em forma de dissertação de mestrado, seguindo as normas do PPGGEO, e introduz o assunto para o capítulo principal da dissertação, que é o artigo científico intitulado: EDIACARAN POST-COLLISIONAL HIGH-SILICA VOLCANISM ASSOCIATED TO THE FLORIANÓPOLIS BATHOLITH, DOM FELICIANO BELT, SOUTHERNMOST BRAZIL: LITHOFACIES ANALYSIS AND PETROLOGY, submetido e aceito no JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES.

Parabenizo o mestrando e seus orientadores pelo ótimo trabalho realizado, que contribuirá muito para o entendimento do magmatismo pós-colisional do Cinturão Dom Feliciano no sul do Brasil.

Considerações e sugestões:

- **Texto**

No texto foram observados alguns erros de digitação, que estão destacados em amarelo no texto que retornará para o mestrando.

Foi observada, nas legendas das imagens da petrografia, a utilização indevida do termo "Microphotography", que significa uma fotografia, disposta a produzir pequenas imagens que não podem ser estudadas sem ampliação. Este termo deve ser substituído por "Photomicrography", que significa uma fotografia de uma imagem formada por um microscópio.

- **Conteúdo**

O conteúdo está muito bem elaborado, mas seria interessante rever o texto da geologia regional, tanto da introdução, quanto do artigo, referente a Suíte Plutono-Vulcânica Cambirela, pois a descrição das relações de campo sugere que o Granito da Ilha é mais jovem que os diques riolíticos Cambirela e Granito Itacorubi, no entanto, as datações reportadas sugere que o Granito da Ilha é mais jovem. Sugiro explorar mais as datações obtidas por Corrêa (2016), em que é demonstrado que o Granito Pedras Grandes (Granito da Ilha) ocorreu entre 600 e 585 Ma; as manifestações riolíticas apresentam um intervalo de recorrência indicado pelas idades de $587 \pm 3,2$ Ma (dique riolítico) e $574 \pm 1,8$ Ma (riolito efusivo); e o Granito Itacorubi apresenta idades de 580 ± 3 Ma, $589 \pm 3,3$ Ma e $594 \pm 2,8$ Ma. Com base nesses dados, somado aos apresentados no texto da

dissertação, é possível entender melhor as relações de campo descritas no texto.

Parecer final

Com base no texto apresentado na Dissertação de Mestrado, o aluno ERICO ALBUQUERQUE DOS SANTOS atingiu totalmente o propósito do mestrado utilizando uma metodologia científica coerente, somado a uma interpretação de dados detalhada, que possibilitou fazer correlações com outros sítios geológicos do Brasil e do mundo, para sugerir hipóteses sobre o registro geológico.

Portanto, o parecer é positivo e posiciono-me favorável a aprovação da dissertação em análise com conceito "A".

Assinatura:

Data: 15/03/2019

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: