

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

**GEOLOGIA E PETROLOGIA DAS ROCHAS RIOLÍTICAS
DO CERRO ANA DIAS, REGIÃO DE QUITÉRIA, SUDESTE DO RS**

DIEGO SKIERESZ DE OLIVEIRA

ORIENTADOR – Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

Porto Alegre - 2015

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

**GEOLOGIA E PETROLOGIA DAS ROCHAS RIOLÍTICAS
DO CERRO ANA DIAS, REGIÃO DE QUITÉRIA, SUDESTE DO RS**

DIEGO SKIERESZ DE OLIVEIRA

ORIENTADOR - Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Edinei Koester - UFRGS

Prof. Dr. Joaquim Daniel de Liz - UFSE

Prof. Dr. Ronaldo Pierosan - UFMT

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

Porto Alegre - 2015

CIP - Catalogação na Publicação

OLIVEIRA, DIEGO SKIERESZ DE
GEOLOGIA E PETROLOGIA DAS ROCHAS RIOLÍTICAS DO
CERRO ANA DIAS, REGIÃO DE QUITÉRIA, SUDESTE DO RS /
DIEGO SKIERESZ DE OLIVEIRA. -- 2015.
69 f.

Orientador: Carlos Augusto Sommer.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências,
Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto
Alegre, BR-RS, 2015.

1. Riolito. 2. Petrografia. 3. Geoquímica. 4.
Neoproterozoico. 5. Escudo Sul-Rio-Grandense. I.
Sommer, Carlos Augusto, orient. II. Título.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer ao meu orientador Carlos Augusto Sommer por todos os momentos de paciência, compreensão e competência.

Agradeço também aos professores Ruy Paulo Philipp e Evandro Fernandes de Lima pelas revisões, correções e sugestões.

A minha mãe Maria Lucia pelo apoio, sorriso, conversas filosóficas (regadas a vinho), carinho e por sempre me incentivar a alcançar caminhos cada vez mais distantes. A minha avó Martha pelo carinho e por me motivar a continuar seguindo em frente na constante busca pelos meus sonhos. Aos colegas e amigos, em especial Alessandro Chmiel, Alex Spadinni, Diego Kenne e Carla Treibs, por estar sempre presente na minha vida e mesmo quando não fisicamente, me motivar a conquistar os caminhos mais difíceis, obrigado pela força que me dão.

Aos meus amigos, que sempre compreenderam a importância do mestrado para mim. Um agradecimento especial ao Paulo Breidenbach Junior, que além de me ajudar, sempre me deu força e carinho.

Finalmente, gostaria de agradecer à UFRGS pelo ensino gratuito de qualidade, sem o qual essa dissertação dificilmente poderia ter sido realizada e a todos por mais que eu não tenha citado nesta lista de agradecimentos, mas que de uma forma ou de outra contribuíram não apenas para a minha dissertação, mas também para eu ser quem eu sou.

RESUMO

As manifestações vulcânicas e sub-vulcânicas riolíticas do Neoproterozoico do sul do Brasil são correlacionados a um intenso magmatismo ácido, ligados à diferentes associações petrotectônicas do Escudo Sul-Rio-Grandense. Uma porção deste vulcanismo ocorre no Cinturão Dom Feliciano, associado ao Batólito de Pelotas, e é resultante de episódios magmáticos vinculados à ambientes pós-colisionais relacionados com os estágios finais do Neoproterozoico no sul do Brasil. O Riolito Ana Dias é a principal ocorrência sub-vulcânica deste vulcanismo e está situado na região de Quitéria, na parte central do Rio Grande do Sul. O magmatismo ácido tem sido comumente associado com as fases mais diferenciadas das suítes graníticas durante os estágios finais de evolução do Batólito de Pelotas. O Riolito Ana Dias é caracterizado como um corpo intrusivo, constituído por rochas que apresentam textura porfirítica à seriada, variando para termos equigranulares finos. Novas idades U-Pb obtidas em zircões indicam uma idade de cristalização de $581,9 \pm 1,9$ Ma para estes riolitos. Dados geoquímicos caracterizam as rochas riolíticas como sendo da série alcalina. Apresentam um caráter metaluminoso a peraluminoso com teores elevados de SiO_2 , álcalis, $\text{FeO}t/\text{FeO}t+\text{MgO}$ e índice agpaítico e baixos conteúdos de Al_2O_3 , CaO e MgO. Os valores de Zr, Rb, Y, Nb e Ga são moderados em comparação com os conteúdos relativamente baixos de Ba e Sr. Estas características geoquímicas de elementos maiores e traços são comuns em magmas ácidos de afinidade alcalina, com caráter predominantemente metaluminoso. O padrão de alguns elementos-traços e ETR é caracterizado por um enriquecimento em elementos mais incompatíveis, o que juntamente com a anomalia negativa em Ba, o leve enriquecimento em Ce em relação aos elementos adjacentes e o enriquecimento de K_2O e Rb em relação ao Nb, sugerem magmas derivados de fontes mantélicas, enriquecidas em elementos incompatíveis com alguma forma de participação crustal. As características químicas são semelhantes com as de magmatismo granítico do tipo A, relacionado a ambientes pós-colisionais. Os dados litoquímicos obtidos indicam uma vinculação genética com as rochas graníticas mais diferenciadas da Suíte Dom Feliciano do Batólito Pelotas, associadas ao magmatismo Neoproterozoico pós-colisional do Escudo Sul-Rio-Grandense.

Palavras-Chave: Pós-colisional, Neoproterozoico, Riolitos, Petrologia, Geocronologia.

ABSTRACT

Neoproterozoic volcanic and subvolcanic rhyolitic systems in southernmost Brazil are correlated with acid magmatism linked to different petrotectonic associations of the Sul-Rio-Grandense Shield. A portion of this volcanism in the Dom Feliciano Belt is associated with the Pelotas Batholith, which resulted from magmatic episodes associated with the Ediacaran post-collisional evolution of southern Brazil. Ana Dias Rhyolite is the main subvolcanic occurrence of this volcanism that took place in the Quitéria region, in the central part of Rio Grande do Sul State. The acid magmatism has been commonly associated with the most differentiated granite suite phases during the final stages of emplacement of the Pelotas Batholith. The Ana Dias Rhyolite is characterized as an intrusive body with rocks that present a porphyritic to seriated texture and a gradational variation to fine-grained equigranular rocks. New zircon U-Pb dating indicates crystallization age of 581.9 ± 1.9 Ma for the Ana Dias Rhyolite. Geochemistry data characterize the rhyolites as belonging to the alkaline series; they present a metaluminous to peraluminous character; elevated SiO_2 and alkali concentrations, high $\text{FeO}^t/\text{FeO}^t+\text{MgO}$ ratios and agpaitic index; and low Al_2O_3 , CaO, and MgO contents. The Zr, Rb, Y, Nb, and Ga concentrations are moderate when compared with the relatively low Ba and Sr contents. These geochemistry characteristics are common in acid magmas with alkaline affinity. The behavior of certain trace elements and REE demonstrate enrichment in more incompatible elements, in addition to the negative anomaly of Ba, the slight enrichment in Ce relative to adjacent elements, as well as the enrichment in K_2O and Rb relative to Nb, suggesting magmas derived from mantle sources enriched in incompatible elements with some crustal contamination. The chemical characteristics are similar to those of A-type granites associated with Neoproterozoic post-collision magmatism in the Sul-Rio-Grandense Shield.

Keywords: Post Collisional, Neoproterozoic, Rhyolites, Petrology, Geochronology.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** – Mapa Geomorfológico do RS e localização da área de estudo demarcada no quadrado preto.8
- Figura 2** - Panorama paleogeográfico do Gondwana Sul-ocidental, mostrando as massas cratônicas (cinza claro) e os cinturões orogênicos Neoproterozoicos (escuro) e a posição aproximada do perfil paleotectônicos (faixa branca) mostrado na Figura 3; crátons: CAM – Amazônico; CSF – São Francisco; CC – Congo; CK – Kalahari; CLP – Rio de La Plata; cinturões Neoproterozoicos: DF – Dom Feliciano; RB – Ribeira; DA – Damara; G – Gariep; S – Saldania; o Cinturão Andino teve sua evolução posicionada no Fanerozoico. Fonte: Borba (2006). 16
- Figura 3** – Modelo evolutivo para o Cinturão Dom Feliciano, orógeno formado pela convergência dos crátons Rio de la Plata (América do Sul) e Kalahari (sul da África), e responsável pela configuração do Escudo Sul-Rio-Grandense (modificado de Chemale Jr., 2000); posição aproximada no Gondwana sul-ocidental na Figura 2. Fonte: Borba (2006). 18
- Figura 4** - Mapa geral de localização e correlação das unidades geotectônicas. A) Localização da área estudada na América do Sul. B) Principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e Uruguai. Principais zonas de cisalhamento: 1- Itajai-Perimbó; 2- Major Gercino; 3- Santana da Boa Vista; 4- Dorsal de Canguçu; 5- Passo do Marinheiro; 6- Ibaré; 7- Sarandi del Yí; 8- Sierra Ballena; 9- Cerro Amaro; 10- Arroio Grande. Modificado de Philipp *et al.* (2013) e Oyhantçabal *et al.* (2010). 19
- Figura 5** – Mapa geológico do Batólito Pelotas. Granitos da Suíte Cordilheira: 1 – Granito Butiá, 2 – Granito Arroio Francisquinho, 3 – Granito Cordilheira, 4 – Granito Figueiras e 5 – Granito Três Figueiras (a partir de Philipp *et al.*, 2009).....20

Sumário

I - INTRODUÇÃO	5
1.1. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	7
1.2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA.....	7
1.3. OBJETIVOS	8
1.4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	9
1.4.1. Etapa De Aquisição/Compilação De Dados	9
1.4.1.1 - <i>Revisão Bibliográfica</i>	9
1.4.1.2 - <i>Sensoriamento Remoto e Cartografia Digital em Base SIG</i>	10
1.4.2. Etapa de Campo	10
1.4.3. Etapa de Laboratório	11
1.4.3.1 - <i>Petrografia</i>	11
1.4.3.2 - <i>Litoquímica</i>	12
1.4.3.3 - <i>Análise Geocronológica</i>	14
1.4.3.4 - <i>Sistema de Informações Geográficas (SIG)</i>	15
II – CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA	16
2.1. O BATÓLITO PELOTAS E OS SISTEMAS VULCÂNICOS E SUBVULCÂNICOS RIOLÍTICOS.....	16
2.1.1. O Batólito Pelotas.....	19
2.1.2. Sistemas vulcânicos e subvulcânicos riolíticos do Batólito Pelotas.....	22
3. REFERÊNCIAS.....	24
III - ARTIGO ACEITO PARA A PUBLICAÇÃO NO JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES: Carta de aceite do artigo submetido	30

I - INTRODUÇÃO

A grande maioria das rochas magmáticas encontradas nas áreas de escudos no Sul do Brasil teve formação durante a orogenia Brasileira, que envolveu subducção de crosta oceânica (800-700 Ma) e eventos colisionais entre continentes e arcos magmáticos (cerca de 700-500 Ma), levando à consolidação da Pangea como um supercontinente (Brito Neves & Cordani 1991; Brito Neves *et al.*, 2014). Estas rochas estão dispostas em um embasamento metamórfico de idade Paleoproterozoica (Hartmann *et al.*, 1999; Soliani *et al.*, 2000) e sua origem está relacionada com magmatismo pós-colisional, com idades entre 650-550 Ma (Bitencourt & Nardi, 2000). O pós-colisional é definido como o evento que sucede a colisão (Liégeois 1998; Bonin *et al.*, 2004), ou seja, o início do pós-colisional ocorre após o pico do metamorfismo representado pelo último estágio compressional da orogenia. Este período complexo é marcado por grandes movimentos horizontais de blocos ao longo de grandes cinturões de cisalhamento transcorrente, delaminação de litosfera, rifteamento, subducção de pequenas placas oceânicas e vulcanismo associado à sedimentação em bacias do tipo *strike-slip*.

O estágio pós-colisional no extremo sul do Brasil é marcado por um volumoso magmatismo junto às principais zonas de cisalhamento transcorrentes que compõem o Cinturão de Cisalhamento Sul-Brasileiro (CCSB; Bitencourt & Nardi 1993, 2000). Esta estrutura regional é importante por facilitar a ascensão e posicionamento de um importante volume de fusões mantélicas e também por ter promovido descompressão em níveis superiores do manto, reativando assim as fontes anteriores de magmatismo cálcio-alcálico pré-colisional (Bitencourt & Nardi 2000).

As porções oeste e noroeste da região representam as áreas menos deformadas, com sequências vulcano-sedimentares na Bacia do Camaquã depositadas durante este intervalo de tempo (650-530 Ma) e intrudida por associações plutônicas com a mesma evolução geoquímica, como observado na parte oriental. Granitóides cálcico-alcálico alto-K, associações plutono-vulcânicas shoshoníticas e alcalinas saturadas em sílica mostram idade variando de 650-530 Ma.

O estágio pós-colisional na porção oriental da região é marcada pelo Cinturão de Cisalhamento Sul-Brasileiro com volumoso magmatismo, constituindo o Batólito de Pelotas (Philipp *et al.*, 2000), que inclui granitóides cálcico-alcálicos alto-K sin-

transcorrentes e granitos leucocráticos peraluminosos que evoluem para granitoides com afinidade shoshonítica e eventualmente granitos predominantemente alcalinos metaluminosos tardi a pós-transcorrentes. Exceto os granitos leucocráticos peraluminosos, todos os tipos de granitoides estão associados com magmatismo básico representado por enclaves máficos microgranulares, diques, e componentes máficos em sistemas de *co-mingling*. Magmas toleíticos continentais e basálticos ligeiramente alcalinos foram identificados entre esses componentes máficos (Bitencourt & Nardi, 2000).

Estudos anteriores sugerem que as rochas vulcânicas e subvulcânicas de composição ácida do Batólito Pelotas estariam geneticamente relacionadas com os granitoides mais diferenciados do Suíte Dom Feliciano (550-570 Ma) (Fragoso-César, 1991; Philipp, 2000), mas poucos dados têm sido apresentados para corroborar esta hipótese (Almeida *et al.*, 1991; Philipp *et al.*, 1998; Zanon *et al.*, 2006). Segundo Sommer *et al.* (2012), estão geograficamente associados a três domínios do Pelotas Batólito, que ocorrem normalmente paralelos a estruturas NE-SW: domínio sudoeste, domínio central e domínio nordeste.

No domínio sudoeste ocorrem os únicos registros de manifestações vulcânicas do Batólito Pelotas, representados por depósitos efusivos e piroclásticos,

O domínio central é caracterizado por um enxame de diques ácidos métricos a decamétricos, com orientação dominante N10°W e N-S que ocorrem na região dos municípios de Pinheiro Machado e Piratini, RS (Riolito Asperezas; Enxame de diques de Piratini) (Almeida *et al.*, 1990; 1991; Zanon *et al.*, 2005).

O domínio nordeste apresenta rochas ácidas subvulcânicas formalmente nomeadas como Riolito Ana Dias (RAD), objeto deste trabalho. É constituído por rochas hipabissais que ocorrem como um corpo intrusivo raso alongado, e na forma de diques métricos com direção principal S-SW.

Neste trabalho serão apresentados e interpretados novos dados que permitirão tecer considerações sobre aspectos genéticos e evolutivos do Riolito Ana Dias e sua possível correlação com o magmatismo mais diferenciado do Batólito Pelotas.

1.1. ESTRUTURA 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 e descrição do objeto da pesquisa de mestrado, onde estão sumarizados os objetos e a filosofia de pesquisa desenvolvida, além da metodologia utilizada para obtenção dos resultados;
- b) O estado da Arte sobre o tema de pesquisa;
- c) Referências bibliográficas citadas 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, aceito para publicação na revista Journal of South American Earth Sciences.

1.2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A região do Cerro Ana Dias está localizada ao sul do município de Butiá, RS. A área do projeto é delimitada pelos meridianos 53°45' W e 53°50' W e paralelos 30°05' S e 30°15' S, abrangida pelas cartas topográficas (1:50.000) Passo das Canas (Folha SH-22-Y-A-III-4) e Quitéria (Folha SH-22-Y-B- I-4), da Diretoria de Serviço Geográfico do Exército.

O principal acesso à região, partindo-se de Porto Alegre, é feito pela BR-290, por cerca de 83 km até o município de Butiá (Fig. 1). A partir deste, segue-se por estrada secundária em direção ao sul, por aproximadamente 40 km, até as proximidades da região de Quitéria.

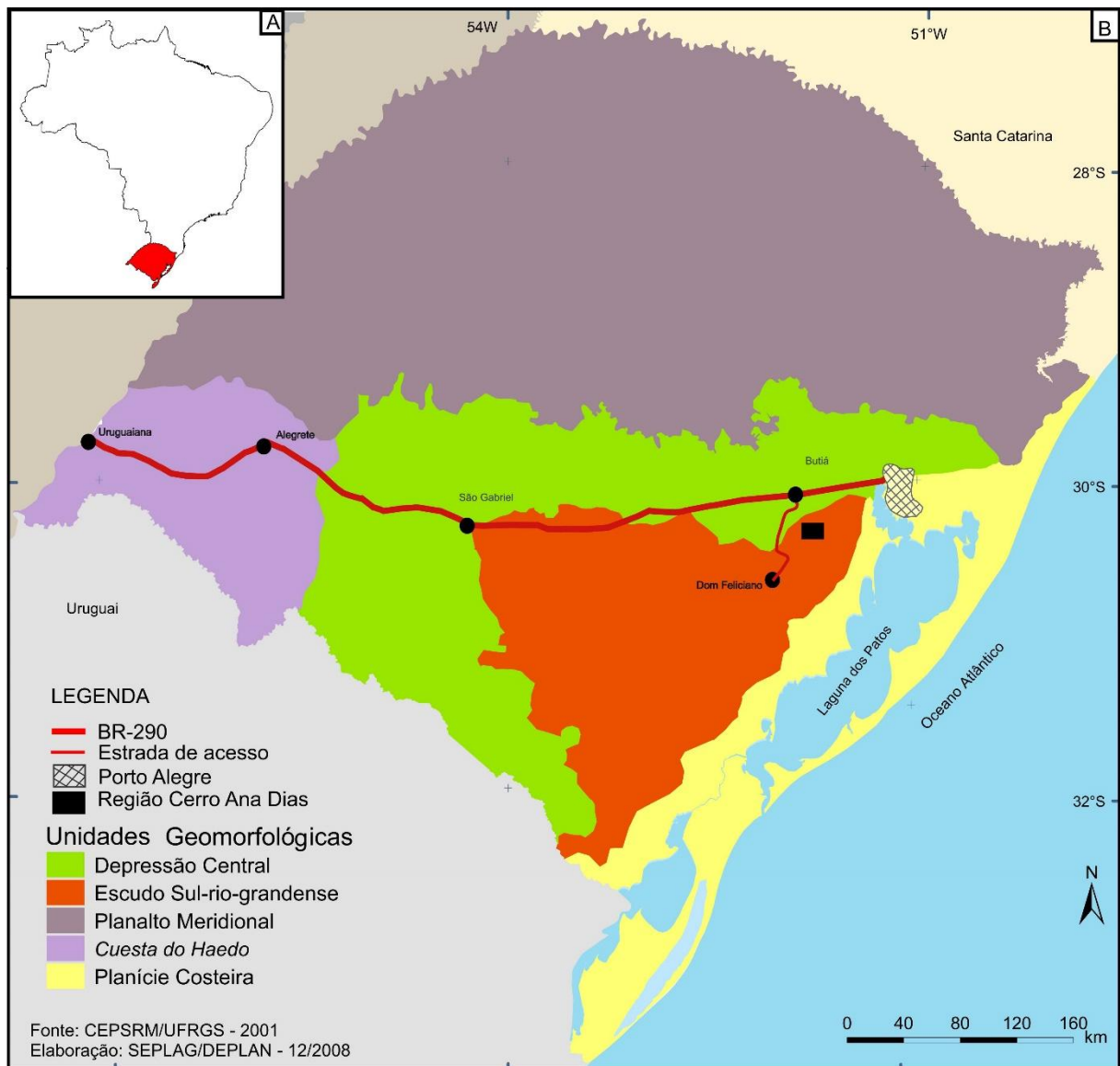


Figura 1 – Mapa Geomorfológico do RS e localização da área de estudo demarcada no quadrado preto.

1.3. OBJETIVOS

Este estudo tem por objetivo geral a caracterização geológica e petrológica das rochas subvulcânicas ácidas relacionadas ao Cerro Ana Dias, na região de Quitéria, RS. Como objetivos específicos, destacam-se:

a) mapeamento geológico de detalhe do corpo subvulcânico, investigando a relação deste corpo com as rochas encaixantes e geração de um mapa geológico que represente a distribuição espacial das rochas;

b) descrição petrográfica de detalhe da variação litológica relacionado ao corpo subvulcânico, destacando-se estruturas, variações texturais e mineralógicas, de forma a permitir a individualização de prováveis fácies;

c) caracterização geoquímica dos elementos maiores, traços e elementos terras raras. O tratamento dos dados de litoquímica permitirá a caracterização das rochas riolíticas quanto a sua afinidade geoquímica, e a construção de hipóteses sobre a gênese e evolução do magmatismo.

d) correlação dos dados obtidos com os descritos para outras ocorrências de riolitos no Batólito Pelotas. Estes resultados serão fundamentais no estudo das correlações com o magmatismo granítico tardio, vinculado aos eventos finais de evolução do Batólito de Pelotas e relacionado aos estágios pós-colisionais do ciclo orogênico Brasileiro/Pan-africano.

1.4. MATERIAIS E MÉTODOS

1.4.1. Etapa De Aquisição/Compilação De Dados

A etapa pré-campo envolveu, além de uma revisão bibliográfica, técnicas de sensoriamento remoto e cartografia digital. O objetivo desta fase do projeto foi agrupar e organizar todas as informações disponíveis publicadas sobre o Riolito Ana Dias, obtendo embasamento teórico sobre conceitos, metodologias, técnicas e interpretação geológica preliminar da área, além de permitir a delimitação de locais apropriados para a coleta dos dados de campo.

1.4.1.1 - Revisão Bibliográfica

Foi realizada a leitura de livros, periódicos científicos, resumos publicados em anais de eventos, teses, dissertações, monografias. Também foram feitos, bem como a aquisição de informações, mapas e figuras relativos ao contexto geológico regional da área estudada e qualquer outra informação adicional disponível sobre este trabalho.

1.4.1.2 - Sensoriamento Remoto e Cartografia Digital em Base SIG

O processamento digital de imagem de satélite foi realizado nesta etapa na tentativa de uma investigação geológica e geográfica indireta da área. Foi utilizado o recorte da Sub-cena da imagem do satélite LandSat-5, TM, órbita 222/081 de data 19/12/1995, em diferentes composições falsa-cor (RGB), sendo processadas no programa ENVI 4.5. O resultado alcançado não foi satisfatório, devido a uma alta quantidade de corpos graníticos cuja assinatura espectral era muito semelhante ao corpo riolítico estudado.

Os dados planialtimétricos foram obtidos através das folhas Passo das Canas (SH-22-Y-A-III-4) e Quitéria (SH-22-Y-B- I-4), da Diretoria de Serviço Geográfico do Exército, escala 1:50.000, do Serviço Geográfico do Exército do Brasil, junto à mapoteca do Departamento de Geodésia do IGEO/UFRGS. Também foram utilizadas imagens do *Google Earth* em diferentes escalas no auxílio ao reconhecimento da área.

Com o uso do software ArcGIS 10 foi gerado um banco de dados digital em Sistema de Informações Geográficas (SIG), contendo base cartográfica com principais acessos, drenagens, contatos litológicos, estruturas como falhas e fraturamentos, que foi atualizado constantemente até o final do trabalho, com a inserção dos dados gerados em todas as etapas, com o auxílio de diversos softwares.

1.4.2. Etapa de Campo

A etapa de campo foi realizada através de perfis geológicos ao longo do corpo do Riolo Ana Dias e nas rochas encaixantes. Foi feita a descrição de afloramentos e aquisição de fotografias gerais, panorâmicas e de detalhe. Também foi realizada a coleta de amostras de rochas frescas para os trabalhos de petrografia, litoquímica e análise geocronológica. Os afloramentos foram descritos, georreferenciados com um receptor GPS e plotados na carta topográfica Quitéria.

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

1.4.3. Etapa de Laboratório

Os métodos de trabalho desta etapa são diversos, sobrepondo-se e complementando um ao outro; porém, para o melhor entendimento, estão separados em quatro grupos principais: petrografia, litoquímica, geocronologia e SIG.

1.4.3.1 - Petrografia

A etapa de laminação foi realizada no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências/UFRGS. As amostras foram serradas e cortadas em fatias retangulares de aproximadamente 1 cm de espessura denominada esquírola. Posteriormente, esta fatia foi desbastada com lixas de diferentes granulações (120, 220, 600, 1.200, 2.500 e 4.000 grana) e submetida a processos de abrasão com abrasivos progressivamente mais finos, a base de carbetto de silício (900 μm) e óxido de alumínio (9,5 μm). O polimento foi feito através da politriz, com uma frequência de 100 rotações por minuto (rpm), durante 5 minutos, com a utilização de um abrasivo a base de alumina (0,3 μm). Ao final desta sequência de procedimentos, a fatia de rocha colada no vidro com a espessura correta (0,30 mm) está apta para a observação ao microscópio petrográfico de luz transmitida.

As descrições petrográficas e fotografias foram realizadas junto ao Departamento de Mineralogia e Petrologia (DEMIPE) do Instituto de Geociências (IGEO) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS).

Com o auxílio de uma lupa binocular da marca Carl Zeiss-Jena, com possibilidades de aumento variando de 10 a 100x, foram descritas as amostras e posteriormente fotografadas.

Foi utilizado para a descrição das lâminas delgadas um microscópio petrográfico binocular de luz transmitida da marca Meiji Techno, modelo ML9720, objetivas com 10x de aumento e três possibilidades de lentes de aumento (2,5x, 10x e 40x). As fotomicrografias foram adquiridas por uma câmera acoplada a um microscópio petrográfico de luz transmitida da marca Leica e a um computador, junto ao Departamento de Mineralogia e Petrologia do IGEO/UFRGS.

O principal objetivo das descrições petrográficas, tanto macro quanto microscópicas, foi a separação dos litotipos vulcânicos de acordo com suas principais características litológicas, minerais, estruturais e texturais

1.4.3.2 - Litoquímica

Para obtenção dos dados litoquímicos foram preparadas 31 amostras, em rocha total, sendo 28 do corpo principal e três de diques do Riolito Ana Dias. 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 (ETR).

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

A técnica de espectrometria de emissão atômica por plasma indutivamente acoplado (*ICP-AES – Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry*) foi utilizada para a quantificação de óxidos de elementos maiores (Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ti e P), com limite de detecção de 0,01% e alguns elementos traço (Sc, Be, V, Ba, Sr, Y e Zr), com limite de detecção variando de 1 até 5 ppm.

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

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

Através de três fluxos distintos de argônio em três cilindros concêntricos de quartzo, a tocha de plasma é alimentada. No mais interno é inserida a amostra

através de um nebulizador (pneumático ou tangencial, com uma taxa controlada por uma pequena bomba peristáltica). No cilindro intermediário passa um segundo fluxo de argônio auxiliar, que é “semeado” com elétrons livres, interagindo com o campo magnético e adquirindo energia suficiente para a ionização inicial do gás. Os íons de argônio percorrem trajetórias circulares (helicoidais) em torno das linhas de força axiais do campo magnético induzido, impactando nos átomos de argônio e produzindo constantemente novos íons para repor os que se recombinaram com elétrons. O cilindro externo tem como função canalizar argônio para refrigeração e estabelecer um fluxo tangencial dentro da tocha, evitando que o plasma entre em contato direto com os cilindros de quartzo. O consumo de argônio é de aproximadamente $1\text{m}^3/\text{h}$. A amostra passa pelo meio do plasma toroidal e a região de emissão máxima da amostra fica acima da região mais quente. A luz emitida é focalizada para um espectrômetro, onde as linhas de emissão são dispersas para diferentes posições angulares com auxílio de uma grade de altíssima resolução espectral. A detecção destas linhas é comparada às linhas de calibração e suas intensidades convertidas em concentrações (Hinrichs, 2009).

A técnica de Espectrometria de Massa por Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-MS) é semelhante a do ICP, mas com incremento da espectrometria de massa o que aumenta a abrangência do ICP. Foi utilizado o ICP-MS para a quantificação dos demais elementos traço e elementos terras raras (ETR), com limite de detecção de 0,005 a 2 ppm.

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

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

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

O software *Geochemical Data Toolkit* (GCDKit), versão 2.3, elaborado por Janoušek *et al.* (2006), foi utilizado para a visualização das composições químicas das amostras em gráficos binários e diagramas e para o cálculo da mineralogia normativa. Foi de fundamental importância a geração destes gráficos, diagramas e cálculos, para o desenvolvimento do trabalho, permitindo assim 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.

1.4.3.3 - Análise Geocronológica

Uma amostra de riolito do Cerro Ana Dias foi selecionada, sendo britada, moída e peneirada no Laboratório de Preparação de Amostras do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq), do IG-UFRGS e enviada ao Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGEO) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP) para a análise isotópica, com o uso do espectrômetro de massa do modelo NEPTUNE.

A preparação de amostras tem como objetivo a separação de cristais de zircão para posterior confecção de seções polidas com concentrados desta fase mineral. Esta etapa é realizada através de diversos procedimentos que são baseados nas principais características do zircão: alta densidade e ausência de magnetismo.

A desagregação da amostra, para frações centimétricas (~5 cm), foi realizada com marreta e prensa hidráulica, para posterior introdução no britador de mandíbulas, reduzindo a amostra para frações de ± 2 cm. A amostra foi peneirada em malha de 0,5 cm e introduzida no moinho de discos, onde a amostra ficou em frações menores que 0,5 mm. Após novo peneiramento em malha de 0,5 mm, foi obtido uma fração muito fina da amostra e então levada a bateia, onde as frações pouco densas foram excluídas da amostra.

A separação eletromagnética foi realizada com o concentrado de minerais densos da amostra usando o separador eletromagnético *Frantz*, que gera diversos concentrados separados por diferentes amperagens. Minerais como zircão, apatita e rutilo tendem a se concentrar em frações de baixa amperagem. Esse concentrado foi

levado a uma lupa de mesa, para a separação de cristais de zircão, que foram usados na confecção de seções polidas e posteriormente imageadas por elétrons retroespalhados e cátodoluminescência.

Foram selecionados zircões sem imperfeições, fraturas e inclusões minerais para serem analisados por LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer*) para determinação das razões isotópicas de U-Pb. O LA-ICP-MS é um espectrômetro de massa por ionização acoplada por plasma com ablação a laser. Utiliza um feixe de laser com diâmetro de massa por ionização da superfície dos cristais de zircão *in situ*, sem a necessidade de pré-tratamento químico. As análises utilizam um padrão natural de zircão (GJ-1) (Jackson *et al.*, 2004) e um padrão sintético (NIST) para comparação. Com o uso de um microscópio ótico e de um computador o operador mira os pontos da pastilha com zircões selecionados a serem analisados.

1.4.3.4 - Sistema de Informações Geográficas (SIG)

Foi gerado um banco de dados com o uso do programa Arcgis 10 contendo as informações geológicas de todos os pontos checados e georreferenciados em campo, visando à plotagem no mapa digital. O software foi utilizado para traçar contatos e delimitar as diferentes litologias encontradas na região de estudo, integrando o uso de imagens de satélite, fotografias aéreas e dados de campo. A partir disso, foram gerados produtos como o mapa geológico da área estudada e o mapa de pontos e localização, ambos na escala 1:50.000.

II – CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA

2.1. O BATÓLITO PELOTAS E OS SISTEMAS VULCÂNICOS E SUBVULCÂNICOS RIOLÍTICOS

A porção meridional da província Mantiqueira no Estado do Rio Grande do Sul é representada pelo Escudo Sul-Rio-Grandense (Almeida *et al.*, 1981), que é constituído, principalmente, por rochas relacionadas a colagem do Brasiliano (Neoproterozoico), com um embasamento metamórfico de idade Paleoproterozoica (Hartmann *et al.*, 1999; Soliani Jr. *et al.*, 2000).

O Escudo Sul-Rio-Grandense é composto por um antigo núcleo cratônico denominado de Cráton Rio de La Plata, representado pelo Terreno Taquarembó, que se encontra envolto pelo Cinturão Dom Feliciano (Hartmann *et al.*, 2007). Este cinturão é composto, de oeste para o leste, pelos Terrenos São Gabriel e Tijucas e pelo Batólito Pelotas.

Fragoso César (1991) propôs um modelo de evolução mais detalhado, no qual o Escudo Sul-Rio-Grandense seria formado por dois cinturões móveis brasilianos, justapostos tectonicamente e com evoluções distintas. Estes cinturões estariam relacionados à superposição de orogenias produzidas pelos oceanos Adamastor e Charrua, marginais ao Continente Rio de La Plata. O Oceano Adamastor, situado a leste, seria responsável pelas orogenias do Cinturão Dom Feliciano, e o Oceano Charrua, situado a oeste, estaria envolvido nas orogenias da região ocidental do escudo.

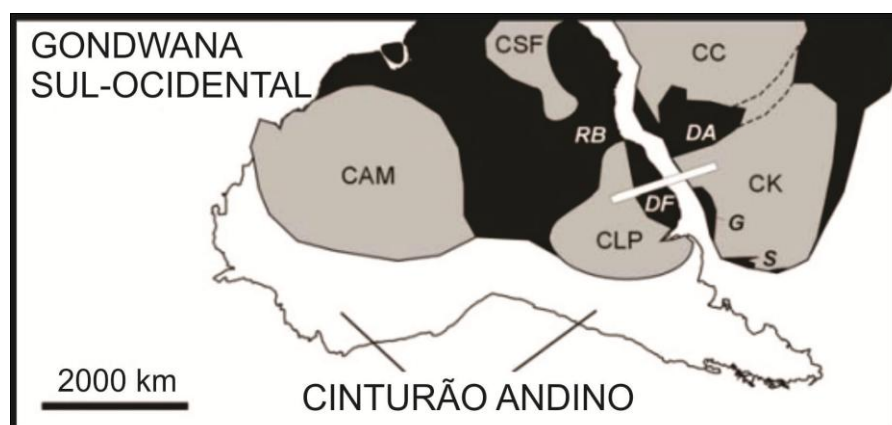


Figura 2 - Panorama paleogeográfico do Gondwana Sul-ocidental, mostrando as massas cratônicas (cinza claro) e os cinturões orogênicos Neoproterozoicos (escuro) e a posição aproximada do perfil paleotectônico (faixa branca) mostrado na Figura 3; crátons: CAM – Amazônico; CSF – São Francisco; CC – Congo; CK – Kalahari; CLP – Rio de La Plata; cinturões Neoproterozoicos: DF – Dom Feliciano; RB – Ribeira; DA – Damara; G – Gariep; S – Saldania; o Cinturão Andino teve sua evolução posicionada no Fanerozoico. Fonte: Borba (2006).

Uma interpretação evolutiva foi proposta por Fragoso César *et al.*, (1986; 1991), a partir de conceitos de Tectônica de Placas, no qual as rochas granitoides da porção central do Cinturão Dom Feliciano (Batólito Pelotas) representariam uma raiz de um arco magmático exumado, seguido de um evento de colisão com os Crátoms Rio de La Plata e Kalahari (Fig. 3). O início da subducção da litosfera oceânica sob uma margem continental ativa se daria após a colisão. Este processo teria provocado um grande encurtamento e espessamento crustal, correspondente ao período de colisão continental que seria responsável pela geração de grandes volumes de magmas ácidos correspondentes a Suíte Pinheiro Machado e Suíte Cordilheira. A transição do período de colisão para o soerguimento pós-colisional teria sido marcada pela última fase compressiva do Cinturão Dom Feliciano, seguida por reativações de grandes lineamentos e deformações rúpteis associadas e formação de vários plutonitos como os da Suíte Dom Feliciano e Encruzilhada do Sul.

Dois eventos tectônicos foram propostos por Chemale (2000) e Fernandes *et al.* (1995) para explicar a configuração atual do Escudo Sul-Rio-Grandense. O primeiro constituiria um evento deformacional transversal ao alongamento do orógeno Dom Feliciano, definido por processos de empurrão que gerariam zonas de cisalhamento sub-horizontais com transporte tectônico de E para W. O segundo evento seria caracterizado como uma deformação longitudinal ao orógeno, onde a deformação seria acomodada por zonas de cisalhamento transcorrentes, com lineações de estiramento paralelas ao alongamento do Cinturão Dom Feliciano. Este evento estaria associado à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal Canguçu, durante suas diversas fases de reativações (Fernandes *et al.*, 1989).

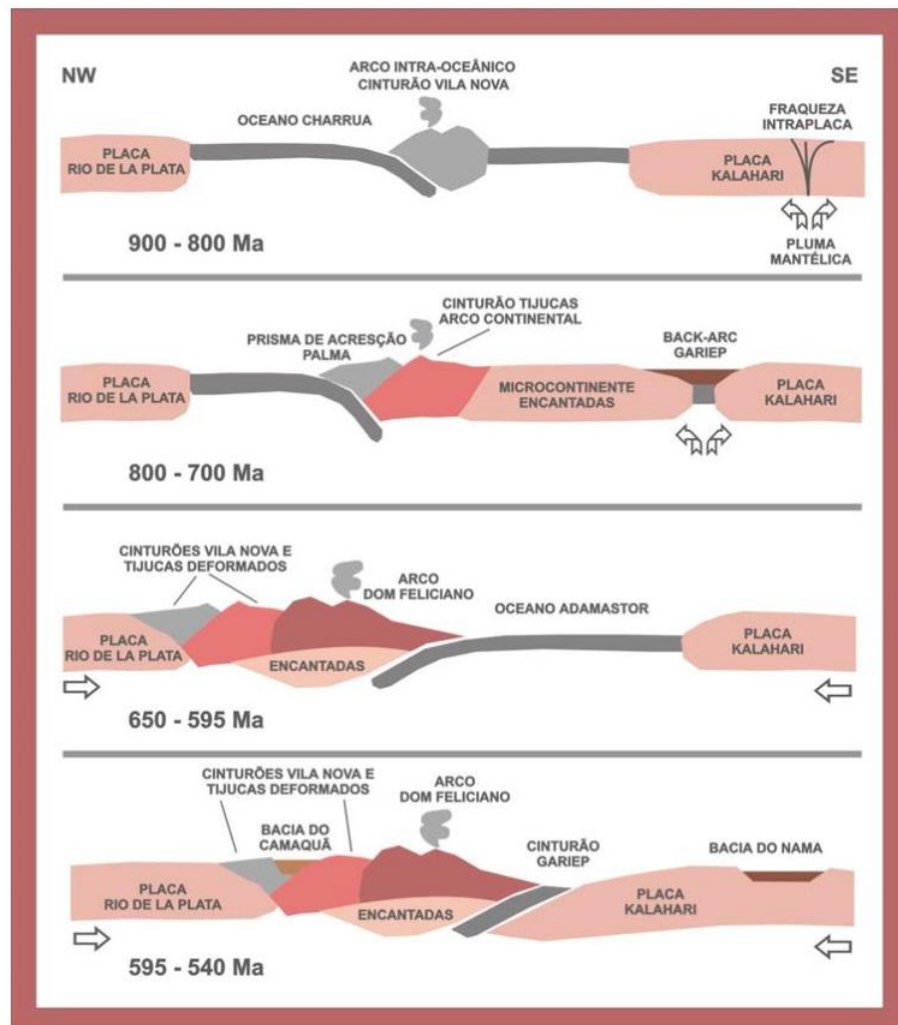


Figura 3 – Modelo evolutivo para o Cinturão Dom Feliciano, orógeno formado pela convergência dos crátões Rio de la Plata (América do Sul) e Kalahari (sul da África), e responsável pela configuração do Escudo Sul-Rio-Grandense (modificado de Chemale Jr., 2000); posição aproximada no Gondwana sul-ocidental na Figura 2. Fonte: Borba (2006).

Nardi & Bitencourt (2007) e Philipp *et al.* (2007) sugerem, através de dados estruturais, geoquímicos e geocronológicos, que a formação do Cinturão Dom Feliciano seria resultante predominantemente por episódios magmáticos associados ao período pós-colisional, relacionados ao final da evolução do Neoproterozoico do sul do Brasil. O magmatismo pós-colisional seria controlado em diversas etapas, pela mesma descontinuidade de escala litosférica, ativa entre 650 e 580 Ma, denominado Cinturão de Cisalhamento Sul-Brasileiro (CCSB) (Fig. 3) (Nardi & Bitencourt, 2007). Este cinturão é representado por diversas zonas de cisalhamento anastomosadas, de espessura quilométrica e cinemática predominantemente transcorrente. A maior parte dessas zonas é subvertical, com direção variável entre NS e N60E, e deslocamento horário ou anti-horário.

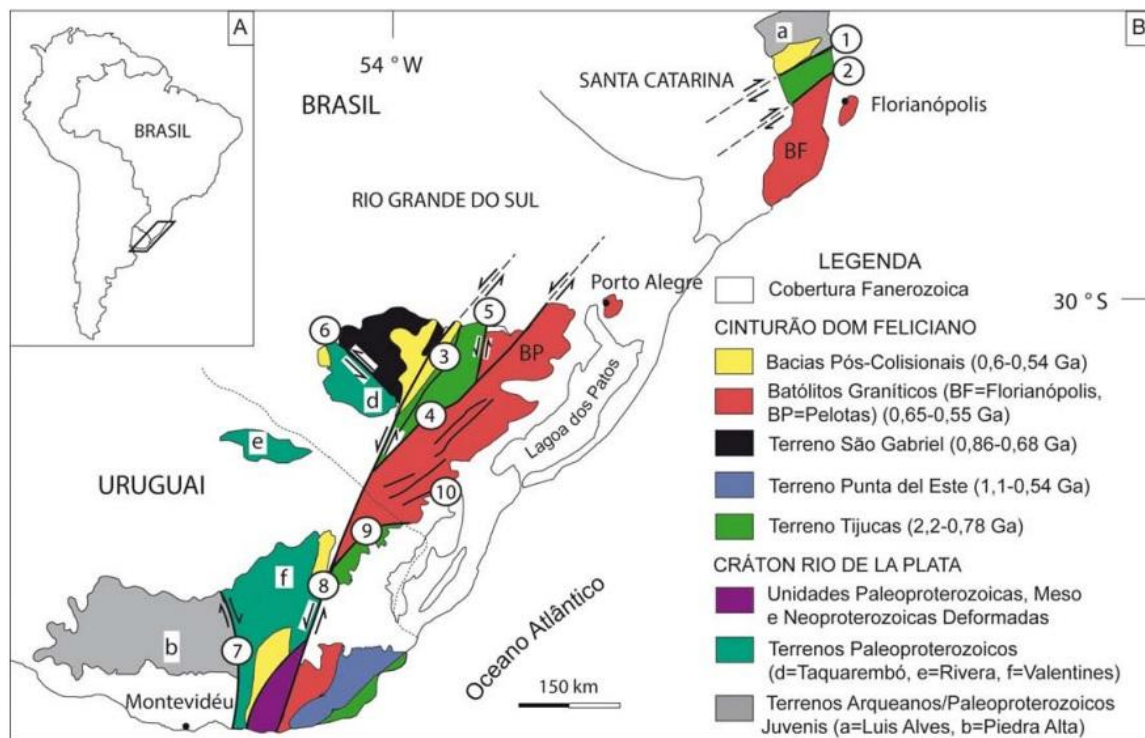


Figura 4 - Mapa geral de localização e correlação das unidades geotectônicas. A) Localização da área estudada na América do Sul. B) Principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e Uruguai. Principais zonas de cisalhamento: 1- Itajai-Perimbó; 2- Major Gercino; 3- Santana da Boa Vista; 4- Dorsal de Canguçu; 5- Passo do Marinheiro; 6- Ibaré; 7- Sarandi del Yí; 8- Sierra Ballena; 9- Cerro Amaro; 10- Arroio Grande. Modificado de Philipp *et al.* (2013) e Oyhantçabal *et al.* (2010).

2.1.1. O Batólito Pelotas

O Batólito Pelotas (Fig. 5) localiza-se na porção central do Cinturão Dom Feliciano e foi descrito originalmente como uma área estável, composta por uma associação de rochas cristalinas Pré-cambrianas e denominada “Cráton Dom Feliciano” (Picada *et al.*, 1971; Issler *et al.*, 1972 apud Philipp *et al.*, 2000). O termo Batólito Pelotas foi definido por Fragozo César *et al.* (1986) para agrupar o complexo plutônico como um batólito composto, multi-intrusivo e polifásico, cuja evolução estaria relacionada à evolução da colagem Brasiliana (Frantz & Remus, 1986; Soliani Jr., 1986; Figueiredo *et al.*, 1990; Philipp, 1990).

O magmatismo de grande volume no Batólito Pelotas teria sua origem entre 650 e 580 Ma, e foi atribuído a um ambiente de arco magmático acima da zona de subducção do Oceano Adamastor, com mergulho para oeste (Fernandes *et al.*, 1995) ou de um oceano localizado a oeste do Batólito Pelotas e mergulhando para leste (Chemale Jr., 2000). Entretanto, Philipp *et al.* (2000), Philipp & Machado (2002), assim como Bitencourt & Nardi (2000), sugerem que a geração do

magmatismo do Batólito Pelotas estaria associada a ambientes pós-colisionais associados aos processos finais da colagem Brasileira.

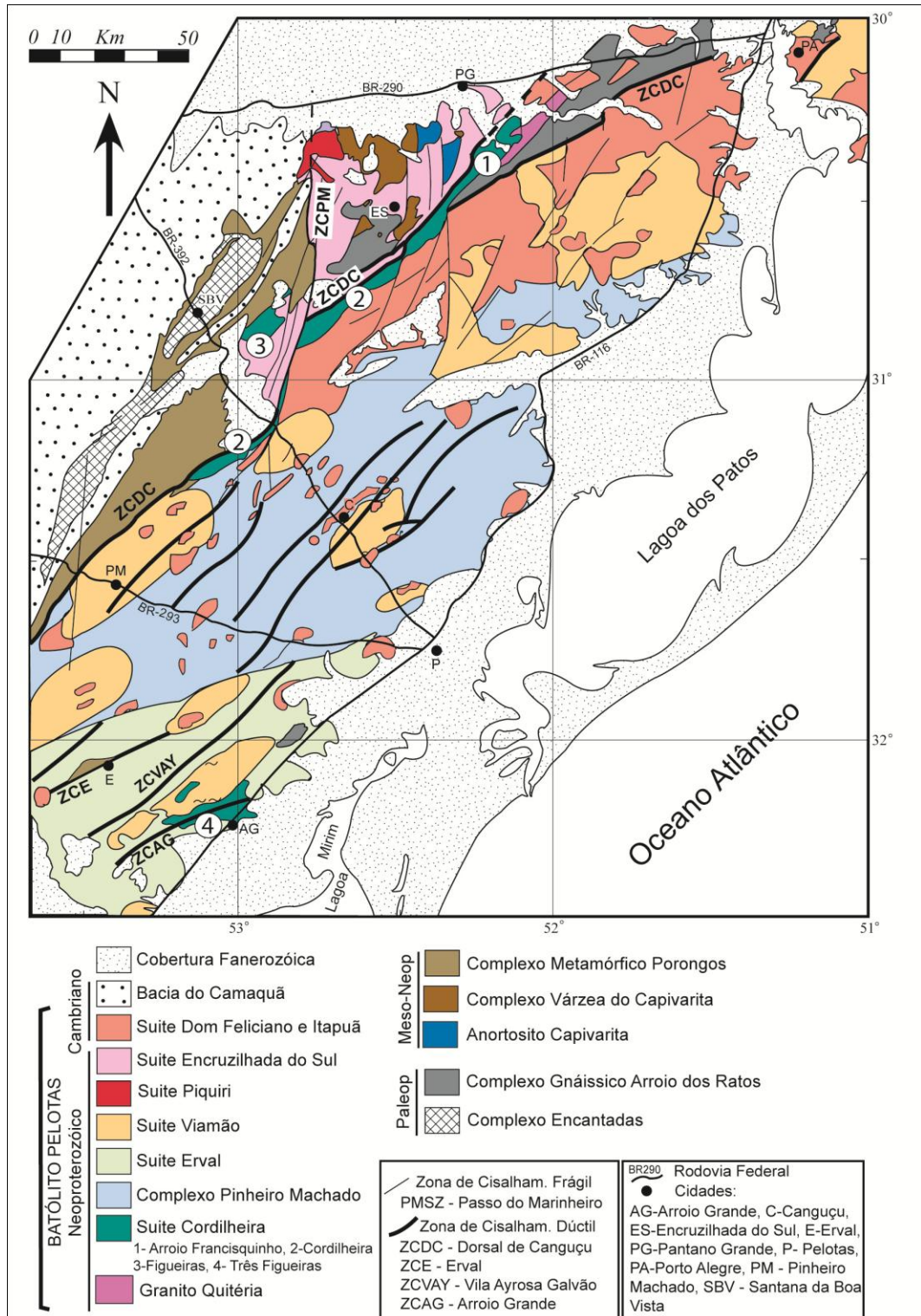


Figura 5 – Mapa geológico do Batólito Pelotas. Granitos da Suíte Cordilheira: 1 – Granito Butiá, 2 – Granito Arroio Francisquinho, 3 – Granito Cordilheira, 4 – Granito Figueiras e 5 – Granito Três Figueiras (a partir de Philipp *et al.*, 2009).

O Batólito Pelotas, segundo levantamentos geológicos e geofísicos de Shukowsky & Mantovani (1991) e Hallinan (1993), tem cerca de 400 km de comprimento e larguras, variando de 80 a 120 km. Possui continuidade para norte, no estado de Santa Catarina, e para sul, no Uruguai. O Batólito Pelotas é composto essencialmente por suítes granitoides relacionadas a uma grande variedade de xenólitos de rochas metamórficas de alto e baixo grau (Philipp, 1998; 2001). Esta estrutura granítica complexa é marginada por espessas faixas miloníticas transcorrentes sinistrais de direção em torno de NE-SW (Fragoso César, 1991).

O Batólito Pelotas é composto por sete unidades graníticas, sendo o granito Quitéria o mais antigo com ~650Ma, seguido pela Suíte Cordilheira com 640-620 Ma, o Complexo Pinheiro Machado e as suítes Erval e Viamão com 625-615 Ma, a Suíte Piquiri com 615-610 Ma e as Suítes Dom Feliciano e Itapuã com 600-550 Ma (Fragoso Cesar *et al.*, 1986; Philipp *et al.*, 2000, 2002, 2007, 2013; Philipp & Machado, 2005; Oliveira *et al.*, 2001). De acordo com essa subdivisão o Riolito Ana Dias e a Suíte Dom Feliciano possuem correlação geoquímica.

A **Suíte Dom Feliciano (SDF)** é a mais jovem do Batólito Pelotas. As rochas desta unidade são intrusivas nas suítes Pinheiro Machado e Viamão e no Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos. Seu posicionamento posterior às estruturas transcorrentes do evento D2. A SDF ocupa cerca de 20% em área do batólito e suas exposições se concentram na porção norte, onde fazem contato a oeste com a Suíte Cordilheira e o Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos, enquanto a leste o contato é com as suítes Pinheiro Machado e Viamão. A SDF caracteriza-se por uma grande homogeneidade composicional, estrutural e petrográfica, e presença de sienogranitos que predominam sobre os ortoclásio-microclínio granitos, quartzosienitos e sienitos. O principal corpo da suíte é lenticular e orientado na direção N50° - 60°E, com cerca de 180 km de comprimento e 15 a 45 km de largura. Os corpos desta ocorrência, embora alongados, mostram colocação posterior às zonas de Cisalhamento D2, registrando apenas em alguns deles uma deformação dúctil incipiente. Segundo Philipp (1998), a semelhança composicional e geoquímica da porção mais diferenciada desta suíte com os diques riolíticos encontrados em várias regiões do batólito (Pedras Altas, Coxilha do Fogo, Canguçu, Mariana Pimentel, Barão do Triunfo, Barra do Ribeiro e Porto Alegre), sugere o vínculo genético entre ambos. Os enxames de diques félsicos das regiões de Porto Alegre, Mariana Pimentel, Canguçu, Piratini e Pinheiro Machado estão intimamente associados com diques máficos, constituindo diques compostos (Philipp *et al.*, 1995; Philipp, 1998). A

relação dos diques com os granitos da suíte é, até o momento, apenas espacial e carece de dados que permitam a sua correlação. Dados Rb-Sr mostram idades de referência de 572 ± 10 Ma (Cordani, 1974) e 550 Ma (Teixeira, 1982), com idade isocrônica de 547 ± 17 Ma (granitos e pegmatitos da cidade de Cristal), 544 ± 5 Ma (Granito Arroio dos Ladrões – Soliani Jr., 1986), 550 ± 6 Ma dos granitos equigranulares de Cristal e Dom Feliciano (Fragoso Cesar, 1991) e 560 ± 12 Ma dos riolitos da Serra das Asperezas (Soliani Jr., 1986). A idade obtida pelo método U-Pb TIMS em zircão para o Granito Ponta Grossa, indicou 600 Ma (Philipp *et al.*, 2007).

2.1.2. Sistemas vulcânicos e subvulcânicos riolíticos do Batólito Pelotas

As manifestações vulcânicas e sub-vulcânicas riolíticas de idade neoproterozoica do Rio Grande do Sul são correlacionadas a um intenso magmatismo ácido, vinculado a diferentes associações petrotectônicas do Escudo Sul-Rio-Grandense. Os maiores volumes deste vulcanismo ocorrem na Bacia do Camaquã (centro-oeste do Escudo) e, subordinadamente, no Batólito Pelotas (leste do Escudo) (Sommer *et al.*, 2012).

Embora as rochas vulcânicas e subvulcânicas de composição ácida do Batólito Pelotas tenham sido geneticamente relacionadas com os granitoides mais diferenciados do Suíte Dom Feliciano (550-570 Ma) (Fragoso-César, 1991; Philipp, 2000), poucos dados têm sido apresentados para corroborar esta hipótese (Philipp *et al.*, 1998; Zanon *et al.*, 2006). Segundo Sommer *et al.* (2012), os sistemas vulcânicos e subvulcânicos do Batólito Pelotas estão geograficamente associados a três domínios principais, que ocorrem normalmente paralelos a estruturas NE-SW: domínio sudoeste, domínio central e domínio nordeste.

No domínio sudoeste, na região de Herval– RS, ocorrem os únicos registros de manifestações vulcânicas do Batólito Pelotas, representados por depósitos efusivos e piroclásticos, distribuídos em duas feições geomorfológicas de destaque: Cerro Chato e Cerro Partido.

O Cerro Chato é constituído por depósitos piroclásticos e efusivos. A sequência piroclástica é caracterizada por ignimbritos com elevado grau de soldagem e com predomínio da fácies enriquecidas em cristais. São caracterizados pela abundância de cristaloclastos e fenocristais de feldspato alcalino e quartzo e pela textura eutaxítica, marcada pela orientação dos *fiamme*. A matriz é constituída por *shards* e cristaloclastos. Esferulitos são comuns e indicativos de processos de

desvitrificação em alta temperatura. Subordinadamente ocorrem ignimbritos reomórficos e ricos em líticos. Os depósitos efusivos são caracterizados por derrames riolíticos de textura porfirítica, com fenocristais de quartzo e feldspatos, envoltos por matriz afanítica hemicristalina. Estruturas de fluxo subverticais são comuns, e em algumas porções a rocha mostra-se holohialina com notável textura esferulítica.

O Cerro Partido é caracterizado por um corpo subvulcânico, alongado na direção NE-SW. É constituído por rochas riolíticas, com textura equigranular fina a glomeroporfirítica, com fenocristais de quartzo, K-feldspato e plagioclásio, envoltos por uma matriz equigranular fina, composta de plagioclásio, quartzo e K-feldspato.

Dados químicos preliminares obtidos para as rochas vulcânicas da região do Cerro Chato indicam este magmatismo como de afinidade alcalina e caráter metaluminoso a peraluminoso, com teores elevados de SiO₂, álcalis, FeOt/FeOt+MgO e índice agpaítico. Os riolitos do Cerro Partido foram classificados como alto-Ti e possuem elevados teores de CaO, P₂O₅, FeOt, MgO e K₂O quando comparados com os riolitos do Cerro Chato, definidos como baixo-Ti (Sommer et al., 2012).

O domínio central é caracterizado por um enxame de diques ácidos métricos a decamétricos, com orientação dominante N10°W e N-S que ocorrem na região dos municípios de Pinheiro Machado e Piratini, RS (Riolito Asperezas; Enxame de diques de Piratini) (Almeida *et al.*, 1990; 1991; Zanon *et al.*, 2005). Esses diques são intrusivos em unidades do Batólito Pelotas, mas ocorre preferencialmente na Suíte Granítica Dom Feliciano. Em algumas porções, estes corpos são afetados por zonas de cisalhamento rúptil-ducteis (N40° - 50°E). Os riolitos têm texturas porfirítica, a glomeroporfirítica, com matriz afanítica ou muito fina. A textura esferulítica é comum, principalmente nos diques menos espessos. Possuem afinidades cálcio-alcalina alto-K, e caráter metaluminoso a levemente peraluminoso, com A/CNK entre 0,9 e 1,1, e A/NK entre 1,0 a 1,6, tendo teores de SiO₂ entre 67 e 77% (Zanon *et al.*, 2005). A origem dos Diques Riolíticos Asperezas, conforme Fragozo César (1991), seria sin-plutônica e, portanto, a idade dos diques deve ser a mesma obtida nos granitos da Suíte Granítica Dom Feliciano. Através de evidências de contemporaneidade entre o magmatismo dos diques félsicos e máficos e pelo seu caráter tardio em relação às suítes graníticas mais jovens do Batólito Pelotas, Zanon *et al.* (2005) sugerem que estes dois tipos de magmatismo da região de Piratini foram gerados em ambiente intra-placa.

No domínio nordeste ocorre o Riólito Ana Dias (RAD) que foi primeiramente descrita por UFRGS (1978) e posteriormente por UFRGS (2006, 2007) como sendo constituído por rochas hipabissais que ocorrem como um corpo intrusivo raso alongado na direção principal SW-NE com dimensões de 18 x 4,5 km no acidente geográfico Cerro Ana Dias (região de Quitéria), e na forma de diques métricos cortando as unidades Granito Arroio Francisquinho, Granito Quitéria, Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos e Granodiorito Cruzeiro do Sul (UFRGS, 2006). Os diques possuem direção principal S-SW e dimensões variadas. Segundo UFRGS (2006), a unidade Riólito Ana Dias é constituída por rochas de cor avermelhada e textura porfírica, caracterizada por fenocristais de quartzo facetado, plagioclásio e K-feldspato subédricos, perfazendo cerca de 30% da rocha, em matriz microcristalina quartzo-feldspática, com teor subordinado de biotita. Os fenocristais de feldspato alcalino possuem textura de desequilíbrio, como corrosão parcial a total.

3. REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F. M.; Melo, C. 1981. A Bacia do Paraná e o vulcanismo mesozóico. *In*: Bistrichi, C.A.; Carneiro, C.D.R.; Dantas, A.S.L.; Ponçano, W.L. (Ed.). *Mapa geológico do Estado de São Paulo: nota explicativa*. São Paulo, Instituto de Pesquisas Tecnológicas. V.1. p. 46-77.
- Almeida, D.P.M.; Gomes, M.E.B.; Philipp, R.P.; Robaina, L.E.S.; Pintaúde, D.A. 1990b. Contribuição ao conhecimento dos granitóides alcalinos da Suíte Dom Feliciano do Batólito Pelotas, região de Torrinhas, RS, *Acta Geologica Leopoldensia*, v.XIII, 31: p. 59-72.
- Almeida, E. S.; Abreu de Castilhos, J. J.; Simon, A. F.; Avila, E. L.; Aumond, J. J.; Pinto, N. L. C.; Dal Santo, N. A & Infante, N. 1991. Observações Geomorfológicas na Praia do Forte, Ilha de Santa Catarina, Município de Florianópolis, SC. *GEOSUL*, 11: p. 38-54.
- Bitencourt, M. F.; Nardi, L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*. 30: p.184-187.
- Bitencourt, M. F.; Nardi, L. V. S., 1993. Late- to post-collisional Brazilian magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 65 (1), p. 3-16.

- Bonin B., 2004. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos*, 78, p. 1-24
- Brito Neves, B.B., Cordani, U.G., 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53, p. 23-40.
- Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Pimentel, M.M., 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3): 493-518.
- Chemale Jr., F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-Rio-Grandense. *In: De Ros, L. F. & Holz, M. (eds.). Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p.13-52.
- Cordani, U.G.; Halpern, M.; Berenholc, M. 1974. Comentários sobre as determinações geocronológicas da Folha de Porto Alegre. *In: Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*, texto explicativo da Folha de Porto Alegre e Lagoa Mirim. Brasília, DNPM, p. 70-84.
- Fernandes, E.Z.; Pickerel, M.T.; Guedes, S.C. 1989. Projeto Vila Nova - Relatório de Reavaliação de Reservas. Processo DNPM 850.048/80. Mineração Amapari Ltda. Belém, (Relatório Interno DNPM)
- Fernandes, L.A.D.; Menegat, R.; Costa, A.F.U.; Koester, E.; Porcher, C.C.; Tommasi, A.; Kraemer, G.; Ramgrab, G.E.; Camozzato, E. 1995. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte I – uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): p. 351-374.
- Figueiredo, M. C. H.; Fragoso-Cesar, A. R.; Kronberg, S. 1990. Litogeoquímica das principais unidades do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 36, *Anais*. p.1623-1738.
- Fragoso-César, A. R. S. 1978. Mapeamento geológico - Projeto: folhas Quitéria - Serra do Herval: geologia da faixa XIII. Encruzilhada do sul, RS. Trabalho de graduação em geologia do instituto de geociências da UFRGS.
- Fragoso-Cesar, A. R. S.; Figueiredo, M. C. H.; Soliani Jr., E.; Faccini, U. F. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 34. Goiânia, 1986. *Anais*. Goiânia, SBG, v. 3. p. 1322-1343.

- Fragoso-César, A. R. S. 1991. Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: As orogêneas dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. São Paulo, Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.p. 362.
- Frantz, J.C.; Remus, M.V.D. 1986. Geologia da região de Canguçu-Torrinhas, RS: caracterização petrográfica, estrutural e estratigráfica. *In: SBG, Congresso Brasileiro Geologia, 34, Goiânia, Anais, 2: p. 931-947.*
- Hallinan, S. E.; Mantovani, M. S. M.; Shukowski, W.; Braggion Jr. I. 1993. Estrutura do Escudo Sulbrasileiro: uma revisão através de dados gravimétricos e magnetométricos. *Revista Brasileira de Geociências, 23: p. 201-214.*
- Hartmann, L.A.; Nardi, L.V.S.; Formoso, M.L.L.; Remus, M.V.D.; Lima, E.F.; Mexias, A.S. 1999. Magmatism and metallogeny in the crustal evolution of Rio Grande do Sul Shield, Brazil. *Pesquisas, 26: p. 45–63.*
- Hartmann, L. A.; Chemale, F.; Philipp, R. P. 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. 50 Anos de geologia no Rio Grande do Sul. Porto Alegre: Comunicação e Identidade. p.97-123.
- Hinrichs, R. 2009. Apostila de ICP-OES da disciplina de Técnicas Analíticas. GEO/UFRGS.
- Issler, R. S.; Roisenberg, A. 1972. Lamprófios das proximidades do Cerro Tupancí, Quadrícula Arroio São Sepé, Município de São Sepé, Rio Grande do Sul. *Revista Pesquisas, 1: p. 43-50.*
- Jackson, S.; Pearson, N. J.; Griffin, W. I.; Belousova E. A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology, p. 211: 47-69.*
- Janoušek, V.; Erban, V.; Farrow, C. M. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (gcdkit). *J Petrol 47: p. 1255–1259.*
- Liégeois, J.P., 1998. Some words on the post-collisional magmatism. *Lithos 45, xvexvii.*
- Nardi, L. V. S.; Bitencourt, M. F., 2007. Magmatismo Granítico e Evolução Crustal no Sul do Brasil. 50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, v. 2, p. 125-139.

Oliveira, L. D.; Koester, E.; Soliani Jr. E. 2001. Geoquímica das rochas graníticas pós-transcorrentes da região de Porto Alegre e Viamão, RS. *Geochimica Brasiliensis*, Brasil, v. 15, n. 1/2, p. 65-92.

Oyhantçabal, P.; Siegesmund, S.; Wemmer K. 2010. The Rio de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *Interactional Journal Earth Science*.

Philipp, R.P. 1990. Geologia e petroquímica dos granitoides da região de monte bonito: Pelotas, RS. *Dissertação de mestrado*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. p. 222.

Philipp, R.P. 1998. A evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. Tese de doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, p. 255.

Philipp, R.P.; Chemale Jr., F.; Machado, R. 2007. A Geração dos Granitoides Neoproterozoicos do Batólito Pelotas: Evidências dos Isótopos de Sr e Nd e Implicações para o Crescimento Continental da Porção Sul do Brasil. *In: Iannuzzi, R.; Frantz, C. J. (Ed.). 50 Anos de Geologia*, Porto Alegre, CIGO, Instituto de Geociências, UFRGS.

Philipp, R. P.; Machado, R. 2001. Suítes graníticas do batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: petrografia, tectônica e aspectos petrogênicos. *Rev. Bras. Geoc.*, 31(3): 257-266.

Philipp, R.P.; Machado. 2005. The late neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. *In: Journal of South American Earth Sciences*. *Journal of South American Earth Sciences*, 19: p. 461-478.

Philipp, R. P. & Machado, R. 2001. Estratigrafia e significado tectônico das suítes graníticas do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(3) (no prelo).

Philipp, R. P.; Machado, R.; Nardi, L. V. S.; Lafon, J. M. 2002. O magmatismo granítico Neoproterozoico do Batólito Pelotas no Sul do Brasil: Novos dados e revisão da geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(2): p. 277-290.

Philipp, R. P.; Massone, H. & Campos, R. S. 2013. Peraluminous leucogranites of Cordilheira Suite: record of Neoproterozoic collision and generation of Pelotas

Batholith, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. v. 43, p. 8-24.

Philipp, R.P.; Nardi, L.S.V.; Bitencourt, M. F. 2000. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. *In: Holz, M.; De Ros, F. F. (Ed.). Geologia do Rio grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO, Instituto de Geociências, UFRGS. p.133-160.

Philipp, R. P.; Viero, A.P. 1995. Interação entre o magmatismo ácido/básico nas rochas vulcânicas associadas aos granitoides da região de Porto Alegre, RS. *In: SBG, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 6, Boletim Resumos Expandidos*, Porto Alegre, SBG. p.70-71.

Philipp, R. P.; Hartman, L. A.; Chemale, Jr. F. 2009. Significado geotectônico das unidades paleoproterozóicas do escudo Sul-Rio-Grandense. Em: *Simpósio 45 anos de geocronologia no Brasil (2009 dez. 15-17: São Paulo, SP)*. Boletim de resumos. [São Paulo: IGc/USP, 2009]. p. 283-285.

Picada, R.S. 1971. Ensaio sobre a tectônica do Sul-Rio-Grandense: caracterização dos sistemas de falhas. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 25, São Paulo, Anais, 1: p.167-191*.

Rocha, P. G. 2009. A investigação das rochas vulcânicas ácidas do Cerro Chato (RS) por sensoriamento remoto e geoquímica. 2005. *Dissertação de Mestrado* Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS.

Shukowsky, W.; Mantovani, M. S. M. 1991. Estruturação dos terrenos Pré-Cambrianos da região sul do Brasil e oeste do Uruguai: um estudo por modelamento gravimétrico. *Revista Brasileira de Geociências*, 19: p. 275-287.

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

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

Sommer, C. A.; Lima, E. F.; Philipp, R. P.; Noll Filho, R. J.; Oliveira, D. S. 2012. Sistemas vulcânicos e sub-vulcânicos riolíticos associados ao batólito pelotas,

porção oriental do escudo Sul-Rio-Grandense: dados preliminares. *In: 46 Congresso Brasileiro de Geologia, 2012, Santos. Anais do 46 Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo: SBG – Núcleo São Paulo, 2012. V. CD.*

Teixeira, W. 1982. Folhas SH.22 – Porto Alegre, SI.22 – Lagoa Mirim e SH.21 – Uruguaiana. Interpretação dos dados radiométricos e evolução geocronológica, Florianópolis. Projeto RADAMBRASIL, Relatório Interno.

UFRGS2006. Mapeamento Geológico de parte da Folha Quitéria SH22-Y-B-I-4 (MI2985/4), RS. Porto Alegre. 1 vol., 2 mapas, colorido, escala 1:25 000.

UFRGS2007. Mapeamento Geológico de parte das folhas Quitéria SH22-Y-B-I-4 (MI2985/4) e Serra do Herval – SH22-Y-B-II-3 (MI2986/3), RS. Porto Alegre. 1º vol., 2 mapas, colorido, escala: 1:25 000.

UFRGS1978. Projeto: Quitéria – Serra do Herval: Geologia da Faixa III. Porto Alegre. 110 p. *Trabalho de Graduação em Geologia*. RS, Porto Alegre. 1 mapa, color., escala: 1:25.000.

Zanon, C.; Machado, R.; Philipp, R.P. 2006. Petrologia e geoquímica dos diques félsicos e máficos associados ao Batólito Pelotas na região de Piratini, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 36(1): p. 23-34.

Zanon, C. 2005. Petrografia, química mineral e geoquímica dos enxames de diques e suas encaixantes nas regiões de Piratini e Pinheiro Machado, RS. *Tese de doutorado*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. p. 270.

III - ARTIGO ACEITO PARA A PUBLICAÇÃO NO JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES: Carta de aceite do artigo submetido

Carlos A Sommer

De: ees.sames.0.3186d6.405de7e8@eesmail.elsevier.com em nome de Journal of South American Earth Sciences [kellogg@geol.sc.edu]
Enviado em: Wednesday, May 27, 2015 10:08 AM
Para: casommer@sinos.net
Assunto: Your Submission

Ms. Ref. No.: SAMES-D-15-00009R3

Title: Post-collisional subvolcanic rhyolites associated with the Neoproterozoic Pelotas Batholith, Southern Brazil Journal of South American Earth Sciences

Dear Dr. Sommer,

I am pleased to inform you that your paper "Post-collisional subvolcanic rhyolites associated with the Neoproterozoic Batholith Pelotas, Southern Brazil" has been accepted for publication in Journal of South American Earth Sciences.

Below are comments from the editor and reviewers.

When your paper is published on ScienceDirect, you want to make sure it gets the attention it deserves. To help you get your message across, Elsevier has developed a new, free service called AudioSlides: brief, webcast-style presentations that are shown (publicly available) next to your published article. This format gives you the opportunity to explain your research in your own words and attract interest. You will receive an invitation email to create an AudioSlides presentation shortly. For more information and examples, please visit <http://www.elsevier.com/audioslides>.

Thank you for submitting your work to Journal of South American Earth Sciences.

Yours sincerely,

Reinhardt A. Fuck, D. Sc.
 Regional Editor
 Journal of South American Earth Sciences

Comments from the editors and reviewers:

Authors provided revised version of their manuscript, following comments and suggestions of reviewers and regional editor. The paper is a valuable contribution to the understanding of post-collisional felsic magmatism in southern Brazil.

You will receive an email shortly about the expected dispatch of proofs from the production team. To ensure faster and hassle-free publication of your article and to avoid your article being held in production, please return the proofs within the stipulated time as this would cause an unnecessary delay in the publication of your article

Also, you will receive an email shortly about the expected dispatch of proofs from the production team. To ensure faster and hassle-free publication of your article and to avoid your article being held in production, please return the proofs within the stipulated time as this would cause an unnecessary delay in the publication of your article

For further assistance, please visit our customer support site at <http://help.elsevier.com/app/answers/list/p/7923>. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions and learn more about EES via

POST-COLLISIONAL SUBVOLCANIC RHYOLITES ASSOCIATED WITH THE NEOPROTEROZOIC PELOTAS BATHOLITH, SOUTHERN BRAZIL

Diego Skieresz de Oliveira¹, Carlos Augusto Sommer², Ruy Paulo Philipp², Evandro Fernandes de Lima², Miguel Ângelo Stipp Basei³

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS; ² Instituto de Geociências, UFRGS; ³Centro de Pesquisas em Geocronologia (CPGEO), Instituto de Geociências, USP

Abstract: Neoproterozoic volcanic and subvolcanic rhyolitic systems in southernmost Brazil are correlated with acid magmatism linked to different petrotectonic associations of the Sul-Rio-Grandense Shield. A portion of this volcanism in the Dom Feliciano Belt is associated with the Pelotas Batholith, which resulted from magmatic episodes associated with the Ediacaran post-collisional evolution of southern Brazil. Ana Dias Rhyolite is the main subvolcanic occurrence of this volcanism that took place in the Quitéria region, in the central part of Rio Grande do Sul State. The acid magmatism has been commonly associated with the most differentiated granite suite phases during the final stages of emplacement of the Pelotas Batholith. The Ana Dias Rhyolite is characterized as an intrusive body with rocks that present a porphyritic to seriated texture and a gradational variation to fine-grained equigranular rocks. New zircon U-Pb dating indicates crystallization age of 581.9 ± 1.9 Ma for the Ana Dias Rhyolite. Geochemistry data characterize the rhyolites as belonging to the alkaline series; they present a metaluminous to peraluminous character; elevated SiO₂ and alkali concentrations, high FeO_t/FeO_t+MgO ratios and agpaitic index; and low Al₂O₃, CaO, and MgO contents. The Zr, Rb, Y, Nb, and Ga concentrations are moderate when compared with the relatively low Ba and Sr contents. These geochemistry characteristics are common in acid magmas with alkaline affinity. The behavior of certain trace elements and REE demonstrate enrichment in more incompatible elements, in addition to the negative anomaly of Ba, the slight enrichment in Ce relative to adjacent elements, as well as the enrichment in K₂O and Rb relative to Nb, suggesting magmas derived from mantle sources enriched in incompatible elements with some crustal contamination. The chemical characteristics are similar to those of A-type granites associated with Neoproterozoic post-collision magmatism in the Sul-Rio-Grandense Shield.

Keywords: Post Collisional, Neoproterozoic, Rhyolites, Petrology, Geochronology.

1. INTRODUCTION

Magmatic rocks are well exposed in southern Brazil shield areas, and most of them were formed during the Brasiliano Orogeny, which involved subduction of oceanic crust (800–700 Ma) and collisional events between continents and magmatic arcs (ca. 700–500 Ma), leading to the consolidation of Pangea as a supercontinent (Brito Neves & Cordani 1991; Brito Neves *et al.* 2014). These rocks are emplaced in a metamorphic basement of Paleoproterozoic age (Hartmann *et al.*, 1999; Soliani *et al.*, 2000) and its origin is related with widespread post-collisional magmatism, aged 650–550 Ma (Bitencourt and Nardi, 2000). The post-collisional setting in this paper is taken from Liégeois (1998) and Bonin (2004), as the complex period which postdates the main collision and can include large movements along transcurrent shear belts, oblique collision, lithosphere delamination, rifting, subduction of small tectonic oceanic plates, and strike-slip basin volcanism and sedimentation.

The post-collisional stage in southernmost Brazil (Fig.1) is marked by voluminous magmatism along the major transcurrent shear zones, which compose the Southern Brazilian Shear Belt (SBSS; Bitencourt & Nardi 1993, 2000). This regional structure is considered to have provided the conduits for magmas and also to have promoted decompression in upper levels of the mantle, thus reactivating the sources of previous calc-alkaline, pre-collisional magmatism (Bitencourt & Nardi 2000).

The western and northwestern portions of the region represent less deformed areas, with volcano-sedimentary sequences in the Camaquã Basin deposited during this time interval (650–530 Ma) and intruded by plutonic associations with the same geochemical evolution as is observed in the eastern part. High-K, calc-alkaline granitoids, shoshonitic plutono-volcanic associations, and silica-saturated alkaline to continental tholeiitic plutono-volcanic sequences show ages varying from approximately 650 to 530 Ma.

The post-collisional stage in the eastern portion of the region is marked by the southern Brazilian shear belt with voluminous magmatism, which constitutes the Pelotas Batholith (Phillip *et al.*, 2000) that includes syntranscurrent, high-K, calc-alkaline granitoids and leucocratic peraluminous granites that evolve to granitoids with shoshonitic affinity and eventually to late- to post-transcurrent, dominantly metaluminous alkaline granites. Other than the leucocratic peraluminous granites, all

granitoid types are associated with the basic magmatism represented by mafic microgranular enclaves, dykes, and mafic components in comingling systems. Continental tholeiitic and mildly alkaline basaltic magmas were identified among these mafic components (Bitencourt and Nardi, 2000).

Previous studies suggest that acid volcanic and subvolcanic rocks of the Pelotas Batholith are genetically related to more differentiated granitic suite (Dom Feliciano Suite - 550-570 Ma) (Fragoso-Cesar, 1991; Philipp *et al.*, 2000), but few data have been presented to corroborate this hypothesis (Almeida *et al.*, 1991; Philipp *et al.*, 1998; Zanon *et al.*, 2006). According to Sommer *et al.* (2012), these rhyolitic systems are geographically associated with three domains of the Pelotas Batholith, which are typically parallel to NE-SW structures: the southwest, central and northeast domains.

The southwest domain includes effusive and pyroclastic deposits that form two prominent geomorphological features: Cerro Chato and Cerro Partido; these deposits can be considered unique volcanic strictu sensu records in the Pelotas Batholith.

The central domain contains several swarms of meter-to decameter-thick acid dykes with the dominant orientation to N10°W and N-S (Asperzas Rhyolite; Piratini dyke swarm - Almeida *et al.*, 1990, 1991; Philipp *et al.*, 1991; Zanon *et al.*, 2006). They are intrusive into several Pelotas Batholith units but, more often, they cut granitoids of the Dom Feliciano Suite and occasionally affected by brittle-ductile shear zones (N40-50°E).

The northeast domain presents acid subvolcanic rocks formally named as Ana Dias Rhyolite (ADR). It is located close to the Butiá town and is bounded by meridians 53°45'W and 53°50'W, and parallels 30°05'S and 30°15'S (Fig. 1). This unit was first described by UFRGS (1978) and later by UFRGS (2006, 2007) and it consists of hypabyssal rocks that compose a shallow body and metric-thick dykes (NNE-SSW).

In this article, we present the results of an integrated petrographic, geochemical, and geochronological study performed on the Ana Dias Rhyolite, in order to hypothesize about its potential correlation with most differentiated Ediacaran magmatism of the Pelotas Batholith and re-evaluate the evolution of post-collisional magmatism and its probable source in the Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil.

2. GEOLOGICAL SETTING

The Sul-Rio-Grandense Shield is situated in the southern portion of the Mantiqueira Province (Almeida *et al.*, 1981). It is composed of medium- to high-grade metamorphic complexes interlayered with units of the Dom Feliciano Belt, and records two main orogenic events in the Brasiliano Orogeny: Early Neoproterozoic accretion of the São Gabriel magmatic arc (850-680 Ma), and late Neoproterozoic collision of the Rio de La Plata and Kalahari cratons (~630-550 Ma) (Chemale Jr. 2000; Hartmann *et al.*, 2007, 2011) (Fig. 1).

The Dom Feliciano Belt was formed during the Neoproterozoic to Eopaleozoic due to the agglutination of the Kahalari, Congo and Rio de La Plata paleoplates (e.g.: Fernandes *et al.*, 1992; Chemale *et al.*, 1995). It consists of four major associations (Fig. 1): (i) the juvenile accreted terrane, the São Gabriel or Vila Nova terrane, situated in the west portion of the Dom Feliciano Belt (Babinski *et al.*, 1996), which is represented mainly by ophiolites, calc-alkaline arc-related rocks, passive margin or back-arc sedimentation slices formed from 0.9 to 0.7 Ga (Leite *et al.*, 1998; Hartmann *et al.*, 2000). Chemale (2000) interpreted it as a Neoproterozoic accretionary prism; (ii) the NE-SW trending volcano-sedimentary association with crustal blocks of Archean and Paleoproterozoic granite–gneisses (Hartmann *et al.*, 2000, 2001; Silva *et al.*, 2005), Mesoproterozoic (e.g. Gaucher *et al.*, 2010) and Neoproterozoic metavolcano sedimentary sequences (Mallmann *et al.*, 2007) as part of Brasiliano continental arc with septs of Archean to Mesoproterozoic basement rocks; (iii) granite–gneissic magmatic arch formed from 650 Ma to 540 Ma; (iv) pre-, syn and post-collisional granite, gneisses and migmatites, 780–750 Ma tonalitic xenoliths and septs of Paleoproterozoic basement rocks in the eastern portion of the Dom Feliciano Belt (Babinski *et al.*, 1997; Leite *et al.*, 2000; Silva *et al.*, 2005; Passarelli *et al.*, 2010). This magmatic arc is ca. 800 km long and 150 km wide, represented by the Florianópolis (Silva *et al.*, 2005), and Pelotas batholiths (Philipp and Machado, 2005), and Cuchilla Dionísio Terrane (Bossi *et al.*, 1998) exposed from Uruguay to southern Brazil (Rio Grande do Sul and Santa Catarina states).

The Pelotas Batholith is a multi-intrusive plutonic complex (Fragoso Cesar *et al.*, 1986), and results from magmatic episodes associated with the post-collisional period, which is related to Late Neoproterozoic evolution in southern Brazil (Philipp *et al.*, 2000; Chemale Jr., 2000; Philipp & Machado, 2002, 2005; Bittencourt & Nardi, 2000; Nardi & Bittencourt, 2007; Philipp *et al.*, 2007, 2013) (Fig.1). During this period, the magmas intruded in several stages, using the same structure associated with

lithospheric discontinuity, which was active between 650 and 580 Ma and is referred to as the South-Brazilian Shear Belt (Nardi & Bittencourt, 2007). This shear belt is represented by many kilometer-wide anastomosing shear zones developed predominantly under transcurrent regime. Most of the zones are subvertical with strike directions varying between NS and N60°E, and show clockwise or counter-clockwise displacements.

The magmatism of the Pelotas Batholith points to a compositional evolution characterized by the early generation of high-K calc-alkaline suites with metaluminous to peraluminous affinity followed by alkaline magmatism and, finally, restricted manifestations of peralkaline magmatism (Philipp *et al.*, 2000; Philipp and Machado, 2005; Koester *et al.*, 2001a,b; Zanon *et al.*, 2006).

The Pelotas Batholith is mainly composed of granitic complexes and suites with subordinate diorites and gabbros. The oldest unit of the Pelotas Batholith is the Quitéria granite (650 Ma), followed by the Cordilheira Suite (640-620 Ma), the Pinheiro Machado Complex, the Erval and Viamão suites (625-615 Ma), the Piquiri Suite (615-610 Ma), the Encruzilhada do Sul Suite (600-595 Ma), the Dom Feliciano Suite and the Itapuã Suite (600-550 Ma) (Fragoso Cesar *et al.*, 1986; Philipp *et al.*, 2000, 2002, 2007, 2013; Philipp and Machado, 2005; Oliveira *et al.*, 2001) (Fig. 1). According to this subdivision, the Ana Dias Rhyolite and Dom Feliciano Suite have a geochemical correlation.

The Dom Feliciano and Itapuã suites have considerable compositional, structural, and petrographic homogeneity with restricted microgranular enclaves. The main body of the Dom Feliciano Suite is lens-shaped, 180 km long and 15-45 km wide, with the main axis oriented toward N50°E. The syenogranites predominate over the alkali-granite, quartz syenite, and syenite. According to Philipp's (1998) proposal, the petrographic and geochemical similarity of the most differentiated portion of this suite, compared with those of the rhyolite dykes in various regions of the batholith, suggests a genetic link between both. However, additional data are necessary to demonstrate their correlation. Rb-Sr isotopic data show reference ages between 572 ± 10 Ma (Cordani, 1974) and 544 ± 5 Ma (Soliani Jr., 1986). New data obtained from U-Pb methodology have pointed out ages of 551 ± 8 Ma and 550 ± 27 Ma for the Piratini alkaline rhyolite swarms (Zanon *et al.*, 2013).

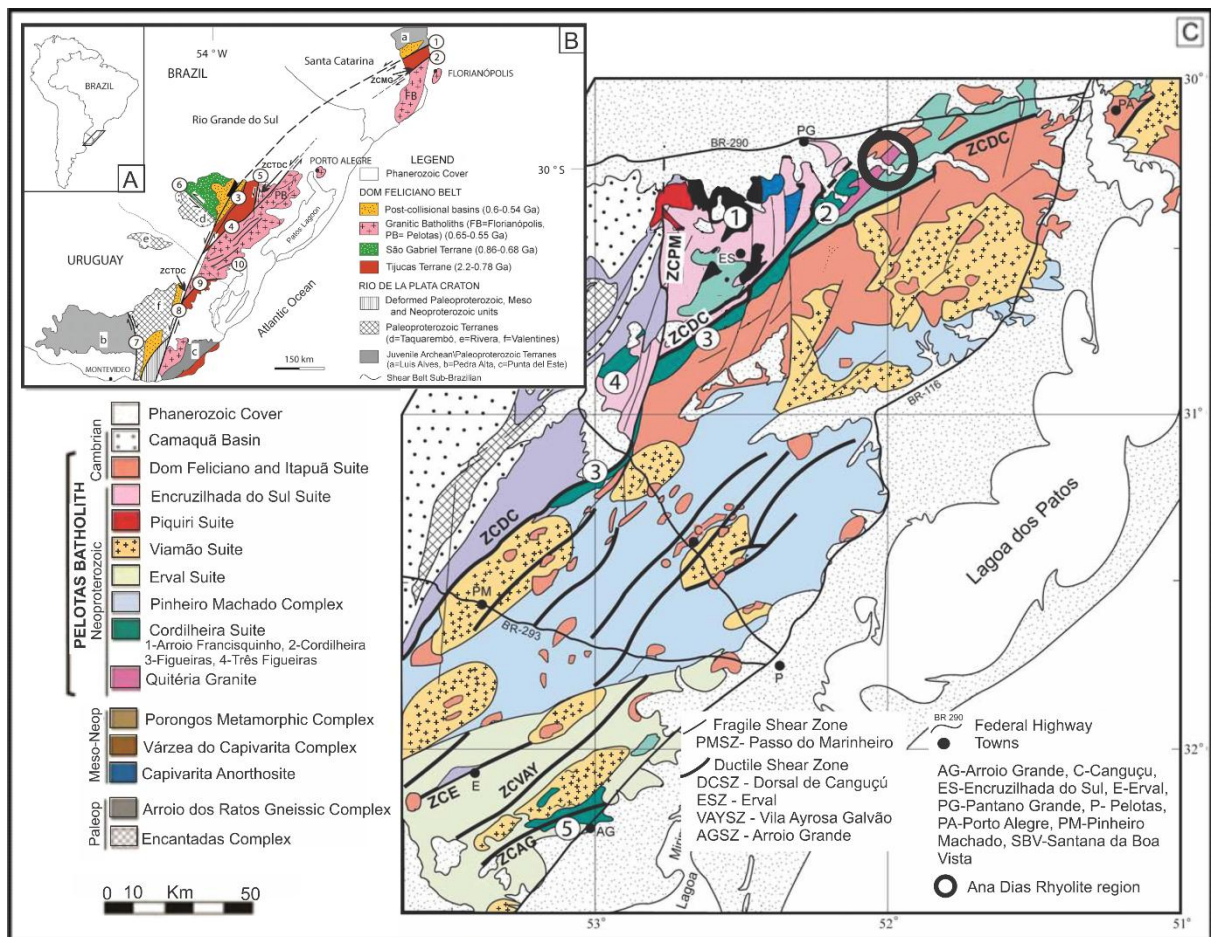


Figure 1 – (A) Location of the studied area; (B) Main tectonic units from southern Brazil and Uruguay. Shear Zones: 1- Itajai-Perimbó, 2- Major Gercino, 3- Santana da Boa Vista, 4- Dorsal de Canguçu, 5- Passo do Marinheiro, 6- Ibaré, 7- Sarandí del Yi, 8- Sierra Ballena, 9- Cerro Amaro, 10- Arroio Grande. Source: Philipp *et al.* (2012), after Hartmann *et al.* (2007) and Oyhantçabal *et al.* (2011); (C) Geological unit of Pelotas Batholith (after Philipp *et al.*, 2001), red circle marks the location of Ana Dias Rhyolite.

3. GEOLOGY OF THE ANA DIAS RHYOLITE

The Ana Dias hill (Fig. 2) is a prominent geomorphologic feature in the Quitéria region and is approximately 18 km long by 4.5 km wide, oriented N70°E, and bounded by faults that strike predominantly to NE-SW and N-S. The hill consists of rhyolites grouped into two main forms: rhyolites from the main body and rhyolite dykes, both referred to as the Ana Dias Rhyolite (ADR). The main body is composed of porphyritic rhyolites and shows incipient facies variation. These rocks present approximately 30 to 40% of quartz and K-feldspar phenocrysts immersed in a fine inequigranular matrix and they are occasionally aphanitic. Metric-thick rhyolite dykes are late manifestations that intruded into the Ana Dias Rhyolite main body and the granitic-gneiss basement along N10-30°E-trending structures; these dykes are porphyritic with phenocrysts composed of quartz, K-feldspar, and subordinate

plagioclase set in an aphanitic matrix. Flow structures are rare, but they occur at the flanks of certain dykes.

The Ana Dias Rhyolite is intrusive into several units of the Pelotas Batholith: The Arroio dos Ratos Complex is composed of two tonalitic-dioritic associations that underwent upper amphibolite to granulite facies metamorphism (Gregory *et al.*, 2011). The Cruzeiro do Sul granodiorite (UFRGS, 2006) is an elongated body controlled by an ENE-WSW-trending sinistral strike-slip shear zone, and is intrusive into the Arroio dos Ratos Complex. The granodiorite is rich in mafic minerals, and shows strong magmatic foliation and an important mylonitic structure adjacent to its contacts (Knijnik *et al.*, 2012). The Arroio Divisa granitoids (UFRGS, 2007) are composed of an elongated body (NE-SW), characterized predominantly by foliated granites and granodiorites that show evidence of homogeneous and heterogeneous mixture with basic magmas. The Quitéria Granite consists of a 1 to 5 km-wide, NE-SW-trending, elongated body of predominantly granodiorite that shows medium to coarse equigranular to porphyritic texture (UFRGS, 2007).

According to UFRGS (2007), the Fazenda Varig granitoids include an elongated body that is oriented to ENE-WSW and is composed of porphyritic biotite monzogranite to granodiorite with strong magmatic foliation. The Serra do Erval Granite is a large, intrusive body, which comprises biotite leuco-syenogranites and monzogranites with typical equigranular hypidiomorphic texture. The Cerrito Rhyolite is an elongated body oriented to the NW-SE direction and is intrusive into the Fazenda Varig granitoids. It is composed of porphyritic rocks with approximately 40% of K-feldspar, plagioclase, and euhedral quartz phenocrysts immersed in a fine-grained hypidiomorphic equigranular matrix.

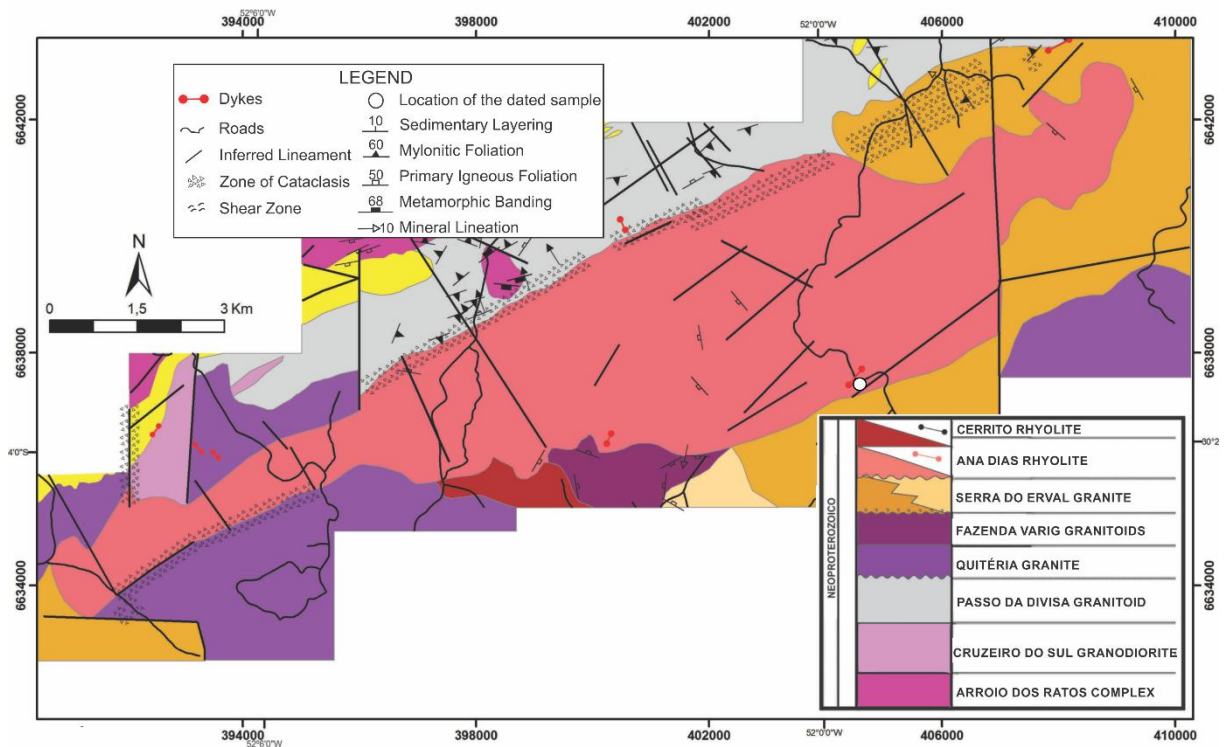


Figure 2 – Simplified geological map of the Ana Dias Rhyolite region (modified from UFRGS 2006 & 2007 and Gregory, 2009).

4. PETROGRAPHY OF THE ANA DIAS RHYOLITE

The rhyolites of the main intrusive body display a porphyritic to glomeroporphyritic texture with 30 to 40% of quartz, K-feldspar, and subordinate plagioclase phenocrysts. Quartz is subhedral to euhedral, with straight edges, ranging in size from 0.5 to 5 mm. This quartz also occurs in the matrix, filling interstitial spaces (Fig. 3). K-feldspar is subhedral with a grain size that varies from 0.5 to 4.0 mm. Lamellar perthites and subordinate grains with pericline twinning and inclusions of quartz and opaque minerals are common. We observed locally fractures perpendicular to the maximum extension axis. White mica is the main alteration product. Plagioclase has a tabular and elongated shape and commonly occurs with corroded and broken edges. It is subhedral to euhedral, ranges from 0.8 to 3mm in size, and typically displays straight contacts. Certain grains show partial alteration to white mica. Amphibole (hornblende) shows tabular form and is subhedral to anhedral with pleochroism ranging from dark green to yellowish green; it includes zircon, opaque minerals, and quartz inclusions; amphibole suffers partial alteration to biotite, chlorite, and epidote (Fig. 3). Biotite is subhedral to anhedral with a 0.2 mm average size, and it occurs as interstitial aggregates and as product of altered amphibole. Apatite composes subhedral elongated prismatic crystals that are primarily included

in biotite. The opaque minerals are anhedral, as well as subhedral grains and occur disseminated in the matrix or composing inclusions in biotite and amphibole. Chlorite is rare and is a product of the alteration of biotite and amphibole that fill the matrix interstices. Epidote is an alteration product generated from an amphibole to biotite + epidote association. Zircon composes subhedral to euhedral crystals with 0.2 mm average dimensions and commonly occurs as inclusions in other mineral phases.

The Scanning Electron Microscope provides additional qualitative data on the main mineral phases identified using transmitted light petrography. The amphibole shows average chemical composition that is compatible with the calcic amphibole composition of the hornblende group. The opaque minerals are mostly titanomagnetite and magnetite. The feldspars include compositions that are consistent with those of orthoclase and plagioclase, which includes low calcium values. The analyses also show apatite and zircon crystals that are common accessory minerals.

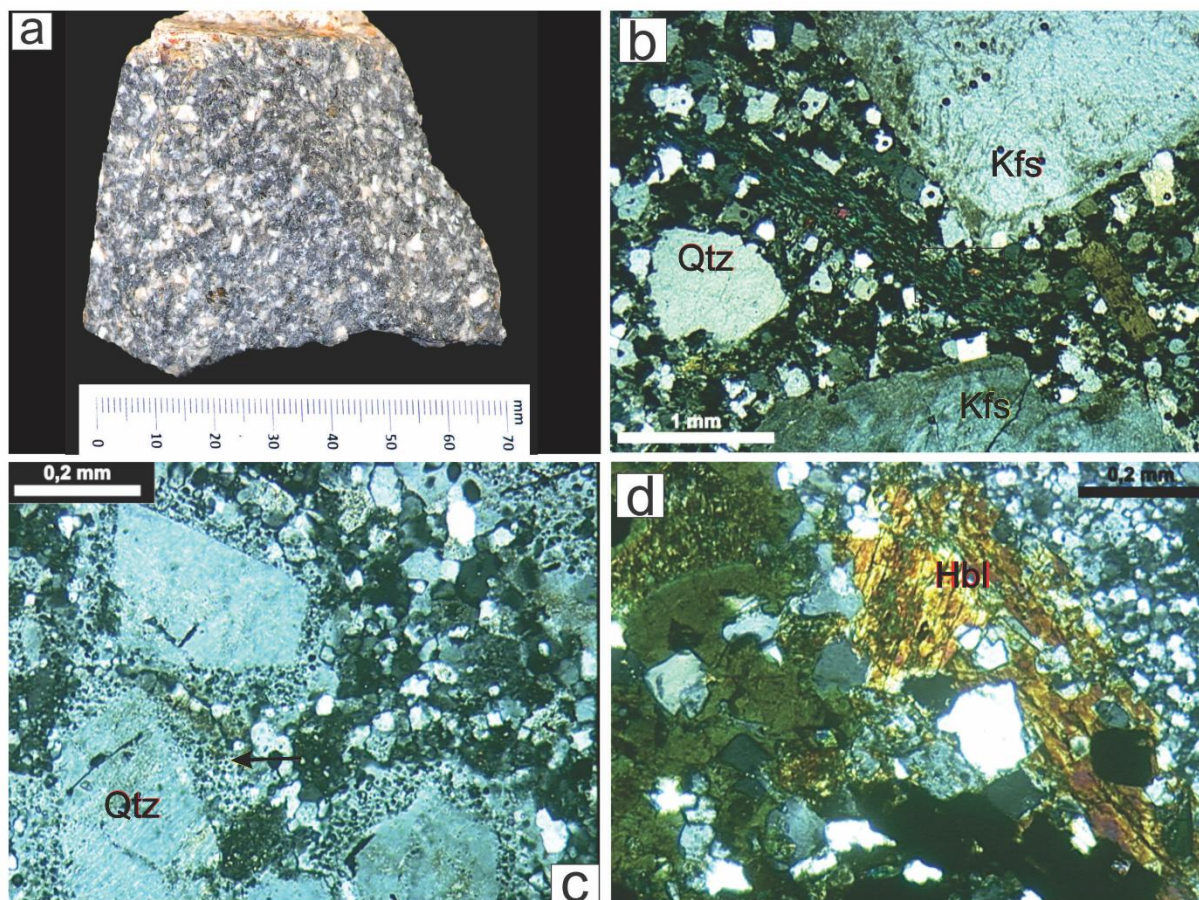


Figure 3 – Photographs showing typical petrographic characteristics of Ana Dias Rhyolite: a) macroscopic sample of a porphyritic rock with fine-grained equigranular matrix; b) equigranular fine-grained texture, with faceted quartz and K-feldspar crystals; c) quartz crystal with micrographic intergrowth edges and granophyric texture (yellow arrow); d) amphiboles (hornblende) partially altered to biotite, chlorite, and epidote.

The matrix is inequigranular hypidiomorphic and fine-grained (<1 mm), tending to be heterogranular, and consists primarily of quartz, K-feldspar, and plagioclase. In certain samples, we observed cataclastic foliation, demonstrated by the breakdown of phenocrysts and the presence of quartz and subordinate quartz + white mica precipitated along a preferred fracture direction in the matrix.

The main body presents textural variations in certain parts with a decrease in the percentage of phenocrysts and the level of matrix crystallinity. The mineralogical composition is similar to those shown in the above descriptions. These rocks are characterized as porphyritic with quartz and subordinately K-feldspar, as well as plagioclase phenocrysts (<15%). The matrix is fine (<0.2 mm), hypidiomorphic, and consists primarily of quartz, K-feldspar and plagioclase (Fig. 4). In certain samples, we observed remnants of amphibole and biotite. Zircon is the predominant accessory phase, and white mica occurs as alteration product of K-feldspar. Granophyric textures and graphic intergrowths of quartz and K-feldspar are common due to rapid cooling processes. Strong fracturing occurs in certain samples, shown by mineral phase breakdown.

Quartz phenocrysts are euhedral, faceted, and occasionally microfractured, with a diameter that ranges from 0.5 to 3 mm; a few grains exhibit resorption features; in the matrix occurs as anhedral grains with lobed and diffuse contact, and intergrown with K-feldspar. K-feldspar is euhedral to subhedral and is typically 0.8 to 4 mm long; many grains show resorption by the matrix, which exhibits corrosion gulfs. Perthites and inclusions of quartz and plagioclase are common. In certain samples, we observed microfractures filled by quartz as well as its replacement by white mica and clay minerals. Plagioclase is euhedral to subhedral and ranges between 0.8 and 2 mm in size. It is optically compatible with oligoclase (An₂₀₋₂₅). The grains exhibit predominantly straight contacts and polysynthetic or albite twins; occasionally, they exhibit a poikilitic texture marked by epidote inclusions. The mafic minerals are rare and pseudomorphically transformed into a mass of chlorite or biotite + chlorite. The hornblende crystals are subhedral to anhedral, and the opaque minerals are euhedral to subhedral and disseminated in the matrix. Zircon is rare and is subhedral to euhedral with approximately 0.05mm in the longest dimension. Chlorite is pseudomorphic over mafic and opaque minerals.

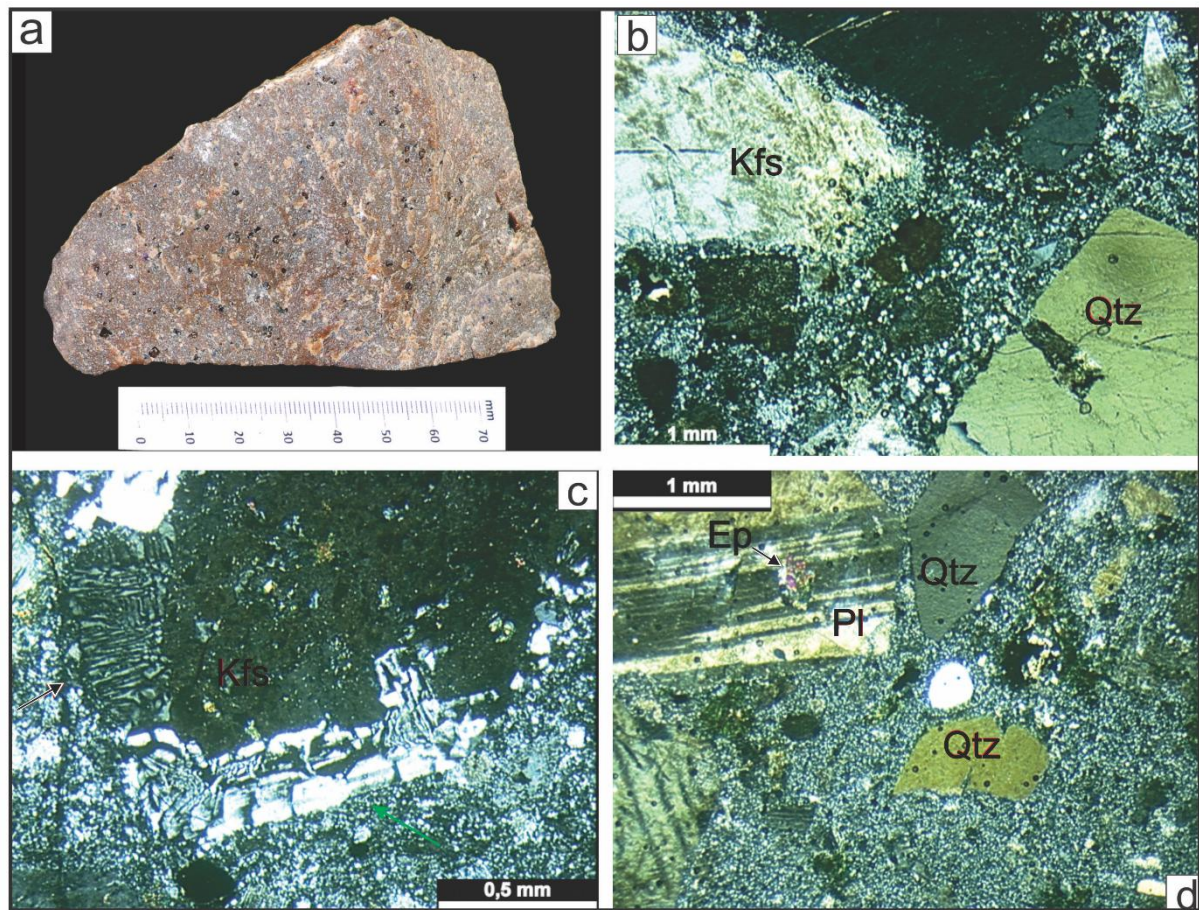


Figure 4 – Photographs showing features of the textural variations of the Ana Dias Rhyolite: a) macroscopic feature of sample with aphanitic matrix; b) embayed euhedral quartz along K-feldspar phenocrysts showing resorption in a microcrystalline matrix.; c) micrographic texture (green arrow) and myrmekite (red arrow); d) phenocrysts of quartz, K-feldspar, plagioclase with poikilitic texture marked by the inclusion of biotite in the matrix.

4.1. Dykes of porphyritic rhyolites with aphanitic matrix

Rhyolites show a porphyritic texture with phenocrysts (40-50%) composed of K-feldspar, as well as subordinate plagioclase and quartz, surrounded by an aphanitic quartz-feldspathic matrix, which occasionally exhibits a glassy appearance (Fig. 5). K-feldspar is subhedral to euhedral, with diameters ranging from 1 to 5 mm; it is prismatic with tabular and straight contacts, but most of them retain their rectangular shape with rounded corners. Some microperthite is also present. Countless of them are altered to white mica and clay minerals. Quartz phenocrysts are subhedral to euhedral and are commonly well rounded. In certain portions, it forms glomeroporphyritic aggregates, with diameters that range from 1 to 3 mm, and some of them exhibit corrosion gulfs. Plagioclase is subhedral to euhedral, with smaller dimensions than 2.5 mm, and is optically compatible with oligoclase. The edges of the grains are straight, but most of them are partially resorbed by the matrix and, in some cases, present corrosion gulfs. Zircon occurs as rare euhedral to

subhedral crystals with an average size of 0.2 mm. Anhedral opaque minerals are commonly associated with chlorite and epidote and mainly observed in aggregates. Chlorite and epidote are later alteration products associated with mafic minerals, replacing and filling interstitial matrix spaces. The matrix is fine-grained and composed of quartz, feldspar, and late chlorite. We observed granophyric and spherulitic textures in certain samples due to high-temperature devitrification.

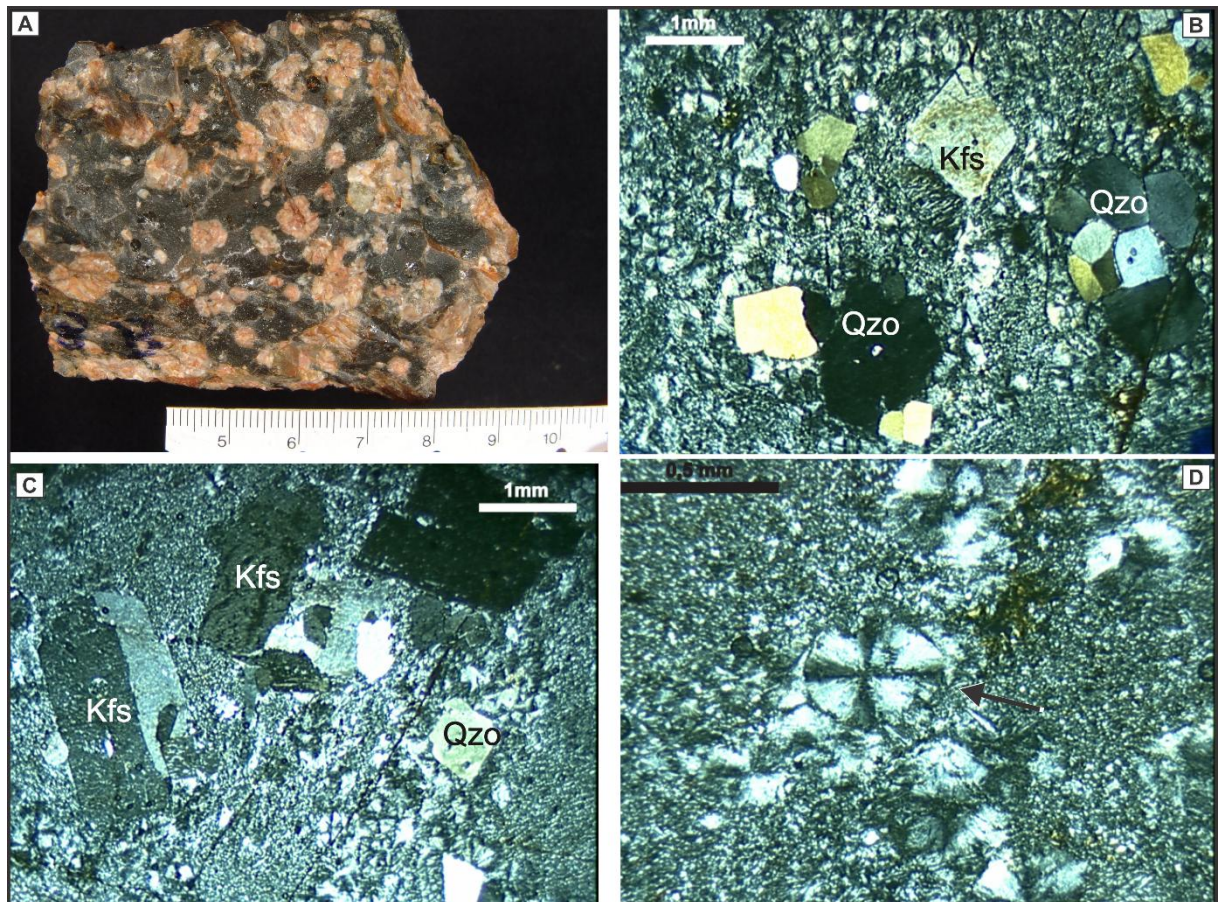


Figure 5 – Typical petrographic features of the rhyolitic dykes: a) macroscopic porphyritic aspect of the rhyolites; b-c) glomeroporphyritic texture: feldspar and quartz phenocrysts in a microcrystalline matrix; d) spherulitic texture (black arrow).

5. GEOCHEMISTRY

5.1. Analytical procedures

Whole-rock chemical analyses of thirty-one samples (Table 1) were performed at ACME Laboratories Ltd (Vancouver, Canada). Major oxides were analysed by inductively coupled plasma atomic emission spectrometry (ICP-AES), while trace elements, including rare earth elements (REEs) were analysed 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 -Lithochemical results of the samples from the study area for major elements (%), trace, and rare earth elements (ppm).

Samples	Main Body										
	PSQ 0004	PSQ 1042	PSQ 1053	PSQ 3030	PSQ 3084	PSQ 3092	PSQ 3106	PSQ 3112	PSQ 3145	PSQ 3155	PSQ 3157
SiO ₂	70.26	73.72	69.47	69.94	70.43	70.17	70.24	70.03	70.18	69.82	70.15
Al ₂ O ₃	13.94	12.84	13.69	13.79	13.59	13.52	13.22	13.48	13.69	13.80	13.94
Fe ₂ O _{3T}	3.86	2.28	4.29	4.10	4.00	4.17	4.32	4.04	3.95	4.15	3.95
MnO	0.06	0.06	0.06	0.08	0.08	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06
MgO	0.43	0.21	0.42	0.42	0.42	0.47	0.39	0.40	0.42	0.46	0.42
CaO	1.18	1.08	1.09	1.55	1.45	1.51	1.27	1.36	1.57	1.62	1.51
Na ₂ O	2.94	3.36	3.01	2.93	2.81	2.83	2.28	2.83	2.91	2.87	2.89
K ₂ O	5.79	5.10	5.97	5.84	5.70	5.82	6.12	5.86	5.68	5.65	5.83
TiO ₂	0.44	0.22	0.46	0.45	0.45	0.46	0.51	0.45	0.45	0.46	0.45
P ₂ O ₅	0.13	0.05	0.14	0.13	0.12	0.13	0.11	0.13	0.13	0.13	0.13
LI*	0.70	0.90	1.10	0.50	0.70	0.60	1.20	1.10	0.70	0.70	0.40
Total	99.72	99.85	99.73	99.72	99.73	99.72	99.71	99.73	99.73	99.73	99.73
Rb	183	187	232	187	182	190	220	218	186	191	203
Ba	942	300	874	942	872	934	957	922	859	906	961
Sr	166	76	124	138	132	132	130	135	132	136	139
Ga	20.30	15.60	19.50	20.60	19.90	19.70	21.00	20.50	19.00	20.50	20.90
Zr	414	227	492	453	472	472	533	461	454	463	473
Y	32	28	35	31	34	33	28	34	34	35	34
Nb	18.30	14.80	19.70	17.30	19.20	18.60	20.60	18.60	18.10	19.50	19.40
La	66.10	81.60	71.50	62.20	69.30	68.70	56.10	67.70	67.40	70.20	68.30
Ce	144	179	163	141	156	152	127	153	150	154	152
Pr	16.29	19.25	17.63	15.39	17.21	16.47	13.56	17.15	16.57	17.35	16.66
Nd	64.00	71.80	69.80	60.50	66.90	66.00	50.80	65.70	64.50	66.70	64.20
Sm	10.20	10.70	11.20	9.70	10.80	10.50	8.60	11.00	11.00	11.10	10.40
Eu	1.90	0.80	1.90	2.00	1.80	1.90	1.70	1.90	1.90	2.00	2.00
Gd	7.70	7.10	8.80	7.40	8.10	7.70	6.60	8.20	8.00	8.40	8.00
Tb	1.16	1.07	1.28	1.15	1.26	1.20	1.02	1.27	1.21	1.28	1.21
Dy	5.71	5.18	6.48	5.67	6.51	6.24	5.23	6.40	6.20	6.35	6.18
Ho	1.10	0.98	1.22	1.10	1.24	1.19	1.02	1.25	1.18	1.18	1.16
Er	3.06	2.70	3.48	3.14	3.30	3.20	2.87	3.34	3.31	3.27	3.23
Tm	0.50	0.44	0.55	0.48	0.54	0.50	0.46	0.53	0.51	0.52	0.51
Yb	2.90	2.70	3.40	2.80	3.20	3.10	2.80	3.20	3.10	3.20	3.10
Lu	0.45	0.39	0.48	0.44	0.48	0.46	0.42	0.47	0.47	0.46	0.47
Hf	10.90	6.20	12.90	11.80	11.70	12.20	13.30	12.00	11.90	11.70	12.80
Ta	1.10	1.10	1.10	1.00	1.10	1.20	1.20	1.20	1.20	1.30	1.20
Th	17.30	20.30	17.90	15.00	17.50	17.20	17.60	15.70	16.70	17.60	17.50
U	3.70	4.80	4.20	3.50	3.50	4.30	4.30	3.30	4.10	2.80	6.10

*loss on ignition

Continue...

Table 1 cont.

Samples	Main Body									
	PSQ 3163	PSQ 3175	PSQ 3178	PSQ 3182	PSQ 3190	PSQ 3193	PSQ 4019A	PSQ 4021A	PSQ 4035A	PSQ 5046
SiO ₂	69.99	70.72	70.24	69.95	69.97	73.73	70.59	69.53	71.77	76.32
Al ₂ O ₃	13.84	13.78	13.66	13.69	13.76	12.90	13.50	13.74	13.26	11.84
Fe ₂ O _{3T}	3.97	3.82	3.85	3.93	4.17	2.66	3.79	3.88	3.34	2.24
MnO	0.07	0.06	0.06	0.07	0.07	0.04	0.06	0.07	0.05	0.03
MgO	0.44	0.38	0.40	0.43	0.43	0.11	0.36	0.45	0.32	0.04
CaO	1.53	1.46	1.55	1.59	1.57	0.88	1.35	1.47	1.18	0.65
Na ₂ O	2.92	2.89	2.90	2.97	2.88	3.01	3.01	3.20	2.95	2.72
K ₂ O	5.58	5.63	5.84	5.74	5.80	5.53	5.88	5.78	5.75	5.48
TiO ₂	0.45	0.45	0.42	0.45	0.47	0.22	0.41	0.45	0.36	0.14
P ₂ O ₅	0.14	0.14	0.12	0.13	0.13	0.05	0.12	0.13	0.10	0.02
LI*	0.80	0.40	0.70	0.80	0.50	0.70	0.70	1	0.70	0.40
Total	99.72	99.73	99.74	99.74	99.74	99.81	99.75	99.73	99.77	99.85
Rb	182	196	194	186	192	251	218	249	208	235
Ba	978	937	937	876	866	369	801	899	685	186
Sr	148	134	141	125	128	73	114	141	106	49
Ga	20.90	20.70	19.40	18.90	19.20	21.90	18.50	19.30	18.90	22.70
Zr	485	466	403	405	451	301	388	416	387	264
Y	33	36	32	33	32	59	33	32	35	79
Nb	18.90	19.10	17.90	18.20	18.70	23.10	18.50	17.80	18.50	33.10
La	64.80	75.40	66.10	67.00	61.80	97.60	67.00	62.40	75.10	86.60
Ce	144	173	149	152	139	209	152	141	173	205
Pr	15.99	18.31	16.35	16.53	15.55	24.25	16.66	15.44	18.79	22.22
Nd	61.50	69.70	63.00	63.70	60.00	88.70	62.70	58.60	72.20	81.70
Sm	10.30	11.30	10.30	10.20	9.60	15.20	10.50	9.90	11.40	15.90
Eu	2.00	2.00	1.80	1.90	1.80	1.30	1.70	1.90	1.50	0.70
Gd	7.80	8.80	7.60	7.90	7.50	11.90	7.90	7.40	8.40	13.00
Tb	1.20	1.32	1.16	1.19	1.15	2	1.20	1.14	1.26	2.40
Dy	6.25	6.64	5.85	6.12	6.05	10.84	6.30	5.68	6.54	13.52
Ho	1.13	1.22	1.14	1.14	1.13	2.06	1.15	1.08	1.22	2.72
Er	3.17	3.36	3.09	3.06	3.07	5.68	3.11	2.92	3.22	7.69
Tm	0.51	0.53	0.48	0.51	0.48	0.91	0.49	0.45	0.50	1.23
Yb	3.20	3.30	3.00	3.10	3.00	5.50	3.10	2.80	3.10	7.50
Lu	0.47	0.48	0.43	0.45	0.43	0.81	0.45	0.43	0.47	1.08
Hf	12.40	11.90	10.40	10.70	11.40	9.20	10.70	11.20	10.20	9.80
Ta	1.10	1.30	1.10	1.20	1.20	1.60	1.10	1.10	1.10	2.60
Th	15.60	18.00	16.40	17.20	15.60	28.90	18.10	14.50	18.10	29.20
U	3.90	4.20	4.30	4.30	3.60	6.10	3.80	3.50	3.60	7.50

*loss on ignition

Continue...

Table 1 cont.

Samples	MainBody							Dikes		
	PSQ 6102A	PAD 003B	PAD 004A	PAD 007A	PAD 021A	PAD 023C	PSQ 3149	PSQ 5058B	PSQ 5091A	PSQ 5096
SiO ₂	76.19	71.27	69.72	72.59	70.93	72.38	69.66	72.16	76.51	75.38
Al ₂ O ₃	11.68	13.38	13.50	12.51	13.22	12.92	13.75	13.30	11.76	12.27
Fe ₂ O _{3T}	2.35	4.05	4.88	4.02	4.00	3.68	4.57	3.08	1.86	2.28
MnO	0.03	0.07	0.07	0.05	0.16	0.06	0.07	0.06	0.02	0.03
MgO	0.10	0.39	0.41	0.33	0.36	0.26	0.42	0.11	0.02	0.03
CaO	0.68	1.41	1.44	0.93	1.21	0.81	1.58	0.92	0.46	0.35
Na ₂ O	2.71	2.84	2.80	2.42	4.20	3.50	2.94	3.46	3.19	3.00
K ₂ O	5.37	5.61	5.74	5.98	4.13	5.30	5.73	5.64	5.25	5.32
TiO ₂	0.15	0.41	0.41	0.33	0.37	0.30	0.45	0.23	0.08	0.15
P ₂ O ₅	0.03	0.10	0.11	0.09	0.10	0.08	0.13	0.05	0.02	0.03
LI*	0.60	0.30	0.70	0.60	1.10	0.60	0.50	0.80	0.70	1
Total	99.88	99.83	99.81	99.85	99.72	99.84	99.80	99.79	99.89	99.83
Rb	256	179	177	260	258	275	190	255.50	487.80	292.10
Ba	165	714	804	635	716	539	905	347	22	171
Sr	30	104	115	91	90	66	124	50.80	18.60	24.90
Ga	19.30	19.50	19.70	17.00	20.00	22.40	20.00	23.70	22.90	25.20
Zr	201	365	378	296	333	314	437	389.90	155.50	293.20
Y	45	34	31	39	25	34	30	72.50	91.20	85
Nb	20.30	16.30	17.30	15.70	13.00	16.30	16.60	34.10	31.20	36.60
La	88.50	73.40	72.80	75.00	53.70	86.70	66.90	86.50	41.50	90.20
Ce	212	146	147	139	109	173	136	204.60	104.70	208.20
Pr	22.42	17.65	16.88	17.54	13.09	20.80	16.02	22.07	11.82	22.56
Nd	81.30	67.60	62.50	68.50	47.20	81.30	65.80	82	44.70	84
Sm	14.80	10.80	10.50	11.20	8.40	12.50	10.20	15.59	11.52	16.95
Eu	0.60	1.50	1.60	1.50	1.50	1.30	1.80	1.09	0.17	0.69
Gd	11.00	8.80	8.60	9.60	6.70	10.20	8.50	13.14	11.17	15.43
Tb	1.82	1.19	1.14	1.27	0.94	1.30	1.08	2.30	2.33	2.69
Dy	9.04	6.86	6.03	6.65	5.10	7.52	6.11	12.77	14.18	15.27
Ho	1.68	1.17	1.06	1.29	0.84	1.26	1.09	2.59	3.00	3.02
Er	4.61	3.08	3.26	3.60	2.41	3.34	3.02	7.35	9.00	8.23
Tm	0.73	0.47	0.48	0.54	0.35	0.53	0.48	1.10	1.50	1.29
Yb	4.30	2.80	3.10	3.20	2.30	3.60	3.20	6.81	9.30	8.02
Lu	0.65	0.44	0.44	0.47	0.32	0.52	0.45	1.03	1.32	1.20
Hf	6.90	9.20	9.60	7.90	8.50	8.10	10.90	12.20	8.10	10.10
Ta	1.60	0.20	0.40	0.20	0.20	0.50	0.40	2.20	3.50	2.80
Th	27.70	15.90	16.30	17.20	12.00	19.50	14.70	25.90	39.40	28.30
U	6.20	4	2.10	4.10	2.60	4.70	3.60	6.90	12.50	7.80

5.2. Major, trace, and rare earth elements data

The rhyolitic rocks have high SiO_2 values that range from 69 to 76%, which is similar to that of "high silica rhyolitic systems" (Mahood & Hildreth, 1983; Metz & Mahood, 1991). In the TAS diagram (Le Bas *et al.*, 1986), these rocks form a trend close to the limit between the subalkaline and silica saturated alkaline fields (Fig. 6A). The same behavior is noted in the R1-R2 diagram (De La Roche *et al.*, 1980) (Fig. 6B); these observations were confirmed using the diagrams based on trace elements as proposed by Winchester & Floyd (1977) (Figs. 6C and 6D).

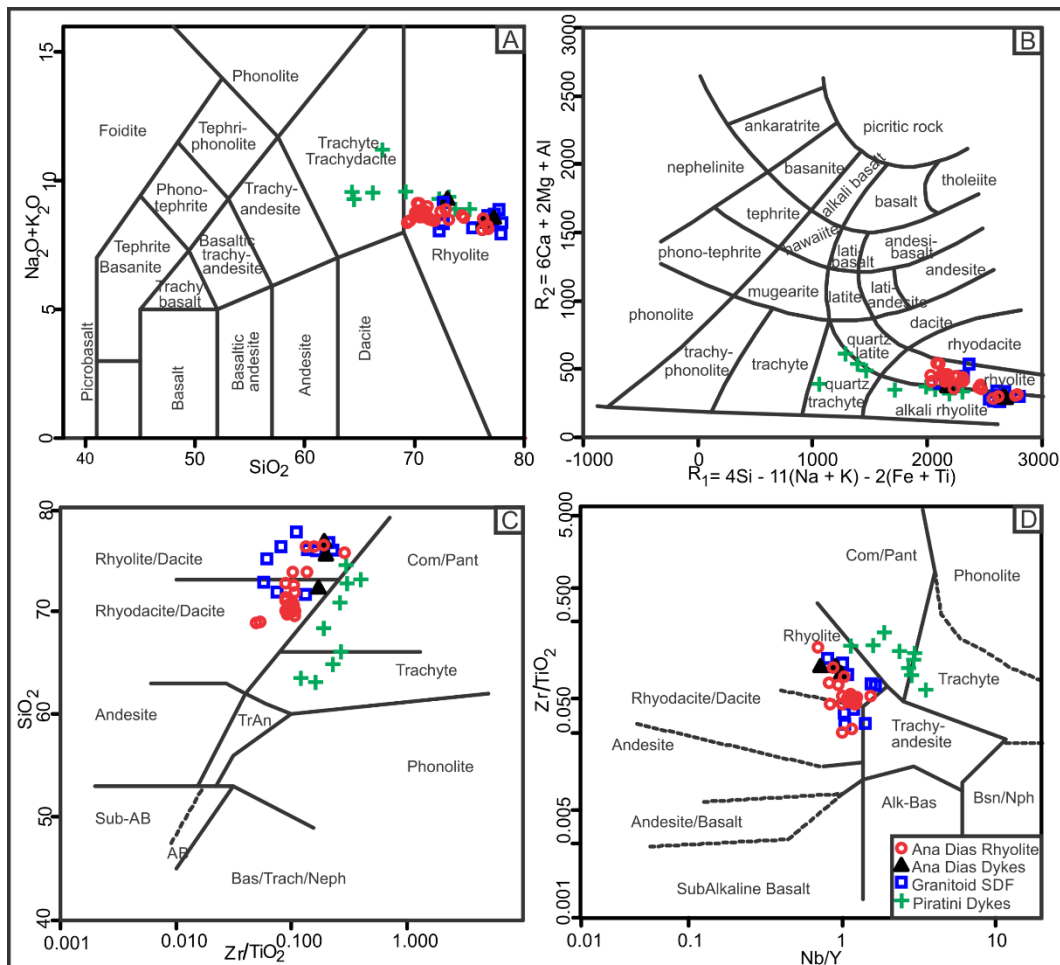


Figure 6 - Classification diagrams and geochemical affinity; A) TAS (Le Bas *et al.*, 1986.); B). R1 vs. R2 (De La Roche *et al.*, 1980); C) SiO_2 vs. Zr/TiO_2 (Winchester & Floyd 1977); D) Zr/Ti vs. Nb/Y (Winchester & Floyd 1977). Geochemical data from Piratini dykes and Dom Feliciano Suite: extracted from Philipp *et al.* (1998).

The rhyolitic magmatism includes high $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ values that range between 1.5 and 2.5 (Fig. 7). This behavior may be typical for the shoshonitic series rhyolites (K-alkaline), but the low Sr values (<200 ppm) for the rocks studied rocks are not characteristic of this magmatic series. These characteristics are associated with high

alkaline values ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 8$ to 9.2 wt. %), $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$ ratios of 0.88 to 0.98 , and agpaitic indexes (molar $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$) greater than 0.8 (Fig. 7), which indicate a silica-saturated and metaluminous alkaline series associated with A-type granites in post-collisional environments (Nardi & Bittencourt, 2009).

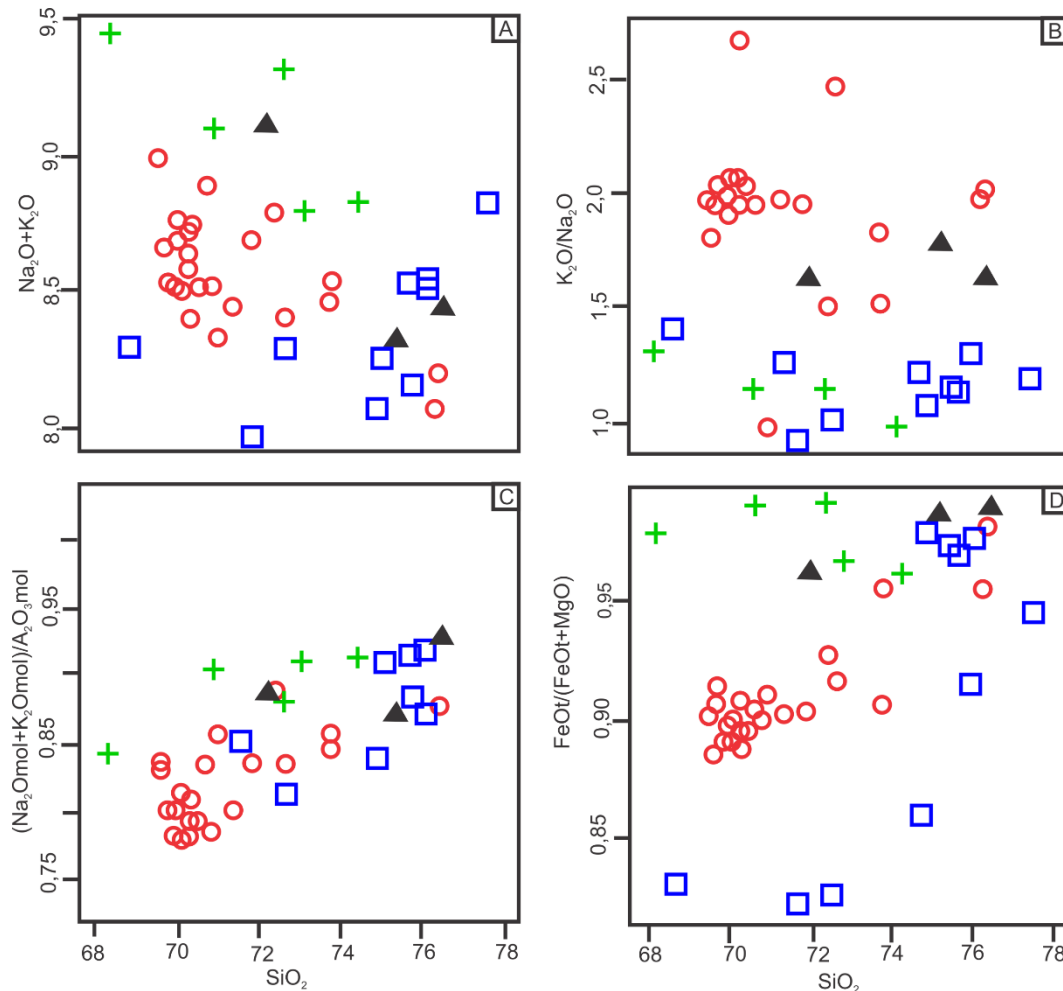


Figure 7 - Variation diagrams: (A) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$ (wt. %); (B) $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$, (C) $\text{FeOt} / \text{FeOt}+\text{MgO} \times \text{SiO}_2$ (wt. %); (D) agpaitic index $\times \text{SiO}_2$ (wt. %). Legend as in Figure 6.

In Harker diagrams (Fig.8), the rhyolite dykes represent the most differentiated magmatic liquids. In general, most elements negatively correlate with silica, except Na_2O , suggesting magma differentiation processes such as fractional crystallization, especially with pyroxene, magnetite, plagioclase, and K-feldspar fractionation.

The trace elements show moderate to high Rb and Zr values. The Nb and Y contents are moderate, but they are higher in the most differentiated rock samples (Fig. 9). The low concentrations of Sr and Ba exhibit compatible behavior with the magmatic differentiation process in the evolution of these rhyolitic liquids. Zr exhibits the same pattern, which should reflect the zircon fractionation. The data are consistent with the character of the alkaline metaluminous series.

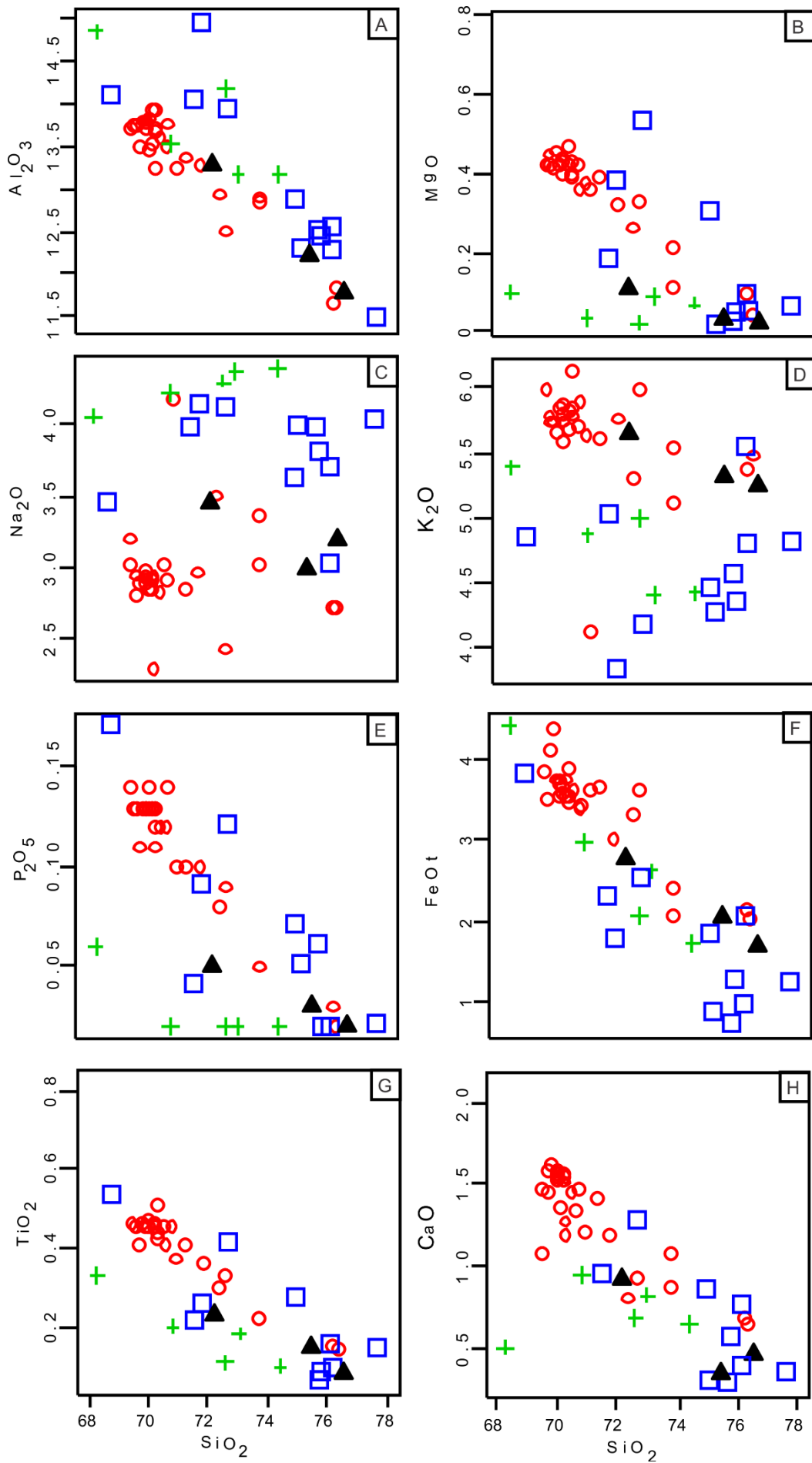


Figure 8 - Harker diagrams (major elements vs. SiO_2 content (wt. %)). Legend as in Figure 6.

When normalized in accordance with the ORG values (Pearce *et al.*, 1984), certain trace elements and REE show a pattern near 1 for HFSE (Nb, Ta, Zr, and Hf) and ETR (Sm and Yb), as well as LILE enrichment (K, Rb, Ba, and Sr) (Fig. 9a). This pattern, the negative Ba anomaly, the relatively slight enrichment in Ce compared with the surrounding elements and the K₂O and Rb enrichment relative to Nb are characteristics of magma derived from mantle sources and enriched in incompatible elements with a certain level of crustal participation. We also observed a slight increase in fractionation of certain elements, especially Ta, and heavy REE with increasing differentiation.

When normalized to the chondrite (Nakamura, 1974), the rare earth elements (REE) patterns show elevated values of the elements ($\Sigma\text{REE} = 277\text{-}477$ ppm) and are characterized by strong LREE enrichment relative to HREE (Fig. 9b). This pattern is characteristic of metaluminous alkaline rhyolitic magmas (Nardi, 1991; Nardi & Bonin, 1991). The most differentiated rocks, which are represented by dykes, exhibit moderate enrichment of LREE relative to HREE ($\text{La}/\text{Yb}_N = 3$ to 8.5). The samples show slight to moderate fractionation in LREE and HREE ($\text{La}_N/\text{Sm}_N = 2.2$ to 4.7; $\text{Eu}_N/\text{Yb}_N = 0.5$ to 1.9). A considerable increase in REE fractionation with increasing differentiation was observed, particularly of the heavy elements (Fig. 9b). A strong, negative Eu anomaly was also observed ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.14\text{-}0.71$), which is likely related to the bivalent character of this element and feldspar fractionation.

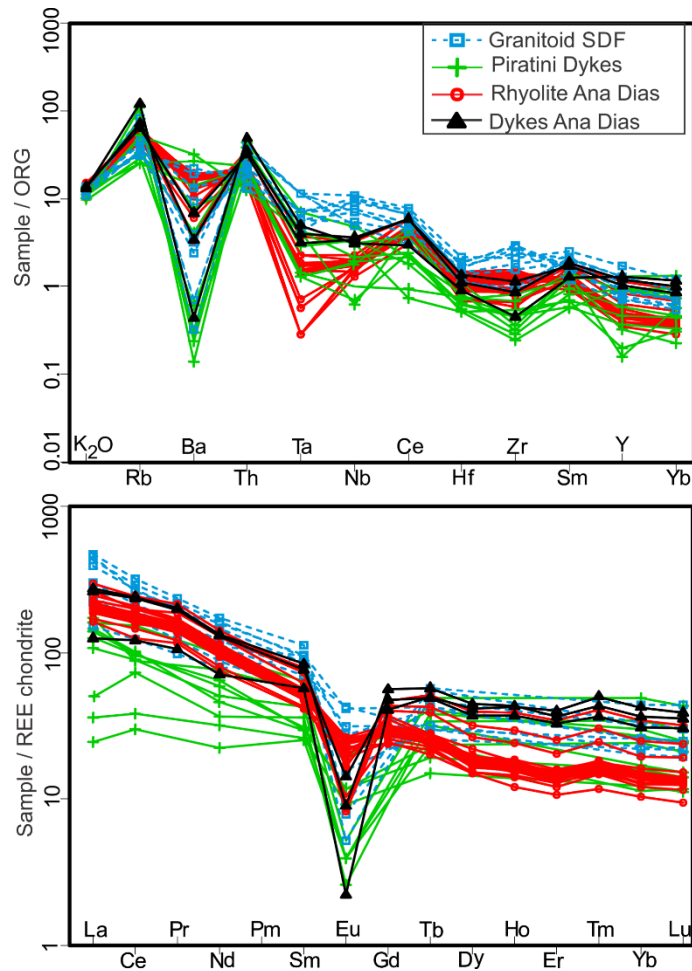


Figure 9 - (A) Spidergram normalized to the ORG, according to Pearce *et al.* (1984). (B) Distribution pattern of rare earth elements from the rhyolitic rocks normalized to the chondrite (Nakamura, 1974). Legend as in Figure 6.

In the discriminating diagrams of tectonic settings that use trace elements (Y+Nb vs. Rb, Y vs. Nb) from Pearce *et al.* (1984), the rhyolitic rocks plot in the field of post-collisional environments (Fig. 10). The rhyolitic dykes are more differentiated, thus presenting higher Nb and Y values, which are characteristic of intraplate magmatism. This behavior is associated with high agpaitic index values (molar: $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 = I < 0.9$) and high La/Nb (> 2) ratios, which may indicate a greater crustal contamination (Nardi & Bitencourt, 2009). These authors assert that such criteria can be used to characterize A-type granites that are associated with shear zones in post-collisional settings in south Brazil.

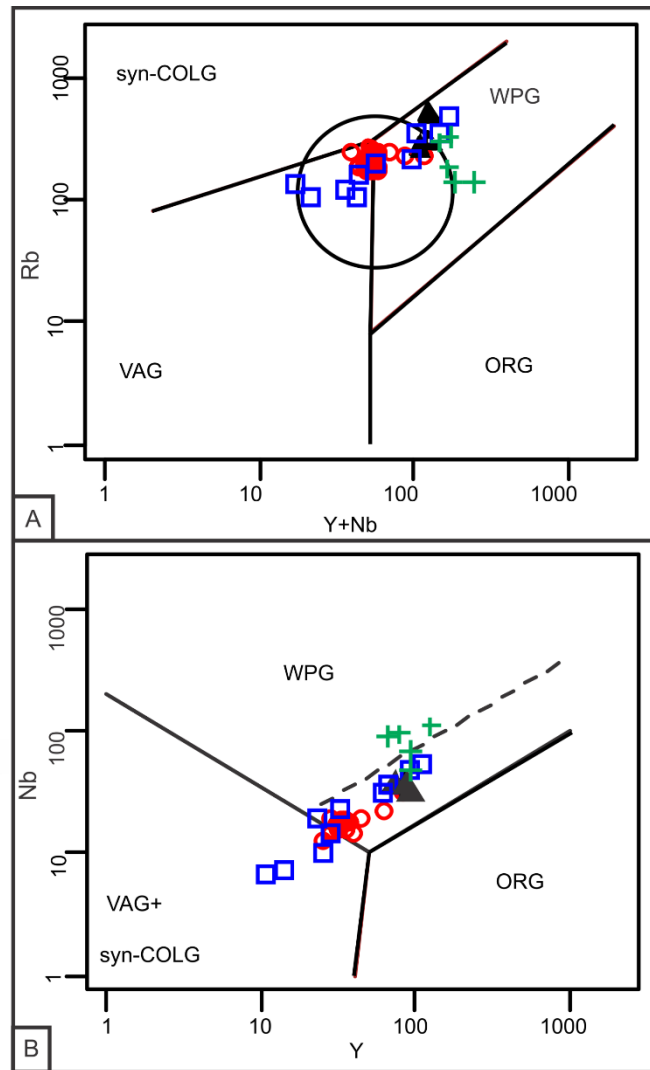


Figure 10 - Discriminant diagrams of tectonic environments (Pearce *et al.*, 1984): A) Rb vs. Y+Nb; B) Nb vs. Y. Elliptical area: field of post-collisional magmatism suggested by Pearce (1996). Legend as in Figure 6.

Based on granitoid classification diagrams (Whalen *et al.*, 1987), the samples were considered type "A" granites (Fig. 11); this classification was confirmed by the values $(104 \cdot \text{Ga})/\text{Al} > 2.6$, $\text{Ce} + \text{Y} + \text{Nb} + \text{Zr} > 400$ ppm. The rhyolites show relatively high Y/Nb ratios; they are classified as type A2 (Eby, 1992). These characteristics are associated with the agpaitic index, $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$ ratios higher than 0.8, and alkali values greater than 8%, which are common in A-type granites related to post-collisional environments, such as described by Philipp & Machado (2005) and Nardi & Bitencourt (2009) in southern Brazil.

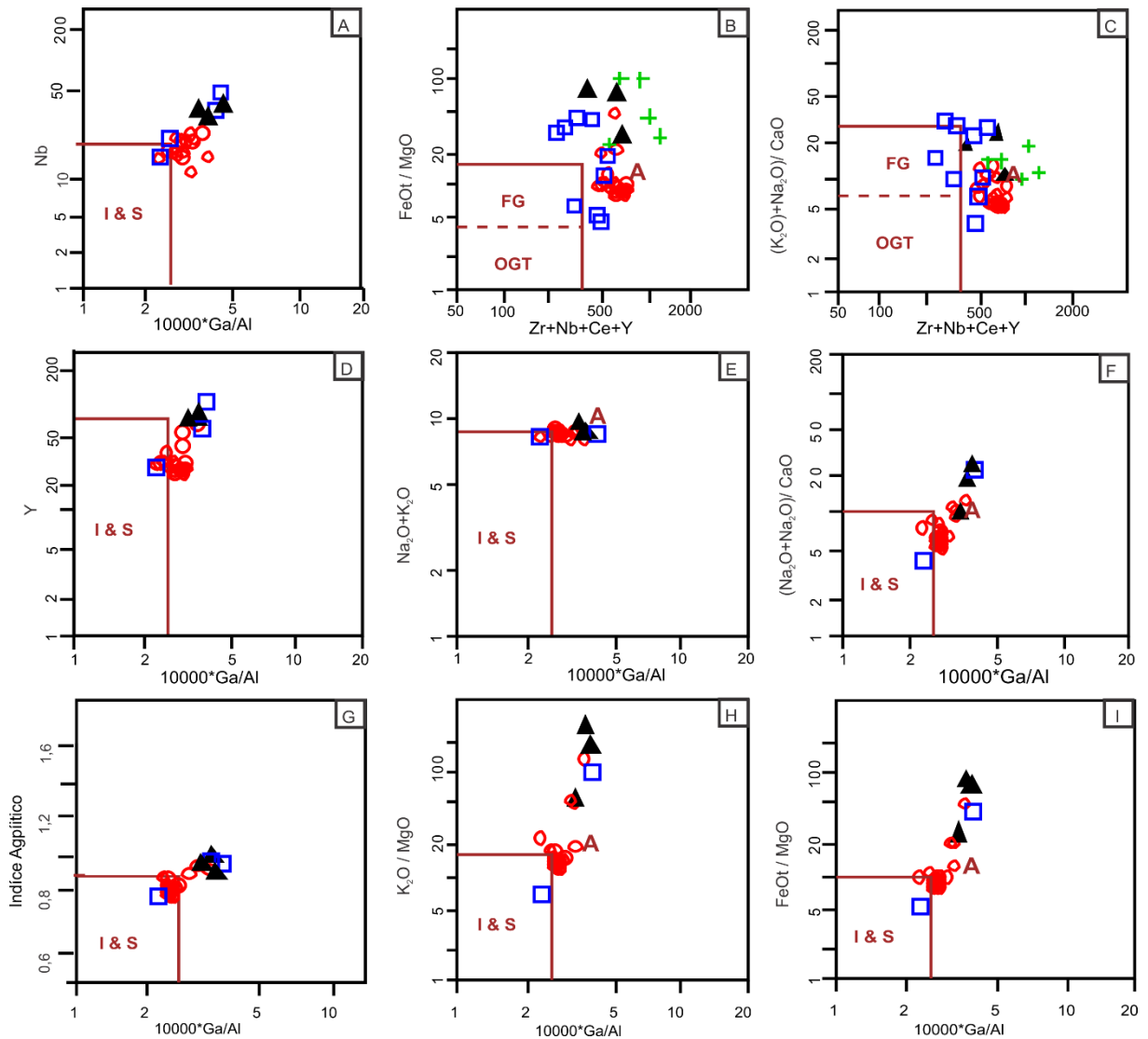


Figure 11 - Classification diagrams of granitoids and the discriminant of tectonic environments from Whalen *et al.* (1987): A) Nb vs. $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$; B) FeOt/MgO vs. $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$; C) $((\text{K}_2\text{O})+\text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ vs. $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$; D) Y vs. $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$; E) $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs. $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$; F) $(\text{Na}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ vs. $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$; G) IAGP vs. $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$; H) $\text{K}_2\text{O}/\text{MgO}$ vs. $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$; I) FeOt/MgO vs. $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$. Legend as in Figure 6.

6. RADIOMETRIC DATING

6.1. Material and methods

One rhyolite sample (PAD 001) was collected in the outcrop of the Ana Dias Hill region (Fig.2) ($30^\circ 23' 27.50''\text{S}$ - $51^\circ 59' 40.45''\text{W}$) located 100 m SW from a secondary road. This outcrop is a 300 m wide and 40 m high cliff that exposes porphyritic rhyolites with fine equigranular matrix. These rhyolitic rocks present characteristics of intrusive hypabyssal body.

Approximately 0.5 kg of sample was crushed, pulverized, and sieved for zircon separation. The zircon grains were concentrated using conventional magnetic and heavy liquid separation techniques, after which more than 300 grains were

handpicked and mounted in epoxy resin. The mount was polished using diamond pastes of different grain size to expose the internal features of the zircon crystals. For zircon dating, the grains were imaged using backscattered electrons and cathodoluminescence to determine their internal structures and crystallization phases. Only zircon grains without imperfections, fractures, and mineral inclusions were selected for isotopic analyses. All U-Pb isotopic analyses were performed at the Geochronological Research Center of the Geosciences Institute, University of São Paulo (USP), using a NEPTUNE inductively coupled plasma-mass spectrometer (ICP-MS) and an excimer laser ablation (LA) system.

Table 2 provides the cup and ICP-MS configuration as well as the laser parameters used during the analysis. The U-Pb analysis was used to measure the materials in the following order: two blanks, two NIST standard glasses, three external standards, 13 unknown samples, two external standards, and two blanks. Each experiment consisted of 40 cycles with 1 s/cycle. The ^{204}Hg interference for ^{204}Pb was corrected using ^{202}Hg , where $^{204}\text{Hg}/^{202}\text{Hg} \approx 4.2$. The $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio was used to normalize both the NIST and external standards, whereas the $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ratio was used to normalize the external standard. The standard GJ was used for the zircon analyses (602 ± 4.4 Ma; Elhlou *et al.*, 2006). Zircon typically contains low concentrations of common Pb. Thus, the reliability of the measured $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ratios critically depends on accurately assessing the common Pb component. The residual common Pb was corrected based on the measured ^{204}Pb concentration using the known terrestrial composition (Stacey & Kramers, 1975).

The uncertainty introduced by laser-induced fractionation of elements and mass instrumental discrimination was corrected using a reference zircon standard (GJ-1) (Jackson *et al.*, 2004). The isotope ratios and inter-element fractionation of data collected using the ICP-MS instrument were evaluated by interspersing the GJ-1 zircon standard in each set of thirteen zircon samples (spots). The GJ-1 standard meets the requirements for the methods used in the laboratory, and the ratios $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$, $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$, and $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ were homogeneous throughout application of the bracket technique. External errors were calculated using error propagation for the individual measurements of the standard GJ-1 and the individual zircon sample measurements (spots). The ages were calculated using Isoplot version 4 and were based mainly on $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Ludwig, 2008). Chemale *et al.* (2011) detail the analytical methods and data treatment.

Table 2 - Instrument parameters used during the acquisition of U-Pb isotopic data. L-low mass to faraday cup position, H-high mass to faraday cup position, and IC – ion counting, continuous dynode system.

Configurations	
Cup	²⁰² Hg
IC3	²⁰⁴ (Hg+Pb)
IC4	²⁰⁶ Pb
L4	²⁰⁷ Pb
IC6	²⁰⁸ Pb
L3	²³² Th
H2	²³⁸ U
H4	
LA	
Energy	6 mJ
Repetition rate	5 Hz
Spot size	25-38 μm
Helium carrier gas	0.35 + 0.5 L min ⁻¹
ICP	
Ratio frequency power	1100 W
Cool gas flow rate	15 L min ⁻¹ Ar
Auxiliary gas flow rate	0.7 L min ⁻¹ Ar
Sample gas flow rate	0.6 L min ⁻¹ Ar

6.2. Results

More than 150 crystals were separated from the rhyolite sample, and the grains selected for isotopic analysis were in the size range of 200 to 500 μm. One population was identified with different morphological characteristics in the selected sample. This zircon population comprises prismatic, euhedral, and elongate crystals with length-to-width ratios with an average of 5:1 pinacoid terminations, and oscillatory zoning (Fig. 12).

The internal zone in grains from selected crystals reflects a particular period of crystal growth. Low length-to-width ratios, such as exhibited by the equant grains, are characteristics of magmatic rocks formed by shallow intrusions (Corfu *et al.*, 2003).

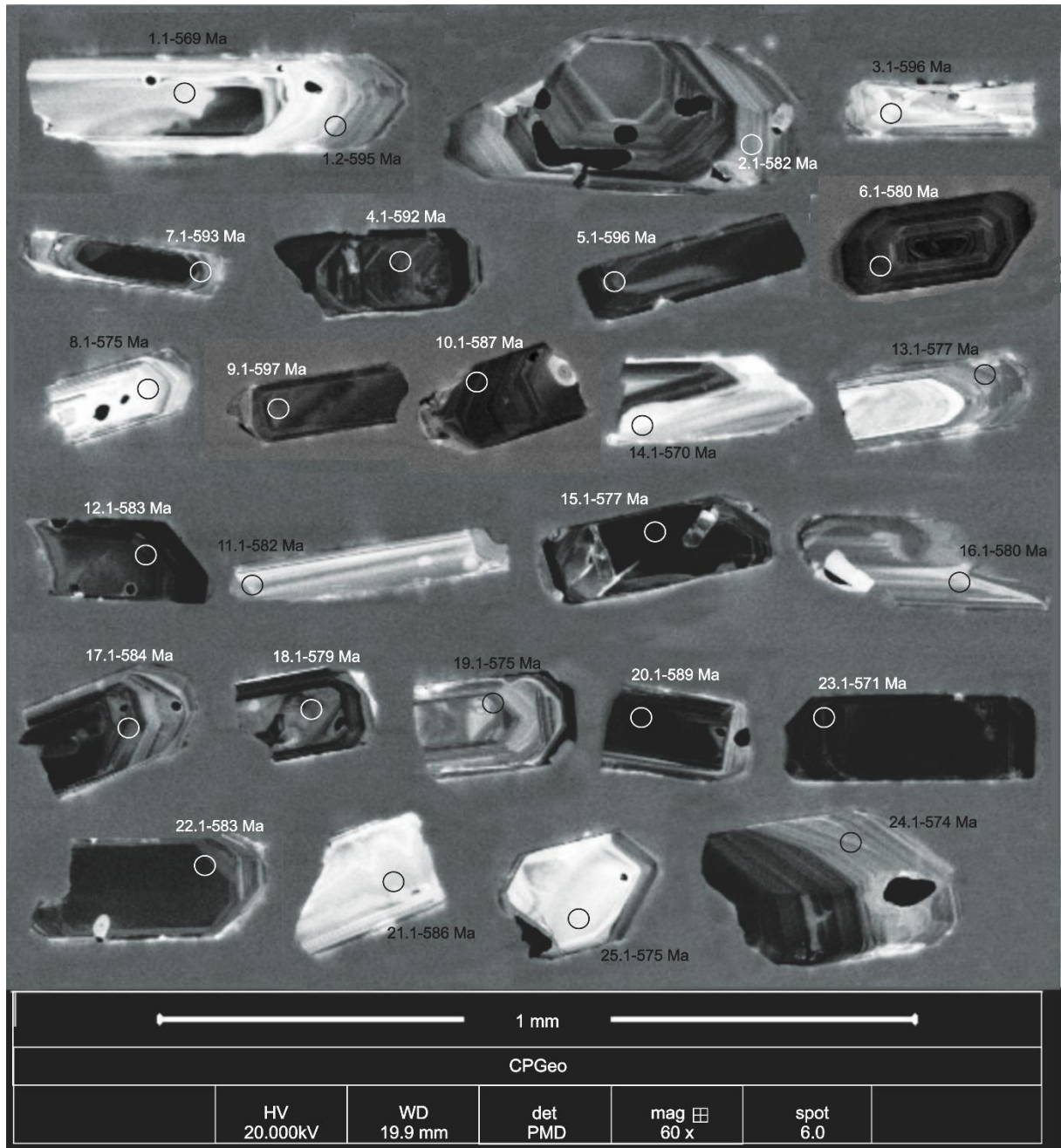


Figure 12 – Cathodoluminescence images of selected zircons crystals from the sample PAD-001B with indication of spots and obtained U-Pb ages.

Twenty-five zircon grains were analyzed from sample PAD-001. The isotopic data and calculated ages are presented in Table 3. They are shown in the concordia diagram based on the $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios (Fig. 13). The crystallization age for sample PAD-001 is 581.9 ± 1.9 Ma (at the 95% confidence level, MSWD = 1.4), which corresponds to the Ediacaran period.

Table 3 – U-Pb zircon LA-ICP-MS isotope data from sample PAD-001B.

Spot Size	Isotopic Ratios										
	^{207}Pb		^{206}Pb		corr.	^{238}U		^{207}Pb		^{208}Pb	
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1 σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1 σ		$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	1 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1 σ	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1 σ
1,1	0,754	0,021	0,092	0,001	0,61	10,830	0,186	0,059	0,000	0,285	0,171
2,1	0,789	0,018	0,094	0,001	0,72	10,584	0,181	0,059	0,000	0,193	0,116
4,1	0,789	0,018	0,096	0,001	0,68	10,388	0,169	0,059	0,000	0,215	0,128
6,1	0,768	0,017	0,094	0,001	0,71	10,619	0,171	0,059	0,000	0,208	0,125
7,1	0,796	0,019	0,096	0,001	0,68	10,384	0,175	0,059	0,000	0,252	0,151
8,1	0,759	0,028	0,093	0,001	0,55	10,710	0,218	0,059	0,001	0,246	0,149
10,1	0,780	0,018	0,095	0,001	0,70	10,494	0,169	0,059	0,000	0,213	0,127
11,1	0,777	0,020	0,094	0,001	0,70	10,578	0,195	0,059	0,001	0,245	0,147
12,1	0,771	0,018	0,094	0,001	0,68	10,570	0,173	0,059	0,000	0,272	0,163
13,1	0,755	0,016	0,093	0,001	0,90	10,685	0,214	0,059	0,000	0,209	0,076
15,1	0,768	0,016	0,093	0,001	0,90	10,674	0,212	0,059	0,000	0,263	0,096
16,1	0,778	0,017	0,095	0,002	0,90	10,490	0,221	0,059	0,000	0,226	0,083
17,1	0,776	0,016	0,094	0,001	0,90	10,550	0,211	0,059	0,000	0,175	0,064
18,1	0,759	0,016	0,093	0,001	0,90	10,644	0,217	0,059	0,000	0,175	0,064
19,1	0,758	0,016	0,093	0,001	0,90	10,724	0,217	0,059	0,000	0,171	0,062
20,1	0,781	0,017	0,095	0,002	0,90	10,447	0,213	0,059	0,000	0,191	0,070
21,1	0,777	0,017	0,095	0,002	0,90	10,511	0,217	0,059	0,000	0,242	0,089
22,1	0,779	0,016	0,094	0,001	0,90	10,570	0,215	0,059	0,000	0,174	0,064
23,1	0,760	0,016	0,092	0,001	0,90	10,788	0,216	0,059	0,000	0,213	0,078
24,1	0,760	0,016	0,093	0,001	0,90	10,743	0,221	0,059	0,000	0,196	0,072
25,1	0,749	0,019	0,093	0,002	0,79	10,715	0,225	0,059	0,000	0,248	0,090
3,1	0,783	0,022	0,096	0,001	0,64	10,325	0,184	0,059	0,001	0,250	0,151
5,1	0,790	0,019	0,096	0,001	0,69	10,321	0,172	0,060	0,000	0,300	0,180
9,1	0,798	0,018	0,097	0,001	0,70	10,311	0,168	0,060	0,000	0,213	0,128
14,1	0,756	0,019	0,092	0,002	0,86	10,807	0,237	0,059	0,001	0,287	0,105
1,2	0,809	0,023	0,096	0,001	0,57	10,336	0,171	0,059	0,001	0,185	0,111

Table 3 – cont.

PAD-001B - Ana Dias Rhyolite					Apparent Ages (Ma)						
Pb total	Pb rad	Th	U	Th/U	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1 σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1 σ	$\frac{^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}}{^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}}$
common %	ppm	ppm	ppm								%
<0.001	11,20	53,70	101,90	0,527	569	0,009	571	0,012	570	0,034	100
<0.001	11,20	45,30	105,70	0,428	582	0,010	591	0,011	582	0,026	100
<0.001	20,90	78,80	191,50	0,412	592	0,009	591	0,011	590	0,022	100
0,01	44,50	172,90	414,60	0,417	580	0,009	579	0,010	578	0,013	100
<0.001	18,70	74,00	167,10	0,443	593	0,010	595	0,011	590	0,018	100
<0.001	4,90	20,00	46,10	0,434	575	0,011	574	0,016	578	0,065	100
0,09	46,70	172,30	427,50	0,403	587	0,009	586	0,010	585	0,015	100
<0.001	6,80	28,40	63,20	0,450	582	0,010	584	0,012	585	0,035	100
0,45	24,70	120,50	222,50	0,542	583	0,009	581	0,011	585	0,021	100
0,36	20,00	85,50	180,80	0,473	577	0,011	571	0,009	574	0,016	100
0,00	69,60	361,10	604,70	0,597	577	0,011	579	0,009	580	0,013	100
<0.001	10,00	50,60	87,20	0,580	587	0,012	585	0,010	589	0,022	100
<0.001	20,40	73,90	185,50	0,398	584	0,011	583	0,010	581	0,017	100
<0.001	16,90	61,50	154,40	0,398	579	0,011	574	0,009	578	0,015	100
<0.001	16,60	60,40	153,60	0,393	575	0,011	573	0,009	577	0,016	100
<0.001	18,10	64,80	160,20	0,405	589	0,011	586	0,010	588	0,015	100
<0.001	6,50	32,60	57,30	0,569	586	0,012	584	0,010	588	0,020	100
<0.001	15,10	54,00	138,20	0,391	583	0,011	585	0,009	588	0,016	99
<0.001	37,80	171,30	339,70	0,504	571	0,011	574	0,009	586	0,013	98
0,96	14,00	57,70	125,70	0,459	574	0,011	574	0,010	574	0,019	100
3,00	9,20	44,40	82,00	0,542	575	0,012	568	0,011	577	0,033	100
<0.001	6,90	30,10	63,10	0,477	596	0,010	587	0,012	594	0,049	100
<0.001	18,10	91,40	158,70	0,576	596	0,010	591	0,011	604	0,021	99
<0.001	25,60	96,00	233,40	0,411	597	0,009	596	0,010	597	0,019	100
<0.001	18,30	98,50	157,80	0,624	570	0,012	572	0,011	576	0,037	99
<0.001	11,80	43,10	109,40	0,394	595	0,009	602	0,013	594	0,036	0

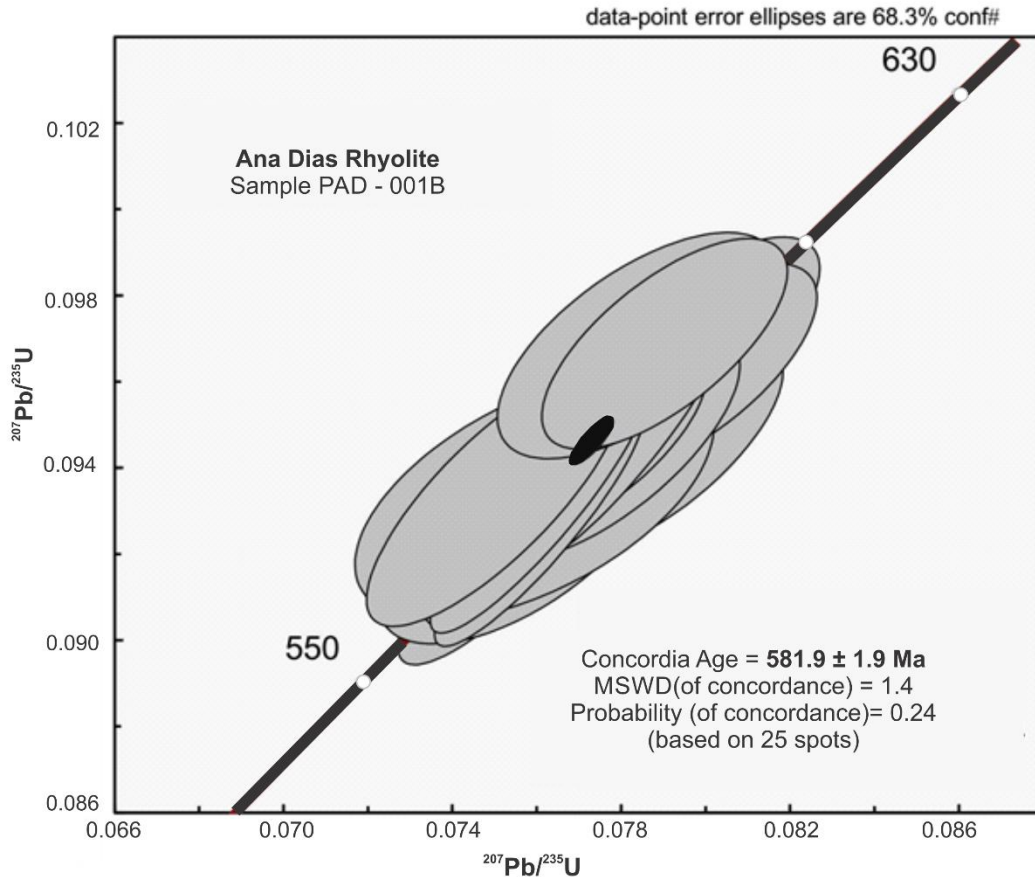


Figure 13 - Diagram with U/Pb zircon data for the sample PAD-001B obtained by LA-ICP-MS, providing an age of 581.9 ± 1.9 Ma to Ana Dias Rhyolite.

7. DISCUSSION

The Ana Dias Rhyolite composes a main body with characteristics of a shallow intrusion (subvolcanic), and dykes that intrude into various units of the Pelotas Batholith. The main body does not exhibit a pronounced facies variation and it is dominated by porphyritic types with fine-grained matrix. In certain portions of the body, the porphyritic rhyolites exhibit less abundant phenocrysts in a fine to aphanitic matrix. Metric-thick dykes exhibit an N-NE preferential orientation.

The field and petrographic data do not indicate volcanic and effusive deposits as suggested in previous studies (e.g., Frago Cesar, 1986). The faciologic and textural aspects such as the high level of crystallinity, and the absence of typical rhyolitic lava features (e.g., aphanitic types, autobreccia portions, and flow textures) indicate subvolcanic systems. The absence of associated sedimentary sequences, which are common in volcanic environments, and the crustal level of the host rocks are consistent with the above propositions. The porphyritic types with aphanitic

matrix suggest felsic margins at random portions. The faults, which dramatically affect the main body of the Ana Dias Rhyolite, may be coincident with the discontinuity that serves as a conduit for rhyolite magma emplacement. The rhyolite dykes reflect late events in this magmatic system because they cut both the interlocking and main body.

Regarding the Pelotas Batholith, the previous proposal that the Ana Dias Rhyolite is genetically correlated with more differentiated suites can be considered satisfactory. The age of the Ana Dias Rhyolite determined here (581.9 ± 1.9 Ma) is similar to the ages of the granites from the Dom Feliciano Suite and other rhyolite dykes from the Pelotas Batholith. Yet, these ages are distinct from the Piratini dyke ages, which exhibit values at approximately 550 Ma (Zanon *et al.*, 2013).

Geochemical data indicate that the rhyolites are similar to high-silica systems. The dykes that cut the main body tend to be more evolved. The origin and evolution of alkaline magmas enriched in silica are subject to considerable controversy, and many mechanisms have been postulated to explain their origin. Several authors suggest that the high-silica rhyolites represent residual rhyolitic liquids produced by fractionation of alkaline magmas with a mantle origin (Loiselle & Wones, 1979; Turner *et al.*, 1992, Wilson, 1989). Under this hypothesis, fractional crystallization that was potentially combined with crustal contamination or assimilation is responsible for evolution of the alkaline magmas, which are highly differentiated from the transitional basalts or moderately alkaline magma. Similar processes have been proposed by various authors (e.g., Verma 1983; 1984; Halliday *et al.*, 1984; Novak & Mahood, 1986; Cameron & Cameron, 1986a; Halliday *et al.*, 1986; Ferriz & Mahood, 1987; Moll-Stalcup, 1987; Hildreth, 1987; Halliday *et al.*, 1987) to explain the genesis of high-silica rhyolites in many environments, such as the Volcanic Center Sierra La Primavera (Pleistocene - Mexico, Mahood & Halliday, 1988). Recent studies (e.g., Hildreth, 2004; Bachmann & Bergantz, 2004; Lipman, 2007) propose that high-silica rhyolites originated from the separation of liquids derived from rhyolitic crystal mush linked to large granodioritic or granitic plutons.

The geochemical data of Ana Dias Rhyolite when compared with data from Dom Feliciano Suite granitic rocks and rhyolites related to the Piratini dyke swarm (Zanon, 2005), exhibit characteristics that are more similar to those of the granitic rocks. In the TAS (Le Bas *et al.*, 1986) and R1-R2 diagrams (De la Roche *et al.*, 1980), the behavior of the most evolved Dom Feliciano Suite granites is similar to the trend of the Ana Dias Rhyolite rocks (Fig. 6A and B). On the other hand, the behavior

of the rhyolites associated with the Piratini dykes swarm is consistent with the alkaline series, which demonstrates greater alkalinity and tends toward peralkaline systems (Fig. 6), similar to comenditic/pantelleritic rocks.

The alkalis show elevated values for all associations, but they show higher values for rhyolites associated with the Piratini dykes swarm (Fig. 7). Magmatism associated with these rhyolitic rocks exhibit a more sodic signature, as demonstrated by the lower K_2O/Na_2O ratios with values near 1. Although they present a higher agpaitic index compared with other acidic rocks, the rhyolite dykes do not show values greater than 1, which would be typical for peralkaline rocks. The Fe/Mg ratios are high for all associations and are higher in Piratini rhyolitic dykes, which is typical of alkaline magmatism.

In Harker diagrams, using silica as a differentiation index (Fig. 8), we observed similar evolutionary trends in the Ana Dias Rhyolite and in granites from the Dom Feliciano Suite. The rocks associated with the Piratini dykes swarm present a similar evolutionary trend, but they are slightly depleted in nearly all oxides, except for Al_2O_3 and Na_2O . Both trends are suggestive of mineral fractionation processes.

The trace elements behavior is similar to what is observed in the major elements. The Ana Dias Rhyolite and Dom Feliciano Suite granites present similar values and trends. The dykes swarm rocks, in turn, exhibit slight depletion in Ba, Rb, and Sr and enrichment in Zr, Nb, and Y, which is consistent with a more alkaline trend in this unit (Fig. 9). The high contents of Zr, Nb, Y, Ga, and Rb are linked to lower Ba and Sr values and are characteristic of acid alkaline magmatic affinity (Pearce *et al.*, 1984; Whalen *et al.*, 1987; Nardi, 1991).

The behavior of certain trace elements and REE, when normalized using ORG values (Pearce *et al.*, 1984), show a similar pattern for rhyolitic rocks of all units (Fig. 9A). We observed a general enrichment in the most incompatible elements, as demonstrated by the variation between the normalized Yb and K_2O values. A characteristic feature is the negative Ba anomaly and light Ce enrichment relative to the adjacent elements. These characteristics and the Rb and K_2O enrichment relative to Nb are common in associations derived from a mantle source with crustal contribution. The greatest enrichment in HFSE was observed in the Piratini rhyolite dyke swarm, which is typical of sodic alkaline magmas with a peralkaline trend.

When normalized to chondrite (Nakamura, 1974), the Ana Dias Rhyolite sample REE pattern is similar to the acid rocks from the Piratini dykes swarm, enriched in LREE relative to HREE and with pronounced Eu anomaly. The Dom

Feliciano Granitic Suite exhibits a stronger Eu negative anomaly, as well as lower LREE and higher HREE values relative to the other rocks (Fig.9B). This pattern is characteristic of alkaline sodic associations from post-orogenic to post-collisional environments. The Piratini rhyolitic rocks are more enriched in REE, especially LREE, which is characteristic of alkaline magmas with a peralkaline tendency.

The rocks of the Dom Feliciano Granitic Suite and Ana Dias Rhyolite exhibit high Rb/Y + Nb and Nb/Y values, and are plotted in the post-collisional field, tending toward the intraplate environment, especially for strongly alkaline rocks associated with the Piratini dykes swarm (Fig. 10). In the diagrams proposed by Whalen *et al.* (1987), these samples are classified as type "A" granites (Fig. 11) and this classification is confirmed using the values $(Ga \cdot 10^4)/Al > 2.6$, $Ce+Y+Nb+Zr > 500$ ppm and $FeOt/(FeOt+MgO) > 0.9$, as proposed by Nardi & Bitencourt (2009) for type "A" granitic magmatism in southern Brazil.

The Ana Dias Rhyolite, as well as granitic rocks of the Dom Feliciano Granitic Suite and Piratini dykes swarm, present geochemical characteristics that are consistent with those of A-type granitic magmas associated with post-collisional environments, which is in keeping with the findings of Nardi and Bitencourt (2009) for "A" type granitic magmatism in southern Brazil. The origin and evolution of this granitic magmatism may be related to processes involving magmatic differentiation from basic or intermediate mantle-derived magmas, mostly by fractional crystallization mechanisms (Nardi & Bitencourt, 2009). These authors suggest in some cases processes of contamination by crustal melts, mainly in areas with important transcurrent tectonic activity such as the geologic context of the Quitéria region, which includes the Ana Dias Rhyolite.

8. CONCLUSIONS

Ana Dias Rhyolite is the main subvolcanic occurrence of the Ediacaran acid magmatism of the Pelotas Batholith in southernmost Brazil. It is composed of a main body with characteristics of a shallow intrusion (subvolcanic), and dykes that intrude into various units of the Pelotas Batholith. The main body does not exhibit a pronounced facies variation and it is dominated by porphyritic types with fine-grained matrix. The age of the Ana Dias Rhyolite determined here (581.9 ± 1.9 Ma) is similar to the ages of the granites from the Dom Feliciano Suite and other rhyolite dykes from the Pelotas Batholith. The geochemical data of Ana Dias Rhyolite exhibit characteristics that are similar to those of the granitic rocks of the Dom Feliciano

Suite, which is considered the most differentiated granite suite phases during the final stages of emplacement of the Pelotas Batholith. These characteristics are pointed out by elevated SiO_2 and alkali concentrations, high $\text{FeO}t/(\text{FeO}t+\text{MgO})$ ratios and agpaitic index; and low Al_2O_3 , CaO, and MgO contents, which suggest the rhyolites as belonging to the alkaline to subalkaline series and a metaluminous to peraluminous character. The moderate contents of Zr, Rb, Y, Nb, and Ga and the relatively low Ba and Sr values are common in the acid magmas with alkaline affinity. The enrichment in more incompatible elements, in addition to the negative anomaly of Ba, the slight enrichment in Ce relative to adjacent elements, as well as the enrichment in K_2O and Rb relative to Nb, suggest magmas derived from mantle sources enriched in incompatible elements with a some crustal contamination. The Ana Dias Rhyolite as well as granitic rocks of the Dom Feliciano Granitic Suite present geochemical characteristics that are consistent with those of A-type granitic magmas associated with the Late Neoproterozoic post-collision magmatism in the Sul-Rio-Grandense Shield, southernmost Brazil.

ACKNOWLEDGEMENTS

We especially acknowledge the research grants and financial support of the CNPq 303584/2009-2, 473683/2007, 5470641/2008-8, 470203/2007-2, 302213/2012-0, 471402/2012-5, 303038/2009-8 e 4705052010-9, FAPERGS: 1180/12-8, and PRONEX: 10/0045-6. We also thank the laboratory support from the IGEO/UFRGS.

REFERENCES

Almeida, D.P.M.; Gomes, M.E.B.; Philipp, R.P.; Robaina, L.E.S.; Pintaúde, D.A., 1990. Contribuição ao conhecimento dos granitóides alcalinos da suíte Dom Feliciano do Batólito Pelotas, região de Torrinhas, RS. *Acta Geologica Leopoldensia*, v.XIII, 31: p. 59-72.

Almeida, E.S.; Abreu de Castilhos, J.J.; Simon A.F.; Avila, E.L.; Aumond, J. J.; Pinto, N.L. C.; Dal Santo, N.A & Infante, N., 1991. Observações geomorfológicas na Praia do Forte - Ilha de Santa Catarina, Município de Florianópolis – SC. *GEOSUL*, 11: p. 38-54.

Almeida, F.F.M.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews* 17, 1-29.

Babinski, M.; Chemale Jr., F.; Hartmann, L.A.; Van Schmus, W.R.; Silva, L.C., 1996. Juvenile accretion at 750–700 Ma in southern Brazil. *Geology* 24 (5), 439–442.

Babinski, M.; Chemale Jr., F.; Van Schmus, W.R.; Hartmann, L.A.; Silva, L.C., 1997. U–Pb and Sm–Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic–gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 10 (3–4), 263–274.

Bachmann, O.; Bergantz, G.W., 2004. On the origin of crystal-poor rhyolites: extracted from batholithic crystal mushes. *Journal of Petrology*, 45: p. 1565-1582.

Bitencourt, M.F.; Nardi, L.V.S., 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the southern Brazilian Shear Belt. *Revista brasileira de Geociências*, 30: p. 184-187.

Bitencourt, M.F.; Nardi, L.V.S., 1993. Late- to post-collisional Brasiliano magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 65 (1), p. 3-16.

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

Bossi, J., Ferrando, L., Montaña, J., Campal, N., Morales, H., Gancio, F., Schipilov, A., Piñeyro, D., Sprechmann, P., 1998. Carta geológica del Uruguay. In: *Escala 1:500.000*. Geoeditores, Montevideo.

Brito Neves, B.B., Cordani, U.G., 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53, p. 23-40.

Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Pimentel, M.M., 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3): 493-518.

Cameron, K.L.; Cameron, M., 1986. Geochemistry of quartz-normative igneous rocks from the Chinati Mountains and Terlinga areas, west Texas--a comparison with Cenozoic volcanic rocks from Chihuahua and Baja California Sur, Mexico. *University of Texas Guidebook, Bureau of Economic Geology*, 23: p. 143-163.

Chemale Jr., F., 2000. Evolução geológica do escudo Sul-Rio-Grandense. In: De Ros, L. F. & Holz, M. (eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p.13-52.

Chemale Jr., F.; Dussin, I.A.; Alkmim, F.; Martins, M.S.; Queiroga, G.; Armstrong, R.; Santos, N.M., 2011. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: the case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*, in press.

Chemale Jr., F.; Hartmann, L.A.; Silva, L.C., 1995. Stratigraphy and Tectonism of the Brasiliano Cycle in Southern Brazil. In: *Communication of Geological Survey Namibia*, vol. 10, pp. 151–166.

Cordani, U.G.; Halpern, M.; Berenholc, M., 1974. Comentários sobre as determinações geocronológicas da folha de Porto Alegre. In: *Carta geológica do Brasil ao milionésimo, folha de Porto Alegre e Lagoa Mirim*. Brasília, DNPM, p. 70-84.

De La Roche, H.; Leterrier, J.; Grandclaude, P.; and 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: p. 183-210.

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

Fernandes, L.A.D.; Tommasi, A.; Porcher, C.C.; Koester, E.; Kraemer, G.; Scherer, C.M.; Menegat, R., 1992. Granitóides precoces do Cinturão Dom Feliciano: Caracterização geoquímica e discussão estratigráfica. *Pesquisas*, 19 (2): p. 197-218

Ferriz H.; Mahood G.A., 1987. Strong compositional zonation in a silicic magmatic system: Los Humeros, Mexican Neovolcaucic Belt. *Journal of Petrology*, 28: p. 171-209.

Fragoso-Cesar, A.R.S.; Figueiredo, M.C.H.; Soliani Jr., E.; Faccini, U.F., 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. *Congresso Brasileiro De Geologia*, 34, Goiânia. *Anais. Goiânia, SBG*, 3: p. 1322-1343.

Fragoso-César, A.R.S., 1991. Tectônica de Placas no Ciclo Brasiliano: As orogênicas dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Gaucher, C.; Frei, R.; Chemale Jr., F.; Frei, D.; Bossi, J.; Martínez, G.; Chiglino, L.; Cernuschi, F., 2010. Mesoproterozoic evolution of the Río de la Plata Craton in Uruguay: at the heart of Rodinia? *Int. J. Earth Sci.*, doi:10.1007/s00531-010-0562-x.

Gregory, T.R., 2009. Caracterização estrutural e petrológica de metonalitos e metadioritos do Complexo Arroio dos Ratos na sua seção-tipo, região de Quitéria, RS. Dissertação de Mestrado. PPGGEO – Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Gregory, T.R.; Bitencourt, M.F.S.; Nardi, L.V.S., 2011. Caracterização estrutural e petrológica de metatonalitos e metadioritos do Complexo Arroio dos Ratos na sua seção-tipo, região de Quitéria, RS. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Pesquisas em Geociências, 38 (2): p. 181-202.

Halliday, A.N.; Fallick, A.E.; Hutchinson J.; Hildreth W., 1984. A Nd, Sr and O isotopic investigation into the causes of chemical and isotopic zonation in the Bishop Tuff, California. *Earth Planet Sci Lett*, 68: p. 379-391.

Halliday, A.N.; Mahood, G.A.; Hildreth, W.; Holden, P.; Stephens, W.E., 1987. Isotopic constraints on mechanisms of production and contamination of silicic magmas. *Abs Symposium on the Origin of Granites. Proc. Royal Soc. Edinburgh and Royal Soc. London*, p 33.

Halliday, A.N.; Shepherd, T. J.; Dickin, A.P., MacLaren, F.; Darbyshire, F., 1986. Sm-Nd dating and fingerprinting of the north Pennine fluorite deposits. *Terra Cognita*, 6: 2 (abstract).

Hartmann, L.A.; Campal, N.; Santos, J.O.S.; McNaughton, N.J.; Bossi, J.; Schipilov, A.; Lafon, J.-M., 2001. Archean crust in the Rio de La Plata Craton, Uruguay—SHRIMPU—Pb zircon reconnaissance geochronology. *J. S. Am. Earth Sci.* 14, 557–570.

Hartmann, L.A.; Chemale, F.; Philipp, R.P. 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. *50 Anos de geologia no Rio Grande do Sul. Porto Alegre: Comunicação e Identidade.* p.97-123.

Hartmann, L.A.; Leite, J.A.D.; Silva, L.C.; Remus, M.V.D.; McNaughton, N.J.; Groves, D.I.; Fletcher, I.R.; Santos, J.O.S.; Vasconcellos, M.A.Z., 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences* 47, 829e844.

Hartmann, L.A.; Nardi, L.V.S.; Formoso, M.L.L.; Remus, M.V.D.; Lima, E.F.; Mexias, A.S. 1999. Magmatism and metallogeny in the crustal evolution of Rio Grande do Sul shield, Brazil. *Pesquisas*, 26: p. 45-63.

Hartmann, L.A.; Philipp, R.P.; Santos, J.O.S.; McNaughton, N.J.; 2011. Time frame of 753-680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazil. *Gondwana Research* 19, 84e99.

Hildreth, W., 1987. New perspective on the eruption of 1912 in the Valley of Ten Thousand Smokes, Katmai National Park, Alaska. *Bulletin of Volcanology*, 49: p. 680-693.

Hildreth, W., 2004. Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 136, no. 3-4, p. 169-198.

Jackson S.; Pearson N.J.; Griffin W.L.; Belousova E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, p. 211: 47-69.

Knijnik, D.B.; Bitencourt, M.F.S.; Nardi, L.V.S.; Pinto, V.M.; Fontana, E., 2012. Caracterização geoquímica e estrutural do Granodiorito Cruzeiro do Sul: magmatismo shoshonítico pós-colisional neoproterozoico em zona de transcorrência, região de Quitéria, RS. *Geologia USP, Sér. cient.*, São Paulo, v. 12, n. 1, p. 1-38.

Koester, E.; Fernandes, L.A.D.; Soliani Jr., E.; Nardi, L.V.S.; Kraemer, G.; Roisenberg, A., 2001a. Geologia e geoquímica de granitóides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, Encruzilhada do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências* 31 (2), 141e154

Le Bas, M.J.; Le Maitre, R.W.; Streckeisen, A.; Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3): p. 745–750.

Leite, J.A.D.; Hartmann, L.A.; McNaughton, N.J.; Chemale Jr., F., 1998. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *International Geology Reviews* 40, 688e705.

Leite, J.A.D.; Hartmann, L.A.; Fernandes, L.A.D.; McNaughton, N.J.; Soliani, E.; Koester, E.; Santos, J.O.S.; Vasconcellos, M.A.Z., 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of gneissic basement of the Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 13, 739–750.

Lipman, P.W., 2007. Incremental assembly and prolonged consolidation of Cordilleran magma chambers: Evidence from the Southern Rocky Mountain volcanic field: *Geosphere*, v. 3, p. 423-70.

Liégeois, J.P., 1998. Some words on the post-collisional magmatism. *Lithos* 45, xvexvii.

Loiselle, M.C.; Wones D.R., 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 11: p. 468.

Ludwig, K.R., 2008. User's manual for Isoplot 3.6: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, Berkeley.

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

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

Mallmann, G.; Chemale Jr., F.; Ávila, J.N.; Kawashita, K.; Armstrong, R.A., 2007. Isotope geochemistry and geochronology of the Nico Pérez Terrane, Rio de La Plata Craton. Uruguay. *Gondwana Res.* 12, 489–508.

Metz, J.M.; Mahood, G.A., 1991. Development of the Long Valley, California, magma chamber record in precaldera rhyolite lavas of glass Mountain. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 106(3): p. 379-397.

Moll-Stalcup, E.J., 1987. The petrology and Sr and Nd isotopic characteristic of five Late Cretaceous-early Tertiary volcanic fields in western Alaska: unpublished Ph.D. thesis, Stanford University, 310 p.

Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: p. 757-775.

Nardi, L.V.S., 1991. Caracterização petrográfica e geoquímica dos granitos metaluminosos da associação alcalina: revisão. *Pesq.*, 18(1): p. 44-57.

Nardi, L.V.S.; Bitencourt, M.F.S, 2007..Magmatismo Granítico e Evolução Crustal no Sul do Brasil. 50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, v. 2, p. 125-139.

Nardi, L.V.S.; Bitencourt, M.F.S., 2009. A-type granitic rocks in post-collisional settings in southernmost Brazil: their classification and relationship with tectonics and magmatic series. *Canadian Mineralogist*, 47(6): p. 1493-1503.

Nardi, L.V.S.; Bonin, B. 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: The Saibro Intrusive Suite. Southern Brazil. A case study. *Chemical Geology*, 92 (1/2): p. 197-211.

Novak, S.M.; Mahood, G.A., 1986. Rise and fall of a basalt-trachyte-rhyolite magma system at the Kane Springs Wash caldera, Nevada *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94:p. 352-373.

Oliveira, L.D.; Koester, E.; Soliani Jr., E., 2001. Geoquímica das rochas graníticas pós-transcorrentes da região de Porto Alegre e Viamão, RS. *Geochimica Brasiliensis*, Brasil, v. 15, n. 1/2, p. 65-92.

Oyhantçabal, P.; Siegesmund, S.; Wemmer, K., 2011. The Rio de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal Earth Science*, 100: p. 201-220.

Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Siga, O., McReath, I., Neto, M.D.C., 2010. Deformation and geochronology of syntectonic granitoids emplaced in the Major Gercino Shear Zone, southeastern South America. *Gondwana Res.* 17 (4), 688–703.

Pearce, J. A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, v. 19, n. 4, p.120-125.

Pearce, J.A.; Harris, N.B.W.; Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25: p. 956-983

Philipp, R.P., 1998. A evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. Tese de doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 255p.

Philipp, R.P.; Almeida, D.P.M.; Gomes, M.E.B.; Pintaúde, D.A., 1991. Geoquímica do Granito Bela Vista, Piratini, RS: uma contribuição ao conhecimento do magmatismo alcalino no setor Oriental do Escudo. *Ata Geologica Leopoldensia*, XIV, 34: p. 95-122

Philipp, R.P.; Chemale Jr., F.; Machado, R., 2007. A Geração dos granitoides Neoproterozoicos do Batólito Pelotas: evidências dos isótopos de Sr e Nd e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil. *50 Anos de Geologia*, Porto Alegre, CIGO, Instituto de Geociências, UFRGS, 1: p. 59-77.

Philipp, R.P.; Machado, R., 2001. Estratigrafia e significado tectônico das suítes graníticas do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(3) (no prelo).

Philipp, R.P.; Machado, R., 2002. Suítes graníticas do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: petrografia, tectônica e aspectos petrogênicos. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(3): p. 257-266.

Philipp R.P.; Machado, 2005. The late neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 19: p. 461-478.

Philipp, R.P.; Machado, R.; Nardi, L.V.S.; Lafon, J.M., 2002. O magmatismo granítico Neoproterozoico do Batólito Pelotas no Sul do Brasil: Novos dados e

revisão da geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociência*, 32(2): p. 277-290.

Philipp, R.P.; Nardi, L.V.S., Machado, R., 1998. O Magmatismo Granítico Neoproterozóico tardi a pós-colisional da região de Porto Alegre, RS. Contribuição ao Estudo dos Granitos e Rochas Correlatas. Bahia, Publicação Especial nº5, Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Bahia-Sergipe, p. 129-152.

Philipp, R.P.; Nardi, L.S.V.; Bitencourt, M.F.S., 2000. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. *Geologia do Rio grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO, Instituto de Geociências, UFRGS. p.133-160.

Philipp, R.P.; Jelinek, A.R.; Chemale Jr., F., 2012. New U-Pb zircon ages of post-collisional granitic magmatism and ortogneiss basement of the Pelotas Batholith, Dom Feliciano belt, RS. VIII Symposium on Isotope Geology (SSAGI), Medellin, Corpogemmas, v. 1, p. 155-155.

Philipp, R.P.; Massone, H.; Campos, R.S., 2013. Peraluminous leucogranites of Cordilheira Suite: record of Neoproterozoic collision and generation of Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 43, p. 8-24.

Silva, L.C.; McNaughton, N.J.; Armstrong, R.; Hartmann, L.A.; Fletcher, I.R., 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zirconbased U–Pb geochronologic subdivision of the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Res.* 136, 203–240.

Soliani Jr., E.; Kawashita, K.; Baitelli, R., 2000. A geologia isotópica do Escudo Sul-riograndense, parte I: métodos isotópicos e valor interpretativo. In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO-UFRGS, p. 161-174.

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

Sommer, C.A.; Lima, E.F.; Philipp, R.P.; Noll Filho, R.J.; Oliveira, D.S., 2012. Sistemas vulcânicos e sub-vulcânicos riolíticos associados ao Batólito Pelotas, porção oriental do Escudo Sul-Rio-Grandense: dados preliminares. In: 46 Congresso Brasileiro de Geologia, Santos. *Anais do 46 Congresso Brasileiro de Geologia*. São Paulo: SBG – Núcleo São Paulo. V. CD.

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: p. 151-179.

Stacey, J.S.; Kramer, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26: p. 207-221.

Verma, S.P., 1983. Magma genesis and chamber processes at Los Hornos caldera, Mexico: Nd and Sr isotope data. *Nature*, 302: p. 52-55.

Verma, S.P., 1984. Sr and Nd isotopic evidence for petrogenesis of mid-Tertiary felsic volcanism in the mineral district of Zaca-tecas, Zac. (Sierra Madre Occidental), Mexico. *Isotopic Geoscience*, 2: p. 37-53.

Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis a global tectonic approach*. Berlin, Springer, 466p.

UFRGS, 2006. Mapeamento Geológico de parte da Folha Quitéria SH22-Y-B-I-4 (MI2985/4), RS. Porto Alegre, 1 vol., 2 mapas, color, escala 1:25 000.

UFRGS, 2007. Mapeamento Geológico de parte das folhas Quitéria SH22-Y-B-I-4 (MI2985/4) e Serra do Erval – SH22-Y-B-II-3 (MI2986/3), RS. Porto Alegre, 1º vol., 2 mapas, colorido, escala: 1:25 000.

UFRGS, 1978. Projeto: Quitéria – Serra do Erval: Geologia da Faixa III. Porto Alegre. 110 p. Trabalho de Graduação em Geologia. RS, Porto Alegre. 1 maps, colorido, escala: 1:25.000.

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

Winchester, J.A.; Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Journal: Chemical Geology*, 20: p. 325-343.

Zanon, C.; Machado, R.; Philipp, R.P., 2006. Petrologia e geoquímica dos diques félsicos e máficos associados ao Batólito Pelotas na região de Piratini, RS. *Revista Brasileira de Geociência*, 36(1): p. 23-34.

Zanon, C., 2005. Petrografia, química mineral e geoquímica dos enxames de diques e suas encaixantes nas regiões de Piratini e Pinheiro Machado, RS. Tese de doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 270 p.

Zanon, C.; Machado, R.; Philipp, R.P.; Cordani, U.G.; Chemale Jr.F., 2013. Dados isotópicos dos enxames de diques pós-colisionais neoproterozóicos do Batólito Pelotas, Cinturão Dom Feliciano, RS, Brasil. *Journal of Brazilian Geology*, submitted.