

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

**GEOCRONOLOGIA U-Pb DO COMPLEXO
BOSSOROCA, TERRENO SÃO GABRIEL, CINTURÃO
DOM FELICIANO, BRASIL: implicações tectônicas para
o Arco São Gabriel**

MAURICIO LEMOS GUBERT

ORIENTADOR - Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

Porto Alegre - 2016

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

**GEOCROLOGIA U-Pb DO COMPLEXO
BOSSOROCA, TERRENO SÃO GABRIEL, CINTURÃO
DOM FELICIANO, BRASIL: implicações tectônicas para
o Arco São Gabriel**

MAURICIO LEMOS GUBERT

ORIENTADOR - Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Leo Afrâneo Hartmann - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Marcus Vinicius Dorneles Remus - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Wilson Wildner - Departamento de Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos

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

Porto Alegre - 2016

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Gubert, Mauricio Lemos

Geocronologia U-Pb do Complexo Bossoroca, Terreno São Gabriel, Cinturão Dom Feliciano, Brasil: implicações tectônicas para o Arco São Gabriel. / Mauricio Lemos Gubert. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2016.

[83 f.] il.

Dissertação (Mestrado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2016.

Orientador(es): Ruy Paulo Philipp

1. Cinturão Dom Feliciano 2. Terreno São Gabriel 3. Oceano Charrua 4. Geocronologia U-Pb LA-ICP-MS I. Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Miriam Alves

CRB 10/1947

RESUMO

Foram realizadas análises geocronológicas de U-Pb em zircões de duas rochas metavulcânicas do Complexo Bossoroca e de um tufo ácido da Formação Acampamento Velho da Bacia Camaquã a fim de contribuir na compreensão da evolução do arco magmático de São Gabriel. Um total de 42 análises de U-Pb foram feitas em cristais ígneos de zircão das 03 amostras pela técnica LA-MC-ICP-MS. Os resultados forneceram idades U-Pb de 767 ± 3 Ma para o meta-aglomerado vulcânico (BOS-02), 765 ± 10 Ma para o metatufo a cristal (BOS-03) e 566 ± 5 Ma para o tufo a pó (BOS-04). Na porção sul do Brasil, o Ciclo Orogênico Brasileiro é caracterizado pelo Cinturão Dom Feliciano, uma unidade composta por associações de rochas desenvolvidas durante os eventos orogênicos São Gabriel (900-680 Ma) e Dom Feliciano (650-540 Ma). O Terreno São Gabriel constitui a porção noroeste deste cinturão e suas unidades petrotectônicas representam o fechamento do Oceano Charrua, caracterizando o período de subducção ativa do Ciclo Brasileiro no escudo Sul Rio-Grandense. As unidades que compõem este terreno estão tectonicamente justapostas como faixas alongadas de acordo com a direção N20-30°E, delimitada por zonas de cisalhamento dúcteis. O Complexo Bossoroca é constituído por rochas metavulcano-sedimentares metamorfizadas em condições de baixo grau. As rochas metavulcânicas têm afinidade cálcio-alcálica médio K e foram geradas em um arco magmático tipo cordilheirano. Este vulcanismo ocorreu em ambiente subaéreo com desenvolvimento de depósitos gerados por fluxo, ressurgência e queda, esporadicamente interrompido por depósitos epiclásticos subaquosos, sugerindo relação com uma bacia de arco de margem continental.

Palavras-chave: Cinturão Dom Feliciano, Terreno São Gabriel, Oceano Charrua, Complexo Bossoroca, Geocronologia U-Pb LA-ICP-MS, Neoproterozóico, Rochas Metavulcânicas

ABSTRACT

U-Pb LA-ICPMS geochronological analyses were carried out on zircon grains from metavolcanic rocks of the Bossoroca Complex and for one ash tuff of the Acampamento Velho Formation of the Camaquã Basin, in order to understand the evolution of the Neoproterozoic São Gabriel magmatic arc. A total of 42 analyses of igneous zircon grains were performed in three samples. The results yielded U-Pb ages of 767.2 ± 2.9 Ma for the metavolcanic agglomerate (BOS-02); 765 ± 10 Ma for the metacrystal tuff (BOS-03) and 565.8 ± 4.8 Ma for the ash tuff (BOS-04). The Orogenic Cycle in Brazil is characterized by a set of orogenic belts consisting of petrotectonic associations juxtaposed by two collisional events that occurred at the end of the Neoproterozoic. In southern Brazil this orogeny formed the Dom Feliciano Belt, a unit composed of associations of rocks developed during two major orogenic events called São Gabriel (900-680 Ma) and Dom Feliciano (650-540 Ma). The main São Gabriel associations are tectonically juxtaposed as elongated strips according to the N20-30°E direction, bounded by ductile shear zones. The Bossoroca Complex comprises predominantly metavolcano-sedimentary rocks, characterized by a medium-K calc-alkaline association generated in a cordillera-type magmatic arc. The volcanism occurred in sub-aerial environment, developing deposits generated by flow, resurgence and fall, sporadically interrupted by subaqueous epiclastic deposits, suggesting an arc related basin. The São Gabriel Terrane contains the petrotectonic units that represent the closure of the Charrua Ocean associated to the subduction period of the Brasiliano Orogenic Cycle in the Sul-rio-grandense Shield.

Keywords: Dom Feliciano Belt, São Gabriel Terrane, Bossoroca Complex, Charrua Ocean, U-Pb LA-ICP-MS, Neoproterozoic, Metavolcanic rocks.

LISTA DE FIGURAS E TABELAS

LISTA DE FIGURAS DO CAPITULO I

- Figura 1** - Classificação genética dos depósitos vulcânicos (modificado de McPhie *et al.* 1993).....15
- Figura 2** - Descrição e exemplificação de erupções vulcânicas explosivas: (1a) stromboliana - Vulcão Stromboli - Itália; (1b) vulcaniana - Tavurvur Volcano in Rabaul Caldera - Paupa, New Guinea. (1c) pliniana - Monte Santa Helena - Estados Unidos da América; (2) freatomagmática - surgimento da Ilha de Surtsey - Islândia; (3) freática Monte Santa Helena - Estados Unidos da América (fonte: <http://www.volcanoes.usgs.gov>).17
- Figura 3** - Classificação granulométrica para depósitos piroclásticos primários polimodais (modificado de Fisher, 1966 b).18
- Figura 4** - Classificação de cinzas e tufos conforme a composição dos piroclastos (modificado a partir de Schmid, 1981).19
- Figura 5** - Figura esquemática ilustrando: (i) três principais mecanismos de transporte na deposição dos depósitos piroclásticos: suspensão (depósitos de queda), tração (depósitos tipo *surge*), fluxo de massa (depósitos de fluxo piroclástico); (ii) as relações geométricas dos três tipos básicos de depósitos piroclásticos sobre uma mesma topografia e (iii) exemplos de depósitos piroclásticos: (a) queda); (b) *surge* (fotos a e b - depósitos do vulcão Bromo Tenger - Indonésia; (c) fluxos piroclásticos (fotos: c1- brecha co-ignimbrítica - Platô da Ramada, RS; c2 – ignimbrito tipo lenticulito - Pleistoceno-Nova Zelândia).21
- Figura 6** - Figura esquemática e ilustração sobre os principais mecanismos de geração de fluxos piroclásticos: (a) Colapso gravitacional/explosivo de domo/lava; (b) colapso da coluna de erupção; (c) relacionados diretamente ao conduto (Foto de erupção: Vulcão Mayon - Filipinas, fonte: <http://www.volcanoes.usgs.gov>).23

Figura 7 - Feições características em ignimbritos: (a) Bishop Tuff - Califórnia, Estados Unidos da América: mal selecionado, sustentado pela matriz rica em cristais e *shards*; *lithophysaes* - cavidades circundadas por uma borda de fibras de cristais; (b) Ignimbrito rico em cristais e fortemente soldado - Formação Iriri na região do Moriru - Aripuanã, MT. (c-h) Exemplos de feições em ignimbritos do Platô da Ramada, RS (Brasil): (c) feições de escape gases (*paleopipes*) em ignimbritos tipo lenticulito; (d) ignimbrito rico em cristais de K-feldspato e quartzo e moderadamente soldado; (e) feições de reabsorção em cristaloclasto de quartzo, envolto por *fiamme* e *shards* em lenticulito; (f) cristalização da fase-vapor (quartzo+k-feldspato) em *lithophysae* em ignimbrito moderadamente soldado; (g) ignimbrito fortemente soldado com foliação eutaxítica envolvendo cristaloclastos subédricos de K-feldspatos micropertitizados e quartzo; (h) ignimbrito moderadamente soldado rico *shards*.25

Figura 8 - Seções ideais em depósitos de fluxo piroclástico não soldados: (A) depósito de fluxo piroclástico maciço; (B) depósito de fluxo piroclástico estratificado (modificado a partir de Sparks *et al.* 1973 e Sheridan 1979).27

Figura 9 - Desenho esquemático representando os arranjos vertical e lateral ideais para as zonas de soldagem em uma simples unidade de fluxo ignimbrítico (modificado de Smith 1960 b): (a) ignimbrito fracamente soldado, com preservação de *lithophysaes* - Taupo (Nova Zelândia); (b) ignimbrito moderadamente soldado - Vesúvio (Itália); (c) ignimbrito fortemente soldado com *fiamme* estirados definindo uma textura eutaxítica - Platô da Ramada, RS (Brasil).29

Figura 10 - Ilustrações dos arranjos vertical e lateral ideais para as zonas de devitrificação em uma simples unidade de fluxo ignimbrítico (modificado de Smith 1960 b): A zona devitrificada inclui esferulitos, *lithophysaes* e cristalização granofírica. (a) ignimbrito vítreo com fraturamento perlítico; (b) cristalização da fase vapor em ignimbrito moderadamente soldado; (c) textura esferulítica e granofírica como evidência de devitrificação em altas temperaturas em ignimbrito moderadamente soldado. Fotomicrografias de ignimbritos do Platô da Ramada, RS (Brasil).29

LISTA DE TABELAS DO CAPITULO I

Tabela 1 - Relação dos principais termos utilizados na caracterização de depósitos piroclásticos (a partir de Fisher, 1961, Schmid, 1981, Cas & Wright 1987 e McPhie <i>et al.</i> 1993).	14
Tabela 2 - Descrição dos tipos de depósitos vulcanoclásticos (modificado a partir de Cas & Wright 1987 e McPhie <i>et al.</i> 1993).	16
Tabela 3 - Classificação granulométrica de piroclastos e depósitos piroclásticos unimodais bem selecionados (modificado de Fisher, 1961 e Schmid, 1981).....	19
Tabela 4 - Classificação granulométrica de depósitos piroclásticos e vulcanoclásticos ressedimentados ou mistos (modificado a partir de Fisher, 1961 e Schmid, 1981)...	19
Tabela 5 - Aspectos descritivos dos principais depósitos de fluxo piroclástico.	23
Tabela 6 - Feições macroscópicas e microscópicas de ignimbritos.	24

LISTA DE FIGURAS DO CAPITULO II

Figure 1 - (A) Mantiqueira Province location in South America. (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- Sarandi Del Y, 8- Sierra Ballena, 9- Cerro Amaro, 10- Arroio Grande. Modified from: Philipp <i>et al.</i> (2013), after Oyhantçabal <i>et al.</i> (2010) and Hartmann <i>et al.</i> (2007).	40
Figure 2 - Geological units of the São Gabriel Terrane showing the Bossoroca Complex (modified from Philipp <i>et al.</i> , 2008).	42
Figure 3 - Geological map and schematic profile of the Bossoroca Complex	46
Figure 4 - Bossoroca Complex rock types: A - Millimetric to centimetric planar bedding, alternating coarse crystal tuff (BOS-02 sample) and finer tuff, B - Meta-agglomerate (BOS-03 sample) with lithoclasts of metadacite in a fine- to medium-	

grained matrix composed of plagioclase, quartz, epidote, sericite and chlorite, **C-** Meta-agglomerate, with rounded shape deformed metadacite clasts, **D-** Polimict meta-agglomerate with metadacite and granite lithoclasts.50

Figure 5 - Thin section photomicrograph (Left images - Cross-polarized light; Right images - Plane polarized light) - **(A, B)** Sample BG 24 - Cristal tuff with lithic clasts fragments of angular porphyroclasts of plagioclase (PL) and quartz (Qz) in a matrix composed of chlorite, sericite, albite, epidote and carbonate aggregate, **(C, D, E and F)** Sample BG 67 – interbedded metacrystal tuff and metatuff with less than 10% of euhedral to sub-euhedral lithic clasts (plagioclase and quartz), matrix with incipient lepidoblastic texture in chlorite and sericite, granoblastic texture in albite and epidote, slate cleavage.55

Figure 6 - Thin section photomicrograph (Left images - Cross-polarized light; Right images - Plane polarized light) - **(A, B, C, D)** Sample BG 34 - Metatuff interbedded with fine-medium metacrystal tuff with spherulitic texture, concentric vesicle around quartz and feldspar crystals. Lepidoblastic texture in chlorite and granoblastic texture at the epidote and albite, carbonate and chlorite veinlets, **(E, F)** Sample BG 45 - Crystal tuff with 30 to 40 % of euhedral to subeuhedral plagioclase measuring 0.5 to 2.5 mm. Contains from 5 to 10% of globular quartz measuring 0.5 to 2.5 mm and about 40 % of lithic clasts of fine tuff, crystal tuff and dacitic lava, carbonate veinlets.....56

Figure 7 - Cathodoluminescence (CL) image of zircon grains from metacrystal tuff BOS-2, showing the location of spot analyses and the corresponding $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ages.59

Figure 8 - U-Pb concordia plot and age determination by LA-ICP-MS dating of metacrystal tuff BOS-2 of the Bossoroca Complex.60

Figure 9 - Cathodoluminescence image of zircon grains analyzed from meta-agglomerate BOS-3 showing the spot locations and the corresponding $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ages.62

Figure 10 - U-Pb concordia plot and age determination by LA-ICP-MS dating of meta-agglomerate BOS-3 of the Bossoroca Complex.63

Figure 11 - Cathodoluminescence image of zircon grains analyzed from the dacitic tuff BOS-4 showing the location of spot points and the $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ages obtained.65

Figure 12 - - U-Pb concordia plot and age determination by LA-ICP-MS of dacitic tuff BOS- 04 of the Acampamento Velho Formation.....66

LISTA DE TABELAS DO CAPITULO II

Table 1 - The Geochronological and isotopic data of the Bossoroca Complex39

Table 2 - The main parageneses identified on the Bossoroca Complex.58

Table 3 - Summary of LA-ICP-MS U–Pb zircon isotopic dating for the sample BOS-2 Metacrystal tuff, (C.C. = correlation coefficient).61

Table 4 - Summary of LA-ICP-MS U–Pb zircon isotopic dating for the Sample BOS-3 Metagglomerate, (C.C. = correlation coefficient)64

Table 5 - Summary of LA-ICP-MS U–Pb zircon isotopic dating for the Sample BOS-4 Dacitic fine tuff, (C.C. = correlation coefficient).67

SUMARIO

RESUMO	i
ABSTRACT	ii
LISTA DE FIGURAS E TABELAS	iii
1. Capítulo I – Introdução	09
1.1 Texto Explicativo da Estrutura da Dissertação	10
1.2 Exposição do Problema	10
1.3 Objetivos	11
1.4 Reconstrução de Terrenos Vulcânicos	11
1.4.1 - Classificação de Depósitos Vulcânicos	13
1.4.2 - Caracterização de Erupções Explosivas	16
1.4.3 - Classificações de Depósitos Piroclásticos	16
1.4.4 - Classificação Litológica de Depósitos Piroclásticos	18
1.4.5 - Classificação Genética de Depósitos Piroclásticos	19
1.4.6 - Depósitos de Fluxo Piroclástico	20
1.4.7 - Classificação Genética de Depósitos de Fluxo Piroclástico	22
1.4.8 - Depósitos Ignibríticos	24
1.4.9 - Aspectos texturais e organização interna dos depósitos	26
1.4.10 - Processos de modificações pós-deposicionais	27
1.5 Metodologia	30
1.5.1 - Preparação das amostras	30
1.6 Referências do Capítulo I	31
2. Capítulo II - Artigo Journal of South American Earth Sciences	34
2.1 Carta de Recebimento do Artigo	35
2.2 Artigo Journal of South American Earth Sciences	36
2.3 Referências do Capítulo II	71
3. Discussão	80
4. Conclusões	82

1. Capítulo I - Introdução

1.1 Texto Explicativo da Estrutura da Dissertação

Este estudo consiste em uma dissertação de mestrado na forma de artigo científico de acordo com a Norma 103 - Submissão de Teses e Dissertações do Programa de Pós Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

O capítulo I apresenta introdução, exposição do problema, objetivos do trabalho, revisão do estado da arte, metodologia e bibliografia referente a este capítulo.

O capítulo II apresenta o corpo principal do artigo científico submetido ao Journal of South American Earth Sciences, aprovado e em vias de publicação. Este artigo aborda o contexto geológico regional, a geologia do Complexo Bossoroca, petrografia, metamorfismo, trabalhos isotópicos anteriores, dados geocronológicos, amostragem e os procedimentos analíticos, as implicações tectônicas e as discussões e conclusões do trabalho assim como a bibliografia referente a este capítulo.

1.2 Exposição do Problema

As evidências geológicas que permitiram o entendimento do significado do Complexo Bossoroca foram obtidas inicialmente nos anos setenta, e evoluíram com poucos estudos durante os anos oitenta e noventa. As considerações apresentadas estão embasadas em poucas análises geoquímicas e geocronológicas, obtidas por métodos e equipamentos com acuracidade limitada. Da mesma forma, não foram desenvolvidos estudos integrados de campo com análises petrográfica, estrutural, geoquímica e geocronológica. O Complexo Bossoroca é composto por uma associação de rochas metavulcanossedimentares e representa a porção superior do Arco São Gabriel, uma das principais unidades do Terreno São Gabriel, a porção mais antiga do Cinturão Dom Feliciano no sul do Brasil. Na área deste complexo funcionaram seis minas de ouro por cerca de 40 anos (entre 1950 e 1990), sendo a Mina da Bossoroca, a mais estruturada de todas. As ocorrências auríferas estão encaixadas nas unidades do Complexo Bossoroca e as mineralizações estão associadas a veios de quartzo.

Considerando as poucas datações existentes no Complexo Bossoroca, este trabalho realizou novas datações U-Pb em zircão, acompanhados de estudos de campo e de laboratório, incluindo a descrição de furos de sondagem da área da

Mina da Bossoroca, no intuito de possibilitar o aprofundamento do entendimento das unidades metavulcânicas do Complexo Bossoroca.

1.3 Objetivos

Este trabalho tem como objetivo apresentar uma análise estratigráfica das unidades do Complexo Bossoroca a partir da integração entre as relações obtidas pelo mapeamento geológico de detalhe, análise petrográfica e descrição de furos de sondagem. Também são apresentados dados geocronológicos pelo método U-Pb em zircão de duas rochas metavulcânicas do complexo e de um tufo a pó da Formação Acampamento Velho, da Bacia do Camaquã, anteriormente interpretado como um metatufo do Complexo Bossoroca.

O Complexo Bossoroca é uma das principais unidades do Arco São Gabriel, uma importante unidade do Terreno São Gabriel. Os novos dados geocronológicos contribuirão para uma avaliação mais precisa sobre a evolução do Terreno São Gabriel e das relações estratigráficas entre os complexos Bossoroca, Palma e Cambaizinho. As novas idades permitem uma definição mais precisa do vulcanismo e da proveniência dos metassedimentos do Complexo Bossoroca.

Para atingir os objetivos propostos foram realizados trabalhos de campo integrados com a descrição de furos de sondagem associados com análise petrográfica e geocronológica.

1.4 Reconstrução de Terrenos Vulcânicos

A reconstrução de terrenos vulcânicos do pré-cambriano é alicerçada fundamentalmente na observação de fenômenos vulcânicos atuais. Os avanços na área de vulcanologia tem permitido a identificação de diferentes tipos de depósitos, a determinação da geometria e significado das variações faciológicas com relação às taxas de efusão e topografia original, além da definição de ambientes geotectônicos específicos com sua afinidade geoquímica e/ou metalogenética. A investigação de seqüências vulcânicas antigas, como é o caso da maior parte dos terrenos compostos por rochas metavulcânicas do Brasil, tem como fator de limitação a preservação parcial dos depósitos que na comparação direta com os terrenos modernos pode gerar interpretações equivocadas. Este fato determina que os registros preservados nesses terrenos sejam devidamente valorizados e, quando

possível, corretamente definidos de acordo com as classificações modernas e consagradas.

Adicionalmente, deve-se considerar a capacidade de preservação dos depósitos, especialmente os vulcanoclásticos e as modificações a que estão sujeitos pela ação do transporte, deposição, diagênese, hidrotermalismo e metamorfismo. Entre os fatores que devem ser especialmente considerados estão o tipo de depósito, a forma e a composição dos constituintes, bem como as feições texturais da rocha, tendo-se em conta que estes auxiliam na determinação do processo formador dos clastos. As características das litofácies (geometria, estruturas, organização interna, natureza dos contatos e relações entre as unidades) permitem a definição dos processos de transporte e deposição dos fragmentos. Evidências texturais de deposição em alta temperatura, como soldagem, disjunção colunar, estruturas de escape de gases e cristalização da fase vapor são fundamentais no reconhecimento de depósitos vulcanoclásticos primários.

A correta obtenção destas características possibilita a distinção entre as diferentes categorias genéticas de depósitos vulcanoclásticos e a determinação do ambiente de deposição: subaéreo/subaquoso raso/subaquoso profundo, a avaliação da proximidade dos depósitos em relação à fonte dos componentes vulcânicos e o estabelecimento do caráter, composição e ambiente do vulcanismo.

Nas manifestações vulcânicas explosivas subaéreas são liberados grandes volumes de fragmentos vulcânicos imersos em gases e vapores de alta temperatura. O transporte das partículas vulcânicas assemelha-se ao observado nos terrenos sedimentares envolvendo mecanismos de tração, suspensão e fluxo de massa, responsáveis pela construção dos depósitos primários de queda do tipo *surge* (ondulado) e de fluxo piroclástico. A principal diferença entre os depósitos piroclásticos primários e os sistemas sedimentares é a participação de gases quentes na dispersão das partículas.

Em terrenos vulcânicos, os fluxos de massa vulcanoclásticos são um importante meio de transporte de partículas, pois podem envolver grande mobilidade e distâncias. Os depósitos de fluxos piroclásticos primários são aqueles onde os fragmentos e os fluidos intersticiais são de origem vulcânica, envolvendo principalmente gases e vapores de alta temperatura. A caracterização destes depósitos é de grande importância na avaliação do vulcanismo de uma região. A terminologia utilizada no estudo de seqüências piroclásticas é em alguns casos

conflitante, entretanto alguns termos são consensuais (Tabela 1) e em geral muito utilizados na definição das seqüências.

1.4.1 - Classificação de Depósitos Vulcânicos

O vulcanismo pode envolver manifestações efusivas e/ou explosivas (Fig. 1), sendo as primeiras representadas por fluxos de lavas e domos, por vezes acompanhados de corpos intrusivos sin-vulcânicos (diques, sills e criptodomos). Nas lavas e produtos associados dominam as texturas coerentes ou não particuladas (e.g. porções maciças), embora condições vulcanoclásticas do tipo autoclástica possam também ocorrer (e.g. auto-brechas).

As erupções explosivas podem gerar três tipos principais de depósitos piroclásticos primários: depósitos de fluxo, depósitos tipo *surge* e depósitos de queda. A condição particulada destes depósitos, onde volumes expressivos de fragmentos ainda não consolidados (tefra) se acumulam especialmente ao longo dos flancos de edifícios vulcânicos, facilita o deslocamento dos constituintes durante ou após a erupção, sem modificar a identidade original destes, gerando desta forma os depósitos vulcanoclásticos ressedimentados. Estes não devem ser confundidos com os depósitos sedimentares vulcanogênicos, cuja origem dos fragmentos vincula-se necessariamente à ação do intemperismo e erosão de terrenos vulcânicos pré-existentes. A expressão “depósitos vulcanoclásticos” possui uma conotação apenas descritiva, referindo-se a todos os depósitos ricos em constituintes de origem vulcânica, sem implicações genéticas (Fisher, 1961), podendo ser subdivididos em quatro categorias: autoclástica, piroclástica, ressedimentado sin-eruptivo, sedimentar vulcanogênico (Tabela 2).

TERMO	SIGNIFICADO - CONCEITO
a) piroclastos	fragmentos gerados por fragmentação como resultado direto de ação vulcânica explosiva
b) piroclastos juvenis	fragmentos oriundos diretamente do magma (essenciais)
c) piroclastos cognatos:	fragmentos originados da fragmentação de rochas vulcânicas co-magmáticas anteriormente formadas
d) piroclastos acessórios	fragmentos oriundos de rochas encaixantes ejetadas explosivamente durante a erupção
e) piroclastos acidentais	clastos englobados aleatoriamente durante o transporte
f) vitroclastos	piroclastos oriundos da fragmentação de vidro vulcânico. A morfologia destes fragmentos (shards) é bastante variável: meia-lua, espículas, cúspides ou filamentos
g) cristaloclastos	fragmentos de cristais que podem ser originados a partir do próprio magma e são capturados no ato da cristalização. Como produto final tem-se cristais envolvidos nas bordas por material vítreo que podem ser originados, também, a partir das rochas encaixantes
h) litoclastos	fragmentos de rochas que normalmente são os componentes mais densos de um depósito. O tipo de composição mais comum é similar a do magma que sofreu a explosão; podem ser originados a partir do conduto vulcânico ou relacionados a outros tipos de rochas
i) tefra	termo coletivo para depósitos piroclásticos inconsolidados
j) epiclastos	Fragmentos que tenham sido liberados de qualquer tipo de rocha, por intemperismo ou erosão e transportados de seu local de origem: fragmentos: cristais, vidro e rochas
k) soldagem	processo pós-deposicional que envolve a cimentação conjunta de fragmentos vesiculares e shards de vidro sob uma carga de compactação
l) fiamme	clastos juvenis de vidro achatados em depósitos soldados (queda ou fluxo). Em muitos casos, os fiammes resultam da deformação do púmice original em depósitos primários ou secundários não soldados, mas compactados por processos diagenéticos
m) esferulitos, litofises, textura micropoiquilitica	feições indicativas de processos de devitrificação de alta temperatura em vidro vulcânico; os esferulitos consistem de arranjos fibrorradiados, onde cada fibra representa um cristal. Litofises são esferulitos que apresentam uma cavidade central. A textura micropoiquilitica é caracterizada pela presença de pequenos (< 1mm) e irregulares cristais, de um mineral, que envolvem completamente cristais pequenos de outras fases minerais
n) perlito	vidro vulcânico com abundância de fraturas curvas, suaves e normalmente concêntricas, que circundam núcleos bem preservados de vidro, indicando hidratação e rápido resfriamento do vidro vulcânico
o) foliações de fluxo	estruturas planares decorrentes do fluxo laminar, principalmente em lavas e intrusões sin-vulcânicas. As foliações são definidas por variações na composição, vesicularidade, cristalinidade, granulometria, abundância de esferulitos ou litofises, grau de devitrificação e cor. As foliações de fluxo ocorrem também em reoignimbritos e lava-like ignimbritos, sendo normalmente associadas aos processos reomórficos - envolvem o fluxo de massa secundário do depósito piroclástico. Este fluxo comporta-se como aquele existente em um fluido viscoso e coerente, capaz de produzir dobramentos e outras estruturas internas
p) juntas colunares	fraturas regulares que dividem a rocha em unidades prismáticas e alongadas, encontrado em lavas, diques, sills e depósitos vulcanoclásticos primários quentes; são decorrentes da contração que acompanha o resfriamento dos depósitos.
q) acamadamento gradacional	estrutura indicando uma deposição a partir de fluxos de massa ou suspensão
r) laminação plano - paralela	estrutura indicando deposição a partir de mecanismos de suspensão ou tração
s) estratificação cruzada	estrutura indicando uma deposição por correntes de tração

Tabela 1 - Relação dos principais termos utilizados na caracterização de depósitos piroclásticos (a partir de Fisher, 1961; Schmid, 1981; Cas & Wright 1987 e McPhie *et al.* 1993).

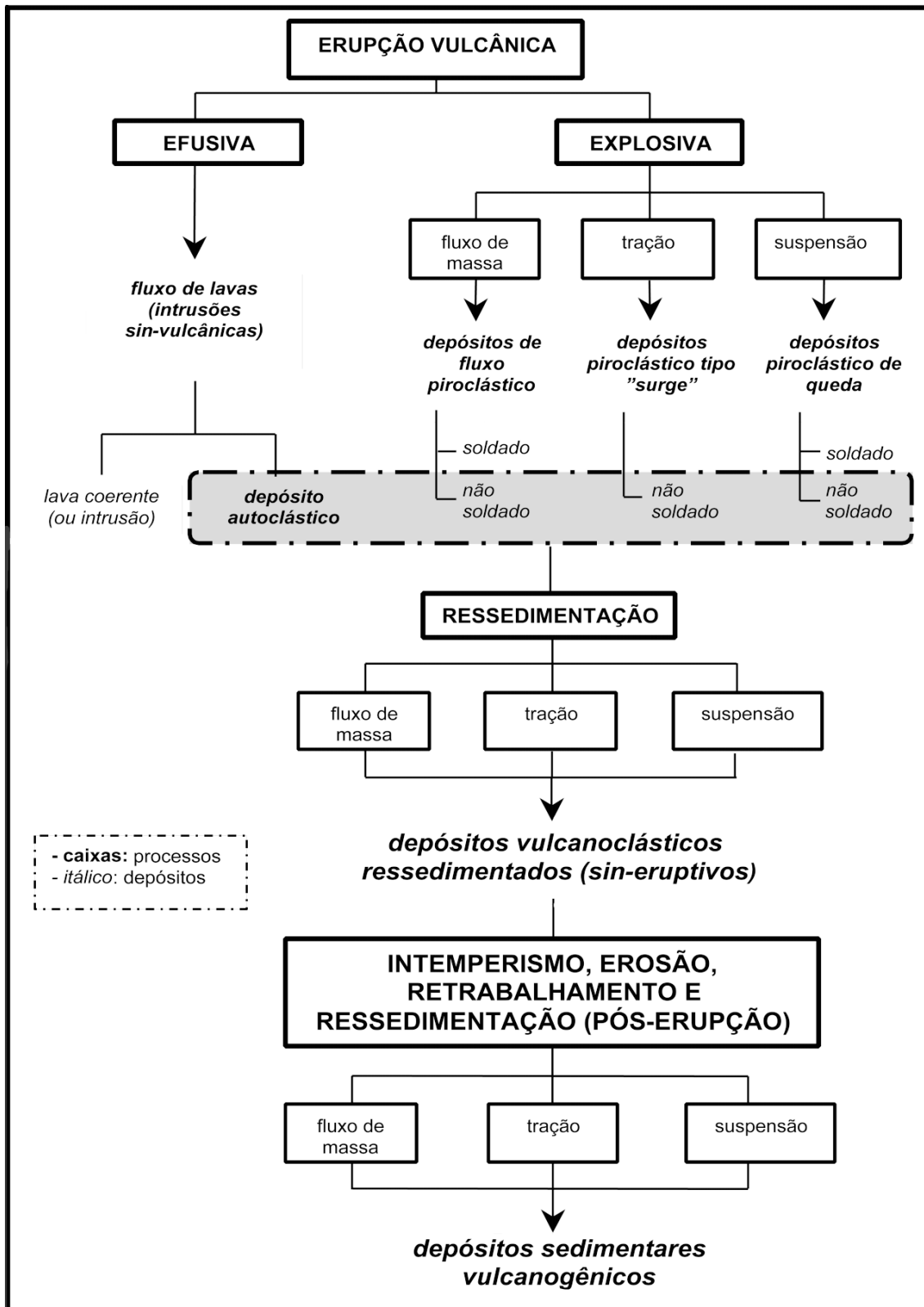


Figura 1 - Classificação genética dos depósitos vulcânicos (modificado de McPhie *et al.* 1993).

DEPÓSITO VULCANOCLÁSTICO	DESCRIÇÃO
Autoclástico	depósito primário constituído de partículas (autoclastos) geradas por fragmentação não explosiva in situ de lavas ou magmas (autobrechação/fragmentação por resfriamento)
Piroclástico	depósito primário formado por partículas (piroclastos) gerados por erupções explosivas e depositadas por processos vulcânicos primários (queda, fluxo, surge);
Ressedimentado sin-eruptivo	depósito secundário, sin-eruptivo, formado a partir da rápida ressedimentação de piroclastos ou partículas autoclásticas, não modificadas texturalmente
Sedimentar vulcanogênico	agregado contendo partículas derivadas por erosão, a partir de depósitos vulcânicos pré-existentes e que não foram submetidos a um retrabalhamento significativo durante a deposição, e/ou que foram redepositados logo após a erupção

Tabela 2 - Descrição dos tipos de depósitos vulcanoclásticos (modificado a partir de Cas & Wright 1987 e McPhie *et al.* 1993).

1.4.2 - Caracterização de Erupções Explosivas

As manifestações vulcânicas explosivas são desencadeadas por mecanismos de fragmentação que podem envolver o aquecimento rápido da água em condutos vulcânicos (erupção freática), a interação entre magma e água (freatomagmática) e atividade magmática com pequena participação de voláteis externos (magmática). Os dois primeiros tipos são fenômenos hidrovulcânicos onde grande parte da energia responsável pela erupção origina-se da interação do magma com as águas superficiais, subterrâneas ou gelo. Erupções magmáticas consideradas “secas” podem apresentar estilos diferentes de manifestações vinculados especialmente ao conteúdo de sílica do sistema, sendo a dinâmica dos principais tipos de erupção sumariada por Cashman *et al.* (2000) e Morrissey *et al.* (2000). A figura 2 ilustra as principais características das erupções explosivas, acompanhadas de exemplos vulcânicos atuais.

1.4.3 - Classificações de Depósitos Piroclásticos

Os depósitos piroclásticos são gerados diretamente da atividade vulcânica explosiva, a partir da fragmentação de rochas e/ou magma, onde as partículas são dispersas em um meio fluido representado por gases quentes e vapores.

Estilo de erupção	Descrição e constituintes principais	Ilustração
1. Magmática	o comportamento e as características destas erupções são controlados pela composição do magma, conteúdo de voláteis (supersaturação), viscosidade, temperatura, densidade e geometria do conduto. Este estilo envolve a exsolução e a expansão de voláteis magmáticos, com pouca participação de fluidos externos, gerando grande quantidade de púmices ou escórias e fragmentos de vidro;	
1.a Stromboliana e Hawaiana	restringe-se a magmas de baixa viscosidade com pequeno conteúdo de voláteis. Strombolianas: as explosões concentram-se na parte superior de condutos vulcânicos abertos, onde ocorrem elevada concentração de bolhas. A sucessão de novas concentrações de bolhas determinam o caráter intermitente destas erupções. Hawaianas: são muito semelhantes as anteriores, porém as erupções tem uma natureza mais constante, gerando em alguns casos verdadeiras fontes de lavas;	 1.a
1.b Vulcaniana	caracteriza-se por discretas explosões, em geral cíclicas, associadas a magmas andesíticos. A supersaturação em voláteis do sistema deve-se a magma em ascensão e a participação de voláteis vinculados a águas superficiais. Os piroclastos são liberados na forma de colunas de erupção de 5-10km e plumas de convecção de cinzas. Mecanismos de suspensão são mais comuns, gerando depósitos de queda e, em alguns casos, depósitos de fluxo de cinzas e escória.	 1.b
1.c Pliniana	comum em sistemas silicosos, com alta viscosidade e vesicularidade, sob condições de pressões internas elevadas. A liberação violenta de gases e piroclastos pode gerar colunas de erupção com alturas de até 30 km. São comuns depósitos de queda, fluxos piroclásticos e surge. Os produtos piroclásticos são principalmente lápilis e cinzas de púmices.	 1.c
2. Freato-magmática	este estilo é comum em condutos onde há a possibilidade de acesso da água, tais como caldeiras preenchidas por lagos ou inundadas pela água do mar. O vapor associado às erupções deste tipo é produzido diretamente pela interação do magma e/ou lava com águas superficiais. O gatilho destas explosões envolve o superaquecimento da água, provocando a geração instantânea de gases, cuja rápida expansão provoca fragmentação simultânea do magma. As colunas e plumas de erupção são ricas em vapores e contêm uma alta proporção de cinzas. Os piroclastos, em geral, possuem significativas variações no grau de vesicularidade, sendo comum a presença abundante de litoclastos.	 2.
3. Freática	este estilo é comum em sistemas geotermiais e no entorno de condutos ativos. Os gases responsáveis pela explosão são gerados pela ação do calor do magma, sem a incorporação deste em nenhuma etapa do processo eruptivo. Este superaquecimento da água em subsuperfície determina a liberação repentina de vapores, determinando uma rápida redução na pressão confinante. Este estilo caracteriza-se, portanto, por uma grande quantidade de vapor aliada a uma pequena proporção de sólidos não juvenis ejetados. Estes são depositados próximos ao centro eruptivo, principalmente por mecanismos de suspensão.	 3.

Figura 2 - Descrição e exemplificação de erupções vulcânicas explosivas: (1a) stromboliana, Vulcão Stromboli (Itália); (1b) vulcaniana - Tavurvur Volcano, Rabaul Caldera (Papua, Nova Guiné). (1c) pliniana - Monte Santa Helena (Estados Unidos da América); (2) freatomagmática - surgimento da Ilha de Surtsey (Islândia); (3) freática Monte Santa Helena (Estados Unidos da América) (fonte: <http://www.volcanoes.usgs.gov>).

1.4.4 - Classificação Litológica de Depósitos Piroclásticos

De acordo com a IUGS a classificação litológica dos depósitos piroclásticos fundamenta-se nos limites de tamanho de grão e sua distribuição, nos tipos de fragmentos e no grau de soldagem. (Le Maitre, 1989; 2002). Apesar da natureza descritiva desta classificação, ela também pode ser usada para discriminar genericamente os mecanismos que produziram um depósito piroclástico particular. Os depósitos piroclásticos podem ser separados em unimodais bem selecionados (Tabela 3) e polimodais pobremente selecionados (Fig. 3). Os depósitos polimodais e mal selecionados contendo piroclastos com mais de uma fração granulométrica, recomenda-se utilizar nomenclatura que utilize combinações com os termos propostos para depósitos unimodais.

Segundo a composição dos fragmentos, os tufo e as cinzas podem ser subdivididos em: cinza ou tufo vítrico; cinza ou tufo de cristal; cinza ou tufo lítico (Fig.4). Outra classificação descritiva é sugerida para rochas constituídas por uma mistura de piroclastos e epiclastos (Tabela 4). Esta classificação proposta por Schmid (1981) considera um limite mínimo de 75% de piroclastos por volume, para classificar-se um depósito como piroclástico. Define-se piroclasto como todo fragmento sólido ejetado diretamente da atividade vulcânica, sendo as misturas com conteúdos superiores a 25% de epiclastos agrupadas como tufitos.

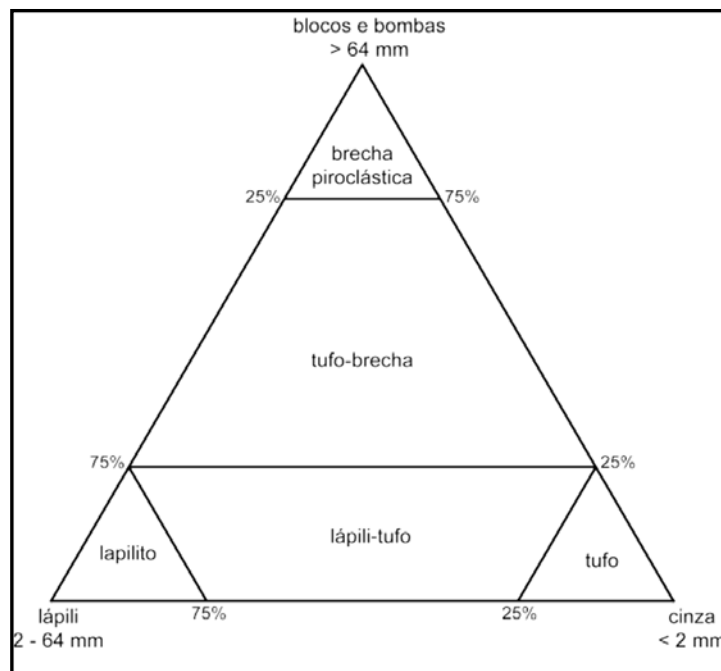


Figura 3 - Classificação granulométrica para depósitos piroclásticos primários polimodais (modificado de Fisher, 1966 b).

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

Tabela 3 - Classificação granulométrica de piroclastos e depósitos piroclásticos unimodais bem selecionados (modificado a partir de Fisher, 1961 e Schmid, 1981).

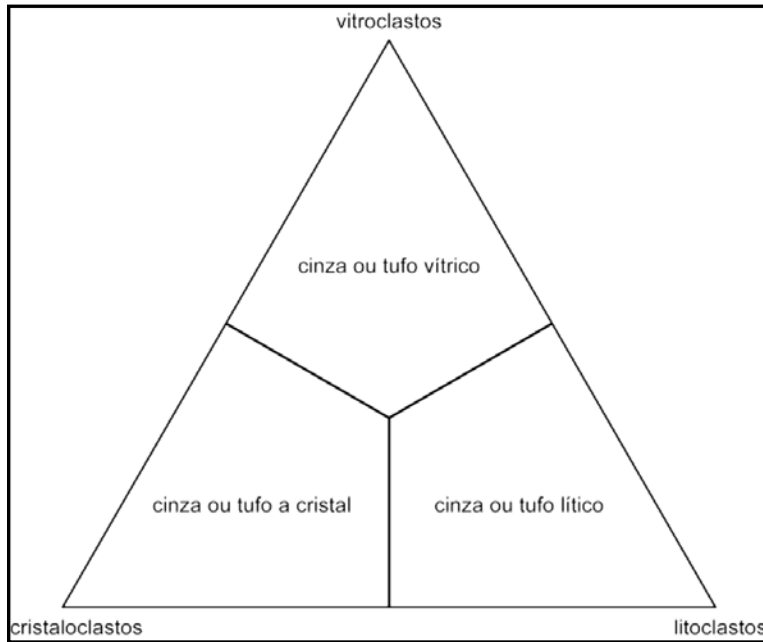


Figura 4 - Classificação de cinzas e tufo conforme a composição dos piroclastos (modificado a partir de Schmid, 1981).

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

Tabela 4 - Classificação granulométrica de depósitos piroclásticos e vulcanoclásticos ressedimentados ou mistos (modificado a partir de Fisher, 1961 e Schmid, 1981).

1.4.5 - Classificação Genética de Depósitos Piroclásticos

Sparks & Walker (1973) reconhecem três tipos principais de depósitos piroclásticos (Figura 5), definidos de acordo com o mecanismo principal de transporte dos fragmentos:

- depósitos de queda (*pyroclastic fall*) - mecanismo: suspensão;

- depósitos tipo *surge* (*pyroclastic surge*) - mecanismo: tração;
- depósitos de fluxo (*pyroclastic flow*) - mecanismo: fluxo de massa;

Depósitos piroclásticos de queda: a origem destes depósitos está relacionada à acumulação do material ejetado pelo conduto, que gera uma coluna de erupção na forma de uma pluma convectiva. A pluma expande-se pela ação dos gases e os piroclastos depositam-se sob a influência da gravidade, capeando a superfície com espessuras uniformes sobre áreas restritas (Fig. 5a).

Depósitos piroclásticos tipo *surge*: a origem destes depósitos está relacionada ao movimento lateral de piroclastos como um fluxo altamente expandido (tração), turbulento e com baixa concentração de partículas. Estes depósitos capeiam a topografia, tendendo a se acumular nas depressões (Fig. 5b).

Depósitos de fluxos piroclásticos: a origem destes depósitos envolve o movimento lateral de piroclastos como um fluxo quente, com alta concentração de partículas, controlado pela gravidade que em, algumas vezes, pode atingir uma condição parcialmente fluidizada. A deposição dos fluxos é controlada pela topografia, preenchendo vales e depressões (Fig. 5c1 e 5c2).

1.4.6 - Depósitos de Fluxo Piroclástico

Estes depósitos são subaéreos e gerados por fluxos de superfície com concentração elevada de piroclastos com uma alta taxa de dispersão gás-sólido. Fluxos subaquosos são extremamente raros sendo sua origem e evolução um tema muito polêmico (Carey & Singurdsson, 1980). Os fluxos piroclásticos apresentam volumes variáveis (<0,1 até >1000 km³) e podem percorrer distâncias desde inferiores a 1 km a superior a 100 km. Os fluxos mais volumosos possuem composições riolítica a dacítica e os de menor expressão são em geral de composição andesítica a basáltica. A fração sólida juvenil é gerada pela desintegração explosiva de magmas, formando púmices, escórias, fragmentos vítreos não vesiculados, *shards* e cristaloclastos relacionados a magmas com taxa elevada de cristalização. Outras contribuições importantes para a formação destes depósitos são os fragmentos cognatos e acessórios, extraídos dos condutos além de litoclastos acidentais englobados pelo fluxo. A fase gasosa compreende originalmente voláteis expelidos antes e durante a erupção, acrescida dos voláteis liberados dos piroclastos durante a trajetória do fluxo e a incorporação de ar,

representados por vapores originados da incorporação de águas superficiais e da combustão de vegetação.

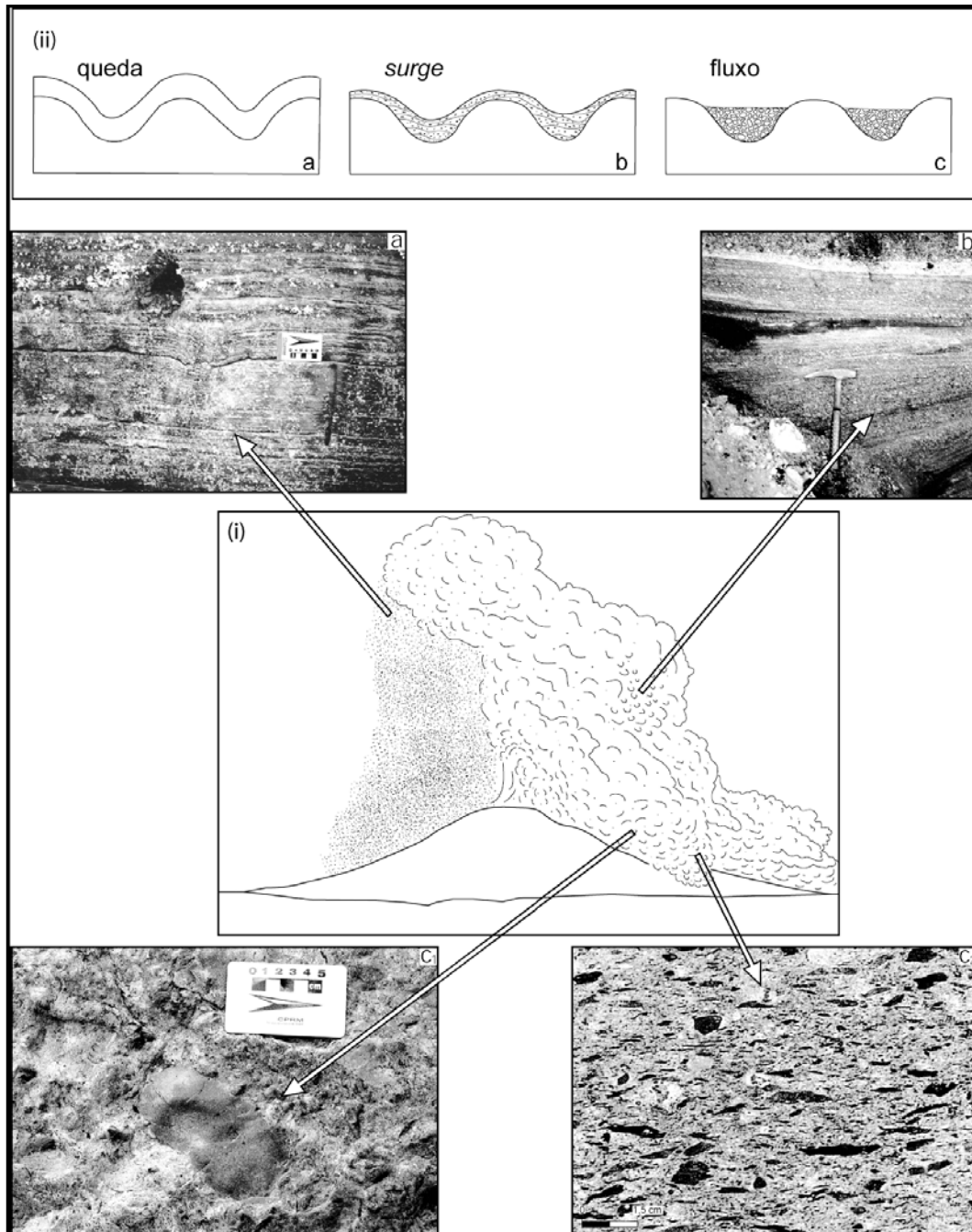


Figura 5 - Figura esquemática ilustrando: (i) três principais mecanismos de transporte na deposição dos depósitos piroclásticos: suspensão (depósitos de queda), tração (depósitos tipo *surge*), fluxo de massa (depósitos de fluxo piroclástico); (ii) as relações geométricas dos três tipos básicos de depósitos piroclásticos sobre uma mesma topografia e (iii) exemplos de depósitos piroclásticos: (a) queda); (b) *surge* (fotos a e b - depósitos do vulcão Bromo Tengger - Indonésia); (c) fluxos piroclásticos (fotos: c1- brecha co-ignimbrítica - Platô da Ramada, RS; c2 - ignimbrito tipo lenticulito - Pleistoceno-Nova Zelândia). Fonte: Sommer et al., 2003.

1.4.7 - Classificação Genética de Depósitos de Fluxo Piroclástico

A classificação genética é baseada nos três mecanismos principais responsáveis pela geração de fluxos piroclásticos (Fig. 6):

a) **mecanismos associados com a extrusão de domos e fluxos de lavas:** os fluxos são gerados do colapso gravitacional ou explosivo de lavas ou domos. Podem estar também relacionados a colunas de erupção explosivas verticais ou laterais associadas à extrusão de domos de lavas. Os depósitos gerados são em geral denominados de fluxos de blocos e cinzas ou depósitos de avalanches quentes (Figs. 6a).

b) **mecanismos associados ao colapso de coluna de erupção vertical:** a instabilização da coluna de erupção pode ocorrer após uma única explosão ou em uma série de explosões intermitentes. Os fluxos gerados são ricos em cinzas e escórias ou púmices (ignimbritos) (Fig. 6b).

c) **mecanismos associados diretamente aos condutos:** os fluxos são gerados pela expansão de magmas supersaturados em voláteis, por pequenas emanações de misturas de gás-piroclastos e por liberações de “jatos” de lava de pequena intensidade (*lowfountaining*). Os depósitos gerados são ricos em púmices ou em cinzas e escórias (Fig. 6c).

Os principais tipos de depósitos estão relacionados a fluxos de púmices (ignimbritos), fluxos de cinzas-blocos e fluxos de escórias, cujos aspectos descritivos são apresentados na tabela 5. Os principais processos de sustentação das partículas nestes fluxos são a fluidização, flutuabilidade e colisões entre os grãos. A mobilidade destes é atribuída parcialmente às forças gravitacionais, ao impulso originado dos processos eruptivos e a grande eficiência de sustentação das partículas durante o fluxo.

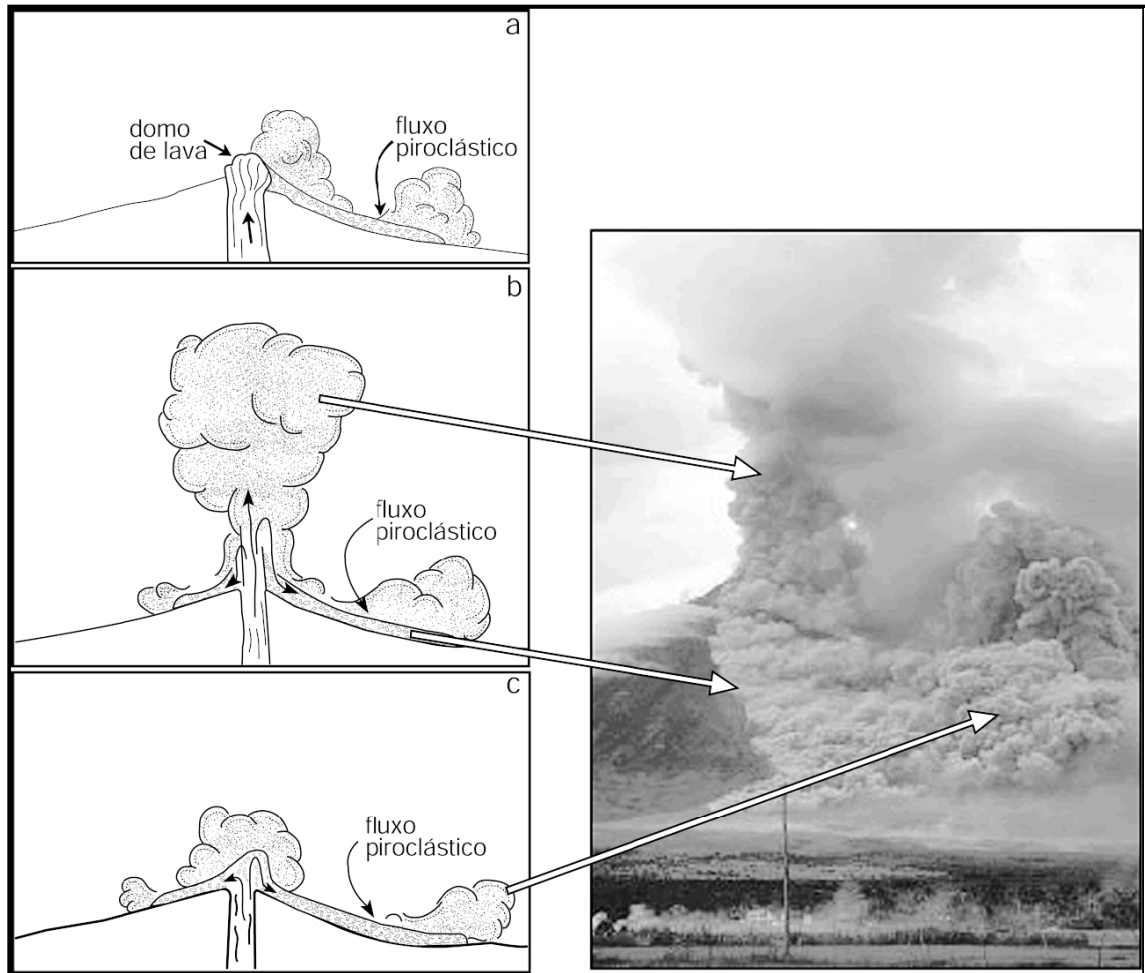


Figura 6 - Figura esquemática e ilustração sobre os principais mecanismos de geração de fluxos piroclásticos: (a) Colapso gravitacional/explosivo de domo/lava; (b) colapso da coluna de erupção; (c) relacionados diretamente ao conduto. Foto do Vulcão Mayon – Filipinas - <http://www.volcanoes.usgs.gov> - Figura esquemática modificada de Macdonald (1972).

DEPÓSITO	CARACTERÍSTICAS PRINCIPAIS
a) Depósito de fluxo de cinzas e blocos:	mal selecionados, contendo litoclastos cognatos tamanho bloco, geralmente não vesiculares, que podem exceder diâmetros superiores a 1 metro. São constituídos também por piroclastos tamanho cinza e lúpili moderadamente a pobremente vesiculados. Os lúpili juvenis são angulosos e as cinzas são formadas por <i>shards</i> de vidro e fragmentos de cristais. Os depósitos podem exibir gradação inversa e camadas basais finamente granuladas. Texturas de soldagem não são comuns. Estão normalmente associados com extrusões de domos e fluxos de lavas, de composição andesítica à riolítica, especialmente em vulcões compostos ou em ambientes típicos de caldeira, e indicam uma alta energia durante o fluxo piroclástico.
b) Depósito de fluxo de cinzas e escórias:	depósitos de cinzas mal selecionados, com lúpilis vesiculares de composição basáltica a andesítica. Podem apresentar fragmentos de até 1m de diâmetro, com superfície escoriácea e, subordinadamente, litoclastos cognatos tamanho bloco não vesiculados. Também podem ser encontradas camadas basais finamente granuladas. Frontes íngremes são comuns e indicam uma alta energia durante o fluxo. Devido a composição relativamente máfica envolvida nestes fluxos, as temperaturas de erupção são relativamente altas e a viscosidade baixa, possibilitando a soldagem em depósitos de pequena espessura (< 10 m).
c) Depósito de fluxo de pumices (ignimbritos):	formados a partir de fluxos piroclásticos com pumices, independente do volume e do grau de soldagem (Sparks <i>et al.</i> , 1973). Este conceito, embora pareça amplo por demasia, tem demonstrado ser bastante coerente com as descrições realizadas em depósitos ignimbriticos. Outros termos têm sido utilizados como sinônimos de ignimbritos, mostrando-se porém, muito imprecisos: - <i>Ash-flow tuffs</i> (Smith, 1960a; Ross e Smith, 1961): intensamente utilizado, apesar de sua imprecisão, pois a maioria dos ignimbritos apresentam grandes proporções de fragmentos tamanho lúpili e bloco/bomba, e não somente cinza, como propõe o próprio termo; - <i>Depósito de nuvens ardentes</i> : este termo deveria ser restrito aos depósitos de fluxo piroclástico de blocos e cinzas de pequeno volume, produzido pelo colapso de um domo de lavas, como originalmente descrito por La Croix (1904). Deve-se evitar este termo, não só pela sua ambigüidade, mas porque a maioria das nuvens ardentes formam ash-cloud surges e depósitos de tufos de queda.

Tabela 5 - Aspectos descritivos dos principais depósitos de fluxo piroclástico. (modificado de McPhie *et al.* 1993).

1.4.8 - Depósitos Ignibríticos

Ignimbritos são depósitos formados por fluxos piroclásticos de púmices, podendo ser encontrados em todos os ambientes geotectônicos e em todos os períodos geológicos, sendo comuns em erupções explosivas envolvendo magmas de composição riolítica, dacítica e andesítica. Podem percorrer grandes distâncias, principalmente em terrenos que apresentam superfícies levemente inclinadas, podendo em alguns casos, ultrapassar barreiras topográficas. Os fluxos de púmices podem atingir velocidades médias da ordem de 60 m/s até 160 m/s, e as principais características destes depósitos são apresentadas na tabela 6 com alguns exemplos ilustrados na figura 7.

FEIÇÕES MACROSCÓPICAS	FEIÇÕES MICROSCÓPICAS
<ul style="list-style-type: none"> - depósitos mal selecionados, contendo quantidades variadas de lúpilis, cinzas e púmices arredondados, e blocos de até 1m de diâmetro. Os clastos são normalmente sustentados pela matriz; - frequentemente observa-se gradação inversa de púmices e gradação normal de litoclastos, embora sejam comuns unidades de fluxo sem gradação; - presença de camada basal finamente granulada; - os depósitos menores, ricos em fragmentos mais grossos, usualmente preenchem vales; - podem mostrar diferentes zonas e intensidades de soldagem; - os púmices possuem aparências extremamente diversas, devido às diferentes condições de soldagem e devitrificação; - algumas vezes, os púmices são muito pequenos e estão presentes em tão pequenas quantidades, que é preciso utilizar outros critérios de reconhecimento de ignimbritos; - púmices frescos apresentam cores que variam do branco ou cinza até matizes de marron; - durante o achatamento e a soldagem os púmices escurecem e, em zonas fortemente soldadas, tornam-se pretos como as obsidianas; - a presença de elementos lenticulares em ignimbritos soldados podem indicar estiramento de púmices; - o achatamento de púmices e outros constituintes por carga de compactação e soldagem dá origem a uma estrutura foliada (foliação eutaxítica), comum na maioria dos ignimbritos. Quando perpendicular ao plano de foliação, os fragmentos ocorrem como discos ou placas achatadas; quando paralela ao plano, ocorrem fragmentos em formas lenticulares. 	<ul style="list-style-type: none"> - shards em diversas formas: U, Y, espículas ou meia lua - originados da fragmentação das paredes de bolhas e púmices, indicando a alta vesiculação do magma, antes da explosão; - matriz com fragmentos tamanho pó; - fragmentos de púmices e devitrificação de púmices, formando um intercrescimento entre feldspatos e cristobalita; - soldagem e deformação do material piroclástico; - estrutura foliada devido ao arranjo paralelo de fragmentos achatados, ou a compactação e achatamento de shards de vidro e púmices; - ignimbritos de composição riolítica: predomínio de feno-cristais de feldspato e quartzo; - composição andesítica: é comum a presença de fenocristais de augita, hornblenda e biotita; - presença de fragmentos líticos acessórios e acidentais; - textura axiolítica: intercrescimento paralelo delgado de produtos de devitrificação. É um critério microscópico diagnóstico para o reconhecimento de ignimbritos; - textura esferulítica: feição esferoidal com o crescimento radial de minerais.

Tabela 6 - Feições macroscópicas e microscópicas de ignimbritos. (modificado de McPhie et al. 1993).

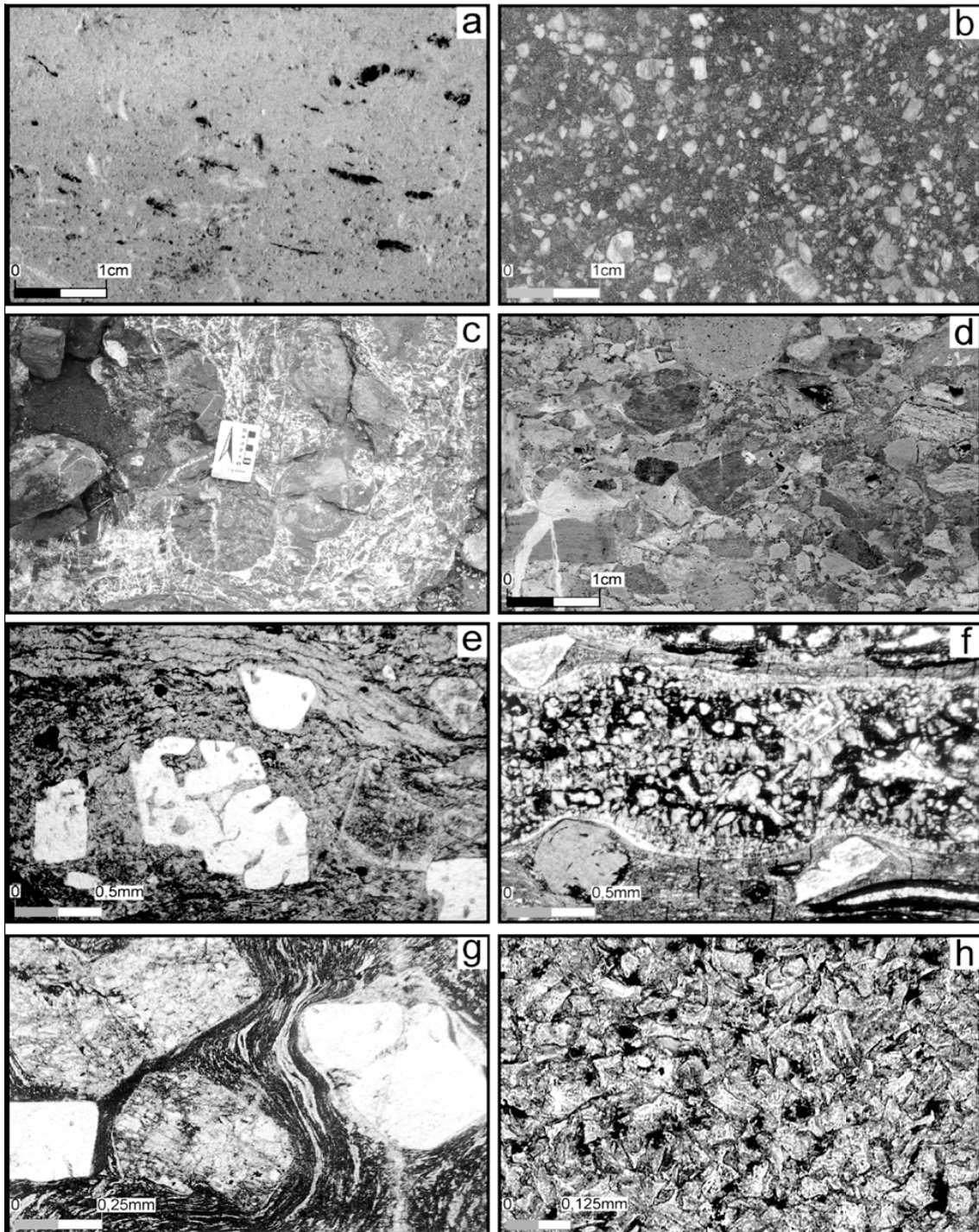


Figura 7 - Feições características em ignimbritos: (a) Bishop Tuff - Califórnia, Estados Unidos da América: mal selecionado, sustentado pela matriz rica em cristais e *shards*; *lithophysae* - cavidades circundadas por uma borda de fibras de cristais; (b) Ignimbrito rico em cristais e fortemente soldado - Formação Iriri na região do Moriru - Aripuanã, MT. (c-h) Exemplos de feições em ignimbritos do Platô da Ramada, RS (Brasil): (c) feições de escape gases (*paleopipes*) em ignimbritos tipo lenticulito; (d) ignimbrito rico em cristais de K-feldspato e quartzo e moderadamente soldado; (e) feições de reabsorção em cristaloclasto de quartzo, envolto por *fiamme* e *shards* em lenticulito; (f) cristalização da fase-vapor (quartzo+k-feldspato) em *lithophysae* em ignimbrito moderadamente soldado; (g) ignimbrito fortemente soldado com foliação eutaxítica envolvendo cristaloclastos subvédricos de K-feldspatos micropertitizados e quartzo; (h) ignimbrito moderadamente soldado rico *shards*. Fonte: Sommer *et al.*, 2003.

1.4.9 - Aspectos texturais e organização interna dos depósitos

Os depósitos ignimbríticos são, em geral, mal selecionados, contendo piroclastos que variam de tamanho bloco a cinza. Os clastos maiores são sustentados por uma matriz rica em púmice, *shards* e cristaloclastos. O escape acentuado de gases é responsável pela elutriação da fração fina dominada por *shards*, sendo frequente o escape destes durante a movimentação do fluxo ou na sua deposição, levando a construção de feições do tipo *pipes*, *vugs* e *Pods*.

É comum a ocorrência de depósitos ricos em cristais sendo um dos fatores principais para este enriquecimento relativo o mecanismo de elutriação de cinzas durante o fluxo piroclástico. Embora seja mais comum a presença de fragmentos angulosos de cristais ou fenocristais euédricos, os efeitos de abrasão podem deixá-los com formas arredondadas a subarredondadas.

Os ignimbritos podem apresentar genericamente dois pólos principais de organização interna que gradam entre si, e que refletem diferenças nos regimes deposicionais dentro de um fluxo. Estas unidades deposicionais limites são discutidas por Sparks *et al.* (1973) e Sheridan (1979), e classificadas como **depósito de fluxo piroclástico maciço**, quando o aspecto é relativamente homogêneo, com uma suave gradação normal da fração lapilítica mais densa, e **depósito de fluxo piroclástico estratificado**, caracterizado por estratificações sucessivas e bem marcadas (Fig. 8).

A organização interna destas unidades de fácies deposicionais depende dos processos de transporte, da deposição, das mudanças no fornecimento de material e dos efeitos da interação entre o fluxo e a topografia. As temperaturas elevadas destes depósitos e a capacidade de retenção de calor podem causar transformações texturais e modificar as características deposicionais primárias.

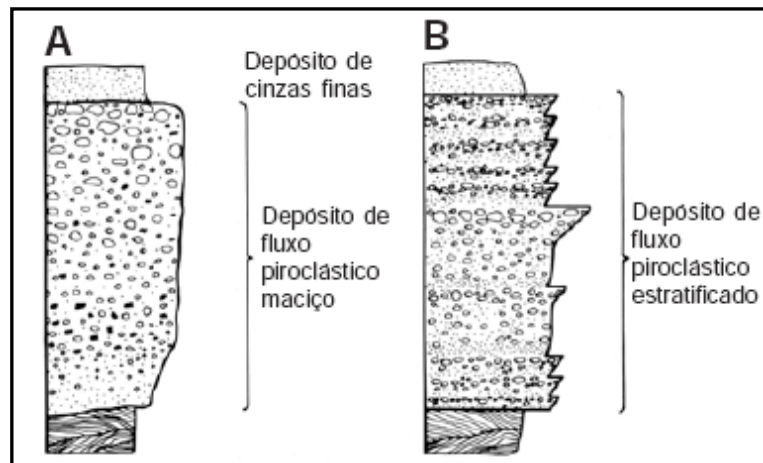


Figura 8 - Seções ideais em depósitos de fluxo piroclástico não soldados: (A) depósito de fluxo piroclástico maciço; (B) depósito de fluxo piroclástico estratificado (modificado a partir de Sparks *et al.* 1973 e Sheridan 1979).

1.4.10 - Processos de modificações pós-deposicionais

Os principais processos pós-deposicionais são a soldagem, devitrificação e a cristalização da fase vapor.

A expressão **soldagem** é utilizada para indicar a litificação e deformação plástica de fragmentos de púmices quentes, *shards*, litoclastos e cristaloclastos. Este processo é responsável pela redução da porosidade do depósito, que adquire uma maior densidade (ignimbrito soldado, depósito de fluxo de blocos e cinzas soldado), sendo controlado especialmente pela viscosidade do vidro da fração púmice e dos vitroclastos, pelo conteúdo de litoclastos e pela carga litostática vinculada a espessura do depósito.

A presença de textura eutaxítica, marcada pelo achatamento dos púmices e vitroclastos paralelo ao acamadamento, é indicativa da soldagem dos depósitos. Em depósitos mais espessos, com temperaturas mais altas e com viscosidade baixa da fração vítrea, a soldagem é mais eficiente, sendo comum em erupções onde a perda de calor é menor, como em regimes com baixas colunas de erupção ou em colapso de domos.

O grau de soldagem dos depósitos não é necessariamente homogêneo, observando-se zonas soldadas, moderadamente soldadas a não soldadas (Fig.9). Esta zonalidade é facilmente observada em unidades de fluxo simples, sendo mais complexa em unidades de fluxos compostos. Em casos excepcionais, fluxos piroclásticos constituídos por partículas com viscosidade baixa, podem ser soldados ainda durante a deposição, não dependendo portanto da carga litostática, sendo este fenômeno definido como aglutinação (Branney & Kokelaar, 1992). As feições

originadas nestes depósitos são muito semelhantes a depósitos de lava e podem levar a interpretações distintas (Milner *et al.*, 1995; Umann *et al.*, 2001).

A condição de instabilidade termodinâmica da fração vítrea é responsável pela devitrificação, que inclui a nucleação e neoformação de minerais nos sistemas vulcânicos. Em composições ricas em sílica é comum o crescimento de fibras cristalinas de quartzo (cristobalita ou, mais raramente, tridimita) e feldspatos alcalinos ricos em Na⁺ e K⁺ (Lofgren, 1970). Alguns processos de devitrificação ocorrem sob condições de alta temperatura, podendo gerar esferulitos, *litophysae* e textura micropoiquilitica.

Os esferulitos são constituídos por crescimentos fibro-radiados, onde cada fibra é considerada como um cristal único, sendo sua morfologia relacionada à temperatura de formação (Lofgren, 1971 a). As *litophysae* envolvem a nucleação de esferulitos a partir de pequenas vesículas, que tendem a se expandir pela liberação dos voláteis, desenvolvendo uma cavidade central (*vug*). A textura micropoiquilitica é representada por um mosaico de cristálitos incluídos em pequenos grãos, originado pela nucleação e crescimento de fases distintas durante a devitrificação.

De acordo com Lofgren (1971 b), nos vidros riolíticos podem ocorrer quatro estágios de devitrificação: (a) estágio inicial de hidratação, representado por um mosaico poligonal de fraturas no vidro, denominado de fraturas perlíticas; (b) estágio vítreo, marcado pela textura felsítica e pequenos esferulitos; (c) estágio esferulítico, onde estes são abundantes e associados a quartzo micropoiquilitico, e (d) estágio granofírico, definido por agregados quartzo-feldspáticos, finamente granulados e aparentemente equidimensionais. A devitrificação, como a soldagem, não ocorre de maneira uniforme, podendo-se observar variações deste processo em um mesmo depósito (Figs. 9 e 10).

Os gases aprisionados nos poros e cavidades (*vugs*) dos depósitos piroclásticos de fluxo podem cristalizar, levando ao crescimento de novos e pequenos minerais, logo após a deposição. Este fenômeno denominado de cristalização da fase vapor é responsável pela neoformação de tridimita, que tende a reverter para quartzo, feldspato alcalino, hematita e, em alguns casos, biotita e anfibólio. A composição desta fase vapor dependerá da contribuição dos voláteis aprisionados, dos voláteis liberados dos fragmentos vítreos juvenis e das águas superficiais aquecidas. A textura originalmente vesicular do depósito pode ser modificada pelo crescimento de novos cristais ou agregados, sendo as modificações

texturais e mineralógicas confinadas, em geral, a pequenas áreas adjacentes aos *pipes* de escape de gases ou paralelas ao acamamento (Fig. 10).

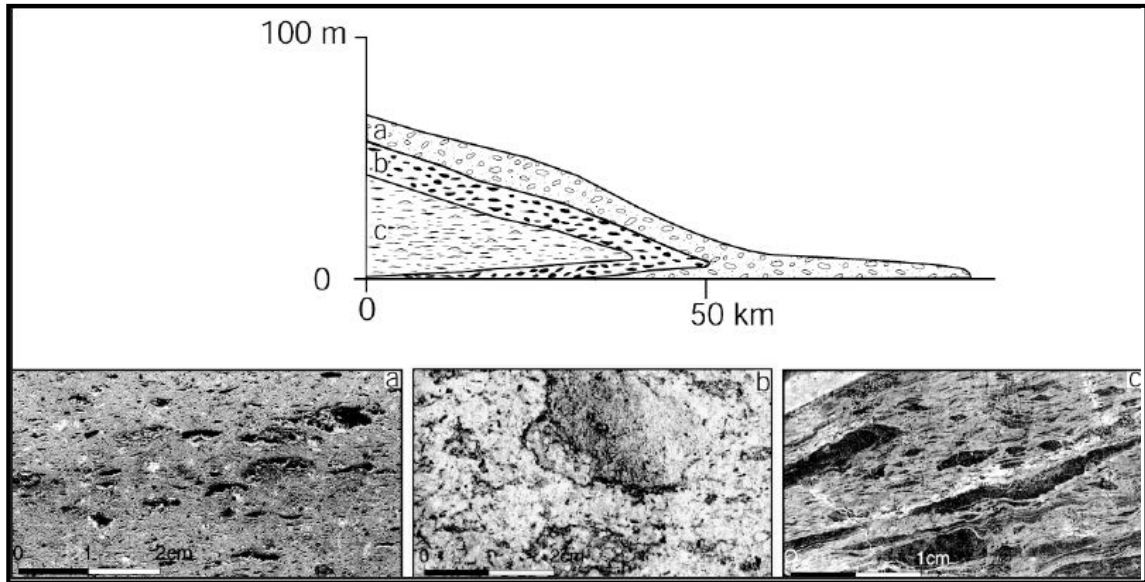


Figura 9 - Desenho esquemático representando os arranjos vertical e lateral ideais para as zonas de soldagem em uma simples unidade de fluxo ignimbrítico (modificado de Smith 1960b): (a) ignimbrito fracamente soldado, com preservação de *lithophysaes* - Taupo (Nova Zelândia); (b) ignimbrito moderadamente soldado - Vesúvio (Itália); (c) ignimbrito fortemente soldado com *fiamme* estirados definindo uma textura eutaxítica - Platô da Ramada, RS (Brasil). Fonte: Sommer *et al.*, 2003.

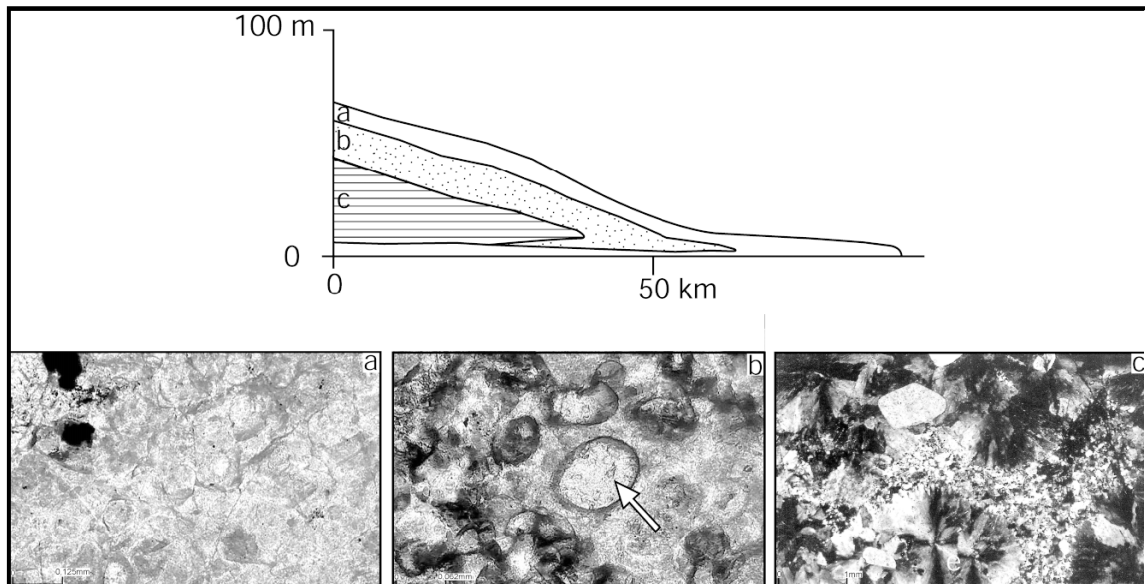


Figura 10 - Ilustrações dos arranjos vertical e lateral ideais para as zonas de devitrificação em uma simples unidade de fluxo ignimbrítico (modificado de Smith 1960b): A zona devitrificada inclui esferulitos, *lithophysaes* e cristalização granofírica. (a) ignimbrito vítreo com fraturamento perlítico; (b) cristalização da fase vapor em ignimbrito moderadamente soldado; (c) textura esferulítica e granofírica como evidência de devitrificação em altas temperaturas em ignimbrito moderadamente soldado. Fotomicrografias de ignimbritos do Platô da Ramada, RS (Brasil). Fonte: Sommer *et al.*, 2003.

1.5 Metodologia

Os estudos desenvolvidos consistiram de ampla consulta bibliográfica, mapeamento geológico regional e de detalhe em áreas selecionadas, descrição de furos de sondagem, estudos petrográficos dos diferentes litotipos da área de estudo e análises U-Pb em zircão por de LA-MC-ICP-MS. Sensoriamento remoto e análises de imagens de satélite também foram utilizados no reconhecimento e nas interpretações das principais estruturas e zonas anômalas da região de estudo.

O mapeamento foi realizado em diversas visitas e caminhamentos na área de estudo onde foram realizados descrições de afloramentos, medidas estruturais (fraturas, lineações, bandamentos, foliações...), execução de croquis esquemáticos, registros fotográficos, descrição e interpretação de testemunhos de sondagem assim como a coleta de amostras.

Foram selecionadas 30 amostras dos diferentes litotipos para análise e descrição petrográfica com ênfase nos aspectos texturais, minerais de alteração, paragêneses e sulfetos. Três amostras foram selecionadas para separação do mineral zircão para realização de análises geocronológicas pelo método U-Pb.

1.5.1 - Preparação das amostras

As amostras selecionadas para separação de zircão e confecção de lâminas delgadas foram realizadas e processadas no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da UFRGS. A preparação das amostras de zircão seguiram as seguintes etapas:

- Cominuição da amostra até a fração entre 80 e 170 Mesh, utilizando britador de mandíbula para moagem das amostras.
- Bateamento, separação magnética e separação por densidade, utilizando os parâmetros de amperagem de 1,0 A até 1,5 A, e iodeto de metila como meio separador por densidade.
- O concentrado de zircão foi analisado em microscópio, onde se estabeleceu diferenças entre as populações e representatividade modal das mesmas.
- Preparação de pastilha (*mount*) de zircão para análise no LA-ICPMS. Esta pastilha é preparada a partir do concentrado de zircão, utilizando-se “*buehler epoxy*”. Os grão foram polidos com lixa e pasta de diamante de 1 micron e de 0,25 micron.

Para a visualização das estruturas internas dos cristais de zircão foram realizadas análises em MEV (*Backscattering*) e por Cathodoluminiscência utilizando

o equipamento Quanta 250 FEG, microscópio eletrônico equipado com Mono CL3+ “cathodoluminescence spectroscopy” (Centaurus). Estas análises permitiram avaliar a forma das zonação interna, o fraturamento, presença de núcleos antigos e bordos de desequilíbrio, contribuindo para a definição dos locais de “spot” para análise.

As análise em MEV (*Backscattering*) e no espectrômetro de massa LA-MC-ICP-MS, foram obtidas e realizadas no Centro de Estudos Geocronológicos (CPGeo) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP).

As análises das razões de U-Pb foram obtidas em espectrômetro de massa LA-MC-ICP-MS modelo NEPTUNE, com padrão internacional GJ-1, medido em sessões de treze análises de zircão – na ordem 2 padrão, 2 branco, 13 amostras, 2 branco e 2 padrão. Os dados obtidos foram corrigidos com o uso do programa ISOPLOT 4 (Ludwig, 2003) para 1σ de incerteza. As análises U-Pb em zircão foram obtidas no equipamento NEPTUNE ICP-MS (inductively coupled plasma-mass spectrometer) acoplado a um sistema de “laser ablation” (LA), com configuração otimizada para aquisição de dados U-Pb onde IC3 = ^{202}Hg , IC4 = $^{204}(\text{Hg}+\text{Pb})$, L4 = ^{206}Pb , IC6 = ^{207}Pb , L3 = ^{208}Pb , H2 = ^{232}Th and H4 = ^{238}U . O tamanho do feixe de análise “spot size” foi de aproximadamente = 25 - 38 μm . As razões isotópicas avaliadas no padrão GJ-1. Posteriormente os dados foram plotados em concórdias utilizando o programa Isoplot version 4 baseado-se principalmente em $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Ludwig, 2003). Chemale *et al.* (2011), detalha a metodologia, tratamento de dados e os procedimentos analíticos.

1.6 Referências do Capítulo I

- Branney, M. J. & Kokelaar, P. 1992. A Reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of highgrade ignimbrite. *Bulletin of Volcanology*, 54: 504-520.
- Carey, S. N. & Singurdsson, H. 1980. The Roseau Ash: deep-sea tephra deposits from a major eruption on Dominica, Lesser Antilles arc. *Journal of Volcanology Geothermal Research.*, 7: 67-86.
- Cas, R. A. F. & Wright, J. V. 1987. *Volcanic succession, modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions*. London, Allen & Unwin, 528p.

- Cashman, K. V.; Sturtevant, B.; Papale, P. & Navon, O. 2000. Magmatic fragmentation. In: Sigurdsson, H. (ed.). *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego, Academic Press. p. 421-430.
- Chemale Jr., F., Philipp, R.P., Dussin, I.A., Formoso, M.L.L., Kawashita, K.; Berttotti, A.L., 2011. Lu-Hf and U-Pb age determination of Capivarita Anorthosite in the Dom Feliciano belt, Brazil, *Precambrian Res.* 186, 117-126.
- Fisher, R. V. 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 72: 1409-1414.
- Fisher, R. V. 1966 b. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth-Sciences Reviews*, 1: 287-298.
- Fisher, R. V. & Schmincke, H. U. 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag eds., Berlin, 462 pp. <http://www.volcanoes.usgs.gov>
- Le Maitre, R.W., 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the international union of geological sciences subcommission on the systematic of igneous rocks*. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 193p.
- Le Maitre, R.W., 2002. *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the international union of geological sciences subcommission of the systematic of igneous rocks*. Publisher: Cambridge University Press, 2nd edition, 252p.
- Logfren, G. 1970. Experimental devitrification rates of rhyolitic glass. *Geological Society of America Bulletin*, 81: 553-560.
- Logfren, G. 1971 a). Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *Journal of Geophysical Research*, 76: 5635-5648.
- Logfren, G. 1971 b). Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glasses. *Geological Society of America Bulletin*, 82: 111-124.
- Ludwig, K.R. 2003. *User's manual for Isoplot/Ex Version 3.0. A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronological Center, Special Publication 1a, Berkeley, USA, 55p.
- Macdonald, G.A. 1972 . *Volcanoes*. Prentice Hall, New Jersey 510pp.
- Mcphie, J.; Doyle, M. & Allen, R. 1993. *Volcanic textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies. University of Tasmania. 198p.

- Milner, S.C.; Duncan, A.R.; Whittingham, A.M. & Ewart, A. 1995. Trans-Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silicic volcanic units within the Paraná-Etendeka igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 69: 137-157.
- Morrissey, M.M.; Zimanowski, B.; Wohletz, K. & Buettner, R. 2000. Phreatomagmatic fragmentation. In: Sigurdsson, H. (ed.). *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego, Academic Press. p. 431-446.
- Schmid, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommision on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 9: 41- 43.
- Sheridan, M. F. 1979. Emplacement of pyroclastic flows: a review. *Geological Society of America Special Paper*, 180:125-136.
- Sommer, C. A.; Lima, E. F. & Nardi, L. V. S. 1999. Evolução do vulcanismo alcalino na porção sul do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito - RS. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 29 (2): 245-254.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., De Liz, J.D. & Pierosan, R., 2003. Depósitos de Fluxo Piroclástico Primários: Caracterização e Estudo de um Caso no Vulcanismo Ácido Neoproterozóico do Escudo Sul-rio-grandense. *Pesquisas em Geociências*, 30(1): 3-26, 2003
- Sparks, R. S. J. & Walker, G. P. L. 1973. The ground surge deposit: a third type of pyroclastic rock. *Nature Physics Sciences*, 241: 62-64.
- Sparks, R. S. J.; Self, S. & Walker, G. P. L. 1973. Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, 1: 115-118.
- Umann, L. V.; Lima, E. F. & Sommer, C. A. 2001. Vulcanismo ácido da região de Cambará do Sul: fluxos de lavas ou depósitos piroclásticos de alta-temperatura? *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, São Paulo, 31(3): 357-364.

2. Capítulo II - Artigo Journal of South American Earth Sciences

2.1 Carta de Recebimento do Artigo

Journal of South American Earth Sciences

Feb 25 at 2:29 PM

Ms. Ref. No.: SAMES-D-15-00170R1

Title: The Bossoroca Complex, São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil: U-Pb geochronology and tectonic implications for the Neoproterozoic São Gabriel Arc

Dear Gubert,

Your submission "The Bossoroca Complex, São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil: U-Pb geochronology and tectonic implications for the Neoproterozoic São Gabriel Arc" will be handled by Regional Editor Reinhardt A. Fuck, D. Sc..

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Elsevier Editorial System - Journal of South American Earth Sciences

Suggested Reviewers:

Reinhardt Adolfo Fuck Ph.D in Geociences - Professor Emeritus, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília (UNB) reinhardt@unb.br

Benjamim Bley de Brito Neves Ph,D in Geosciences - Professor, Departamento de Mineralogia e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (USP) bbleybn@usp.br

Leo Afraneo Hartmann Ph.D. in Geosciences - Professor, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) leo.hartmann@ufrgs.br

Márcio Martins Pimentel Ph.D. in Geosciences - Professor, Departamento de Mineralogia e Petrologia, Universidade de Brasília (UnB) marcio@unb.br

2.2 Artigo Journal of South American Earth Sciences

The Bossoroca Complex, São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil: U-Pb geochronology and tectonic implications for the Neoproterozoic São Gabriel Arc

Mauricio Lemos Gubert¹, Ruy Paulo Philipp², Miguel Angelo Stipp Basei³

¹*Programa de Pós Graduação em Geociências (PPGGEO), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, UFRGS. Av. Bento Gonçalves 9.500, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, Brazil (mauriciogubert@terra.com.br);*

²*Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, Porto Alegre, RS, Brazil (ruy.philipp@ufrgs.br);*

³*Centro de Pesquisas Geocronológicas, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - USP, São Paulo, SP, Brazil (baseimas@usp.br)*

ABSTRACT

U-Pb LA-ICPMS geochronological analyses were carried out on zircon grains from metavolcanic rocks of the Bossoroca Complex and for one ash tuff of the Acampamento Velho Formation of the Camaquã Basin, in order to understand the evolution of the Neoproterozoic São Gabriel magmatic arc. A total of 42 analyses of igneous zircon grains were performed in three samples. The results yielded U-Pb ages of 767.2 ± 2.9 Ma for the metavolcanic agglomerate (BOS-02); 765 ± 10 Ma for the metacrystal tuff (BOS-03) and 565.8 ± 4.8 Ma for the ash tuff (BOS-04). The Orogenic Cycle in Brazil is characterized by a set of orogenic belts consisting of petrotectonic associations juxtaposed by two collisional events that occurred at the end of the Neoproterozoic. In southern Brazil this orogeny formed the Dom Feliciano Belt, a unit composed of associations of rocks developed during two major orogenic events called São Gabriel (900-680 Ma) and Dom Feliciano (650-540 Ma). The main São Gabriel associations are tectonically juxtaposed as elongated strips according to the N20-30°E direction, bounded by ductile shear zones. The Bossoroca Complex comprises predominantly metavolcano-sedimentary rocks, characterized by a medium-K calc-alkaline association generated in a cordillera-type magmatic arc. The volcanism occurred in sub-aerial environment, developing deposits generated by flow, resurgence and fall, sporadically interrupted by subaqueous epiclastic deposits,

suggesting an arc related basin. The São Gabriel Terrane contains the petrotectonic units that represent the closure of the Charrua Ocean associated to the subduction period of the Brasiliano Orogenic Cycle in the Sul-rio-grandense Shield.

Keywords: Dom Feliciano Belt, São Gabriel Terrane, Bossoroca Complex, U-Pb LA-ICP-MS, Neoproterozoic, Metavolcanic rocks.

1. Introduction

The Neoproterozoic terranes are evidence of accretionary orogens developed after the breakdown of Rodinia, and subsequent amalgamation of Western Gondwana. This has been well documented in the extensive Arabian-Nubian Shield (> 1000 km wide) (Stern and Abdelsalam, 1998; Morag et al., 2011), at central Brazil in the 500 km long Goiás Magmatic Arc (Pimentel and Fuck, 1992; Junges et al., 2002) and in southern Brazil in the approximately 90 km long São Gabriel Terrane, a segment of the Sul-rio-grandense Shield (Babinski et al., 1996; Chemale Jr., 2000; Saalman et al., 2004, 2005a,b; Hartmann et al., 2007, 2011).

The western portion of the Sul-rio-grandense Shield is located in the southern portion of the Mantiqueira Province which corresponds to long Neoproterozoic orogeny exposed along the coast of Brazil, and with counterparts in Africa (**Figure 1A**). The Sul-rio-grandense Shield is almost completely composed of the Dom Feliciano Belt, a Neoproterozoic orogen formed by the amalgamation of the Rio de La Plata and Kalahari cratons (Fragoso-Cesar, 1980; Fernandes et al., 1992; Chemale Jr., 2000; Salmann et al., 2005a; Hartmann et al., 2007; Philipp et al., 2013).

The Brasiliano Orogenic Cycle in Brazil is characterized by a set of orogenic belts consisting of petrotectonic associations juxtaposed by three collisional events that occurred at the end of Neoproterozoic (Almeida et al., 1981; Soliani Jr., 1986; Fernandes et al., 1992; Chemale Jr., 2000, Hartmann et al., 2000, 2007, 2011; Heibron and Machado, 2003; Heibron et al., 2004; Silva et al., 2005; Philipp et al., 2013, Brito Neves et al., 2014). In Rio Grande do Sul, this cycle is characterized by the Dom Feliciano Belt, a unit composed of associations of rocks developed during two major orogenic events called São Gabriel (900-680 Ma) and Dom Feliciano (650-540 Ma) (Chemale Jr. et al., 1994; Babinski et al., 1996; Chemale Jr., 2000; Hartmann et al., 2000, 2007). Several previous studies have interpreted this belt as

the result of polycyclic and polyphasic tectonic events with intense crustal reworking manifested by a voluminous magmatism of high-K calc-alkaline nature (Jost and Hartmann, 1984; Bitencourt and Nardi, 1993, 2000; Babinski et al., 1996; Silva et al., 1999; Philipp et al., 2002, 2003, 2005, 2007, 2013).

In several Brasiliano belts, including the Dom Feliciano, only in recent years the metavolcanic-sedimentary and metaplutonic associations have been associated with an early accretion period (mostly Tonian), and generated by the consumption of oceanic plates (Fragoso-Cesar, 1990; Pimentel and Fuck, 1992, Babinski et al., 1996; Remus et al., 1999; Junges et al., 2002; Hartmann et al., 2000, 2007, 2011; Laux et al., 2005; Saalman et al., 2005a,b; Philipp et al., 2008, 2016). These associations extended the duration of the Brasiliano Orogenic Cycle and demonstrated the existence of small oceans separating continental micro plates that were later accreted to the orogen. New geochronological and isotopic data positioned the period of active subduction between 900 and 720 Ma, therefore defining the beginning of the Brasiliano Orogenic Cycle in southern Brazil (Soliani Jr. 1986, Machado et al., 1990, Babinski et al., 1996; Leite et al., 1998; Remus et al., 1999; Hartmann et al., 2011).

The units that represent this subduction period in the Sul-rio-grandense Shield are exposed in the São Gabriel Terrane. This terrane constitutes the western portion of the Dom Feliciano Belt which presents an elongated shape according to the N20-30°E direction, with an area of approximately 110 km x 60 km (**Figure 1B and 2**). The São Gabriel Terrane *sensu* Hartmann et al., (2007) is limited to the south by the Ibaré Shear Zone, to the east by the Caçapava do Sul Shear Zone with average N20-30°E direction, parallel to regional aeromagnetic anomalies (Costa, 1997). At the south-southwestern end, this structure is affected by the Ibaré Shear Zone, which deflects the structures to E-W and N70°W-S20°E. To the north and west, the units of the São Gabriel Terrane are covered by sedimentary rocks of the Paraná Basin. The units that constitute this Terrane have accretionary features and correspond to a juvenile Neoproterozoic crust segment, constituted by the tectonic intercalation of metavolcano-sedimentary associations, paragneisses, orthogneisses, metagranites, undeformed granitoids and metamafic-ultramafic bodies interpreted as ophiolitic fragments. These units characterize the upper and lower portions of the São Gabriel magmatic arc (Chemale Jr., 2000; Salmann et al., 2005a,b; Hartmann et al., 2007; Philipp et al., 2008 and 2016) (**Figure 2**).

The geochemical and isotopic characteristics of the units of the São Gabriel Terrane indicate derivation from igneous protoliths formed in a continental magmatic arc as indicated by the low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (<0.705) and by positive ϵ_{Nd} (T) values (Soliani Jr. 1986; Silva Filho and Soliani Jr. 1987; Babinski et al., 1996; Saalman et al., 2005a; Philipp et al., 2008, 2016). The current stratigraphic relationships have been established based on field and structural data and principally on geochronological data (Machado et al., 1990; Remus et al., 1999; Salmann et al., 2005; Hartmann et al., 2011; Lena et al., 2014). The field relationships have demonstrated that the volcanic units of the São Gabriel arc are slightly older than the plutonic ones. The available geochronological and isotopic data of the Bossoroca are presented in **Table 1**.

Author	Analysis type	Age (Ma)	ϵ_{Nd} (t=750)	Geologic Unit	Lithologic Type
Soliani Jr. (1986)	K-Ar	681 ± 44	Bossoroca Complex	metavolcanic
Machado <i>et al.</i> (1990)	U/Pb TIMS	753 ± 2	Campestre Sequence	metarhyodacite
Babinski <i>et al.</i> (1996)	Sm/Nd Whole-rock	7,8	Campestre Formation	meta rhyodacite
Remus <i>et al.</i> (1999)	U/Pb SHRIMP II	757 ± 17	Campestre Formation	dacitic metatuff

Table 1 – Geochronological and isotopic data of the Bossoroca Complex.

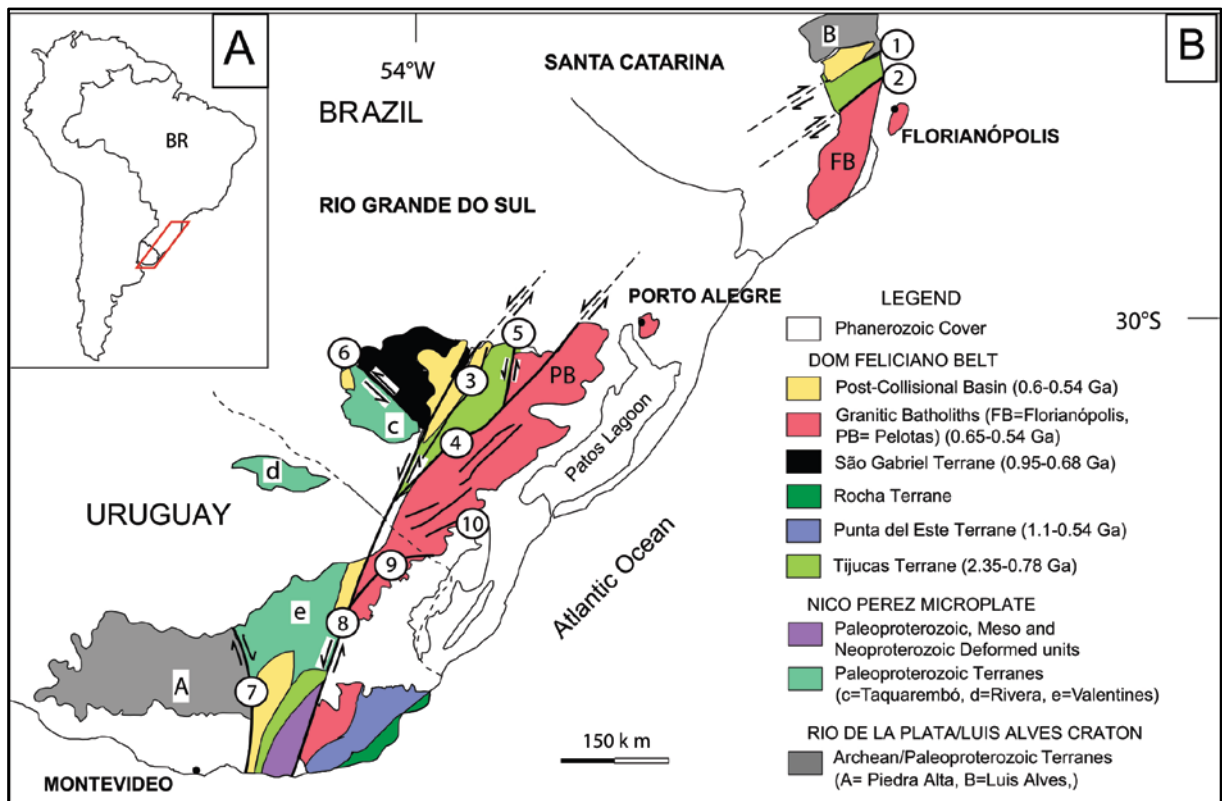


Figure 1- (A) The Mantiqueira Province, (B) Main tectonic units in southern Brazil and Uruguay. Shear Zones: 1- Itajai-Perimbó, 2- Major Gercino, 3- Santana da Boa Vista, 4- Dorsal de Canguçu, 5- Passo do Marinheiro, 6- Ibaré, 7- Sarandi Del Y, 8- Sierra Ballena, 9- Cerro Amaro, 10- Arroio Grande. Modified from: Philipp et al., (2013), after Hartmann et al., (2007) and Oyhantçabal et al., (2009).

The isotopic data revealed the juvenile nature of the original magmas, leading to a plate tectonic model involving the closure of an old ocean (Charrua Ocean) associated with the processes of subduction to the east with generation of magmatic arc associations intercalated with ophiolites fragments. This marks the beginning of the Brasiliano Orogenic Cycle in the southern region (Hartmann et al., 2007, Salmann et al., 2005a,b). Salmann et al., (2005a,b) and Philipp et al., (2008, 2016) recognized the mantle origin of the plutonic rocks of the Cambaí Complex and Lena et al., (2014) also report mantle origin for the detrital zircons of the paragneisses of the Cambaizinho Complex in the Vila Nova region, relating both units to the initial evolution of the Dom Feliciano Belt during the Brasiliano Orogenic Cycle.

In this paper we present a new stratigraphic, petrographic and U-Pb geochronological data on igneous crystallization of the Bossoroca Complex in the São Gabriel Terrane. Also is investigated the analysis of the metamorphic conditions of the complex and the original conditions of deposition of the metavolcanic rocks.

2. Geological Context

The geology of the western portion of the Sul-rio-grandense Shield has been investigated thoroughly since the pioneer geological studies of Carvalho (1932), followed by the proposals resulting from the first regional stratigraphic surveys (Goni, 1962; Goni et al., 1962; Jost, 1966; Jost and Villwock, 1966; Jost, 1970; Jost and Pinto, 1970 and Jackson et al., 1973). Geochemical surveys of the metamorphic associations that occur in this region are in Szubert et al., (1977), Garcia (1980), Garcia and Hartmann (1981), Chemale Jr. (1982), Oliveira (1982), Naumann (1984), Koppe et al., (1985), Zarpelon (1986), Remus (1990), Wilson (1990), Remus et al., (1993), Porcher et al., (1995). Reviews and surveys involving structural data, geochemistry and geochronology of orthogneisses and granitoids of the Vila Nova region were carried out by Silva Filho (1984, 1991), Soliani Jr. (1986), Silva Filho and Soliani Jr. (1987) and Remus (1990).

The petrotectonic associations which comprise the São Gabriel Terrane are exposed over a wide area extending from Caçapava do Sul to São Gabriel in the west (**Figure 2**). The main units of this terrane are tectonically juxtaposed as elongated strips along the N20-30°E direction, bounded by ductile shear zones. In this area the following zones are recognized, from west to east: (a) paragneisses of the Cambaizinho Complex (quartz-feldspar gneisses, metapelites, para-amphibolites, marbles, and calc-silicate gneisses) with several lenses of metaultramafic rocks, metagabbro, amphibolite and syn- to post-orogenic granites; (b) magnesian schists and serpentinite, with local occurrences of metagabbro, metaperidotite and metapyroxenite; (c) calc-alkaline tonalites and dioritic gneisses of the Cambaí Complex, dated between 740 and 720 Ma, which were intruded by metatonalites and metadiorites with ages around 710-700 Ma, cut by post-collisional granodiorite and diorite of the Lagoa da Meia Lua Suite, with ages around 700-680 Ma (Babinski et al., 1996; Hartmann et al., 2011); (d) magnesian schists and serpentinites with minor metaperidotite and metapyroxenite; (e) metavolcano-sedimentary arc sequences of the Bossoroca Complex, with calc-alkaline composition and ages around 750 Ma (Machado et al., 1990; Wildner, 1990; Zarpelon, 1986; Remus et al., 1999), (**Figure 2**).

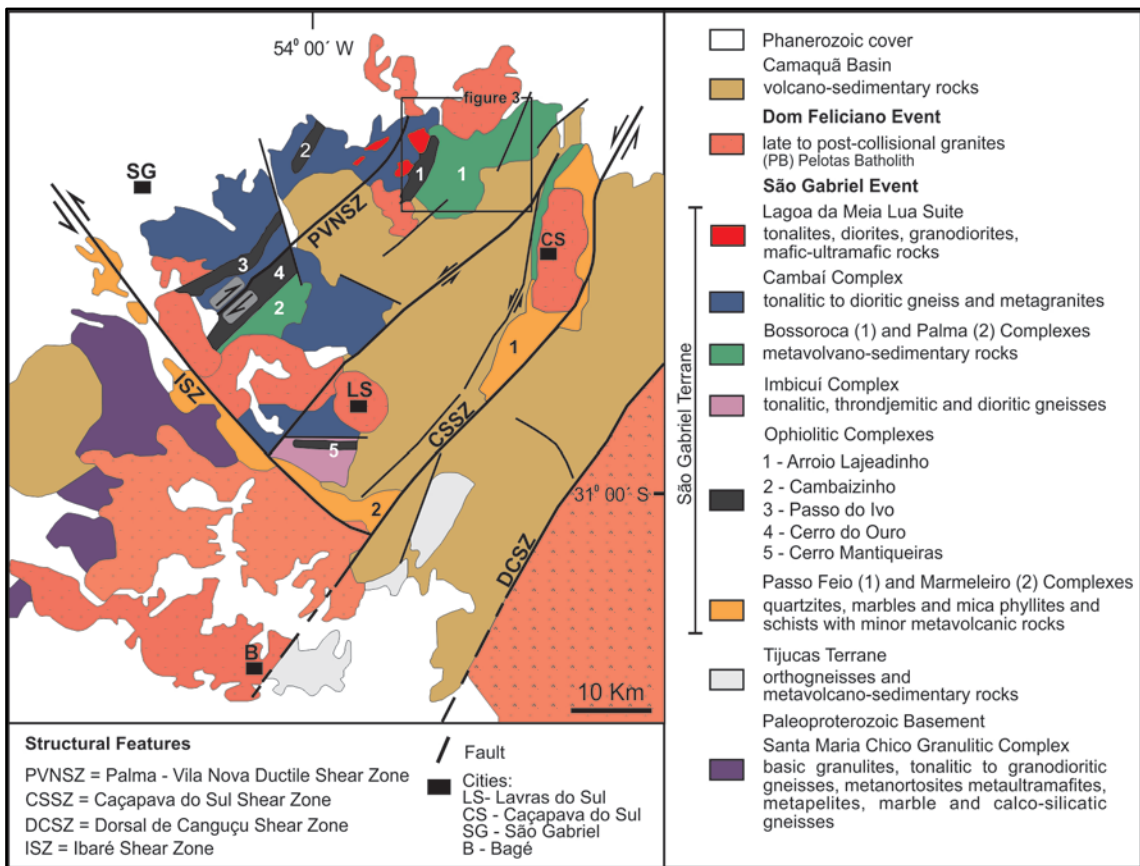


Figure 2 - Geological units of the São Gabriel Terrane showing the Bossoroca Complex (modified from Philipp et al., 2008).

The rocks of the Bossoroca Complex were originally known as the Bossoroca Sequence (Hartmann et al., 1985), including the lithologies corresponding to the Vacacaí Formation, exposed in the Mata Grande region, São Sepé. In this work the authors proposed three new names for the rocks of the São Sepé and Vila Nova cities region: Sanga do Areal Sequence, Bossoroca Sequence and Cambaí Granite-gneisses Complex. Koppe et al., (1985) working on the same metavolcano-sedimentary sequence in the vicinities of the Bossoroca gold mine, proposed for this association the name Bossoroca Complex. This complex was subdivided into: (i) Arroio Lajeado Sequence including the metaultramafic and metamafic rocks, metachert, banded iron formations and the Mata Grande gabbro, and (ii) the Campestre Sequence, comprising mainly metavolcaniclastic rocks with minor metasedimentary rocks.

Geological mapping performed by Bitencourt et al., (1996, 1997, 2001 and 2002) led to a new stratigraphic understanding of the Bossoroca Complex supported mainly by field, petrographic and structural data. The stratigraphic proposal of Bitencourt et al., (1997) for the Vila Nova region positioned the Bossoroca Complex as older unit and below of the Cambaí Supergroup. The Cambaí Supergroup are

composed in its base of the Vila Nova Complex, constituted by two sequences: (a) orthogneisses (the Arroio Cambaí classical section) and (b) paragneisses (the Cambaizinho and Laranjeiras stream classical section); and above this one, the Lagoa da Meia Lua Intrusive Suite that includes the Cerca de Pedra tonalite and the Capivaras diorite.

3. Material and methods

The stratigraphy of the Bossoroca Complex was obtained thru geologic and structural mapping in 1:25.000 and 1:10.000 scale, associated to description of boreholes at the Bossoroca gold mining area. The petrographic analyses was carried out using forty eight thin sections.

In order to carry out LA-ICP-MS U-Pb zircon analysis, two samples of metavolcanoclastic rocks (BOS-2 and BOS-3) and one sample of tuff (BOS-4) were crushed and milled using a jaw crusher and then reduced to powder in a disk mill. This sample of tuff as considered previously as belonging to the Bossoroca Complex, however, the new U-Pb data are younger and correlate to Acampamento Velho Formation that is covering the Bossoroca's Complex rocks.

Zircon grains were concentrated by conventional magnetic and heavy liquid procedures, the final concentration was carried out by hand picking. To avoid bias introduced during handpicking, no visual morphological or color differentiation was made. The sample preparations were made at Rio Grande do Sul Federal University (UFRGS) at the sample preparations laboratories.

The grains used for zircon dating were mounted in epoxy resin, polished using diamond paste to expose their inner parts. Imaging was made by backscattered electrons (BSE) and cathodoluminescence (CL) to determine their internal structures and crystallization phases. Only zircon grains free of imperfections, fractures, and mineral inclusions were selected for isotopic analysis. The most clear and inclusion-free minerals were selected for LA-ICP-MS analyses.

Cathodo-luminescence (CL) images of zircon were obtained using a Quanta 250 FEG electron microscope equipped with Mono CL3+ cathodoluminescence spectroscope (Centaurus) at the Geochronological Research Center in São Paulo University, Brazil.

Isotopic data were obtained using a NEPTUNE inductively coupled plasma-mass spectrometer (ICP-MS) coupled with an excimer laser ablation system (LA).

The cup configurations optimized for U-Pb data acquisition were IC3 = ^{202}Hg , IC4 = $^{204}(\text{Hg}+\text{Pb})$, L4 = ^{206}Pb , IC6 = ^{207}Pb , L3 = ^{208}Pb , H2 = ^{232}Th and H4 = ^{238}U where L and H were low, with a high mass to faraday cup position and ICs are ion counting (continuous dynode system). The ICP configurations were: Radio Frequency power = 1100W; cool gas flow rate = 15L/min (Ar); auxiliary gas flow rate = 0.7L/min (Ar); sample gas flow rate = 0.6L/min. Laser Setup: energy = 6mJ, repetition rate = 5 Hz, spot size = 25 - 38 μm , helium carrier gas = 0.35 + 0.5 L/min. The routine U-Pb analysis consists of 2 blanks, 2 NIST, 3 external standard (GJ1 standard), 13 unknown samples, 2 external standards and 2 blank measurements. Each run consisted of 40 cycles, with 1 second per cycle. The ^{204}Hg interference on ^{204}Pb was corrected by ^{202}Hg where the value of $^{204}\text{Hg}/^{202}\text{Hg}$ ratio is 4.2. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio normalization was achieved by combined NIST and external standards. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratio normalization was achieved by external standards. The GJ1 standard ($602 \pm 4.4\text{Ma}$, Elholou *et al.*, 2006) was used for mass bias correction. Zircon typically contains low concentrations of common Pb, thus, the reliability of the measured $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratios is critically dependent on accurate assessment of the common Pb component. The residual common Pb was corrected according to the measured ^{204}Pb concentration using the known terrestrial composition (Stacey and Kramers, 1975).

The uncertainty introduced by laser-induced fractionation of elements and mass instrumental discrimination were corrected using a reference standard of zircon (GJ-1) (Jackson *et al.*, 2004). The isotope ratios and inter-element fractionation of data obtained by the ICP-MS instrument were evaluated by interspersing the GJ-1 zircon standard in every set of thirteen zircon samples (spots). The GJ-1 standard meets the requirements for the methods used in our laboratory, and the ratios of $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ and $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ were homogeneous throughout the application of bracket technique. External errors were calculated using error propagation of the individual measurements of the standard GJ-1 and measurements of the individual zircon samples (spots). Age calculation were made using Isoplot version 4 based mainly on $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Ludwig, 2003). Chemale *et al.*, (2011) detailed the analytical methods and data treatment.

4. Results

4.1. Geology of the Bossoroça Complex

The Bossoroça Complex consists of metavolcanic, metavolcanoclastic and metasedimentary rocks, affected by greenschist facies metamorphism comprising a N20°E belt, approximately 25 km long and 15 km wide. The complex is in contact to the west with the Arroio Lajeado ophiolitic complex along the Bossoroça Thrust Fault, is intruded at the north by the São Sepé Granite and covered in the east by volcanic rocks of the Acampamento Velho (Camaquã Basin) and by the sedimentary rocks of Rio Bonito Formation. To the south it is intruded by the Cerro da Cria and Ramada granites. The main rock types of the Bossoroça Complex are: (1) metavolcanoclastic rocks, (2) metavolcanic rocks, (3) meta-epiclastic rocks and (4) metachemical sedimentary rocks.

Two main rock associations are recognized: (i) metavolcaniclastic rock unit and (ii) metaepiclastic unit. In the studied area the main rock types of both units were recognized and the tangential deformational phase (D_2) resulted in a complex arrangement of metavolcanogenic and metasedimentary units intercalated with each other over short distances (**Figure 3**). The metavolcanic rocks are dominant in the west, whereas the metasedimentary rocks occur in the eastern portion of the area. Additionally, the superposition of a pronounced pervasive mylonitic foliation related to D_2 , partially obliterated the primary diagnostic features. Structural data obtained by Zarpelon (1986), Remus (1990), Wildner (1990), Salmann *et al.*, (2005a) and Augustin (2006) suggest that these units are affected by thrust faults with NE vergence.

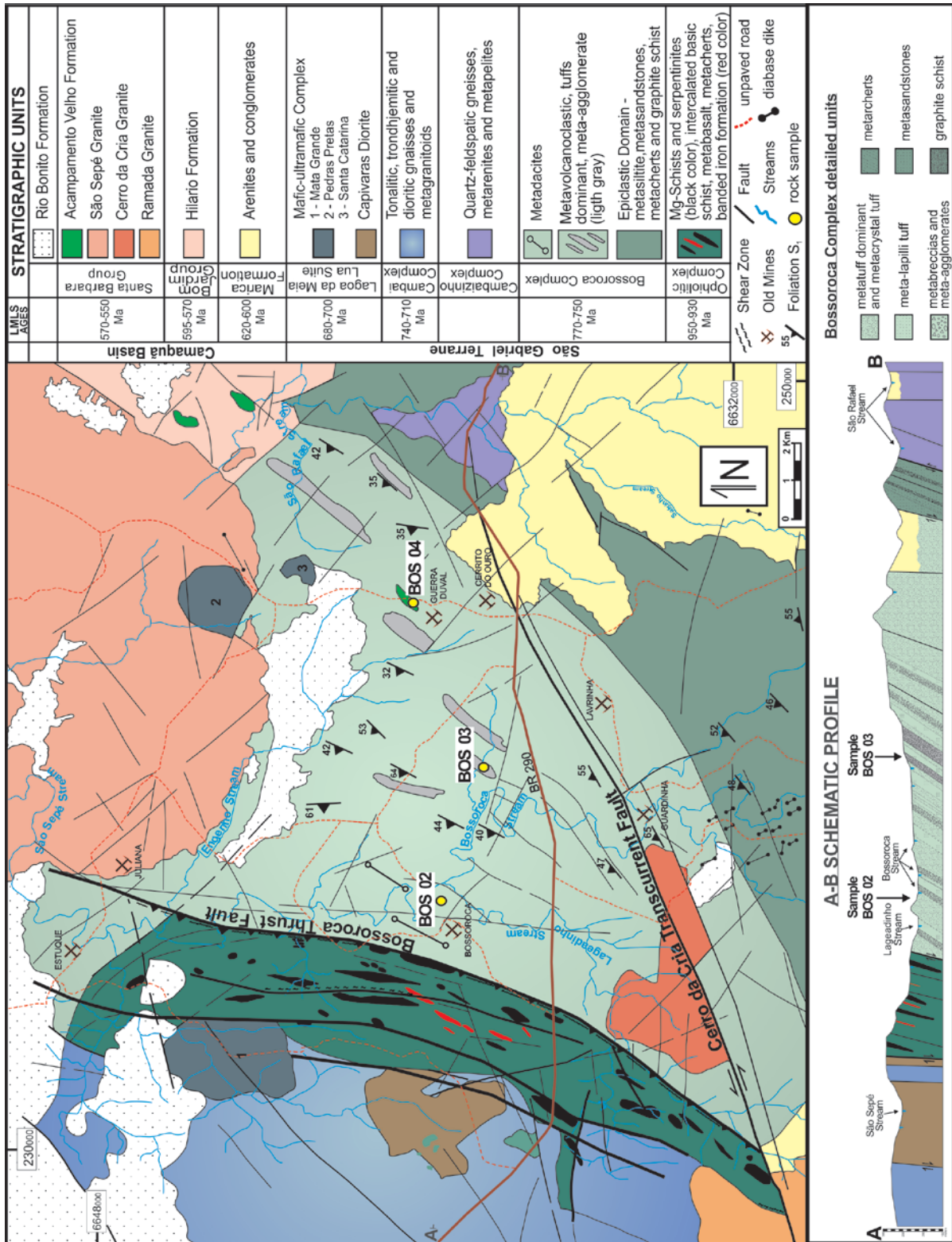


Figure 3 - Geological map and schematic profile of the Bossoroca Complex.

4.1.1. Metavolcaniclastic rocks

This unit occupies the western and central portions of the area and consists mainly of metapyroclastic rocks classified by their grain size. They include metatuff, meta-crystal tuff, meta-lapilli tuff, meta-agglomerate and metabreccia, with minor sub-volcanic intrusions and lava flows. The metapyroclastic rocks are predominant in relation to the metasediments and are represented mainly by tuffaceous rocks. Several cycles of volcanic activity formed a thick pack of pyroclastic rocks of varied composition from intermediate to acid with dominant intermediate rocks. The rocks present a continuous and irregular bedding alternating layers with extremely varied grain size, from fine laminated (< 1 cm) up to 1 meter. The main deposit of this unit were generated by ash flow, pumices and lavas. Less important are products of upwelling, fall and ejected deposits during the volcanic events.

The meta-tuff (ash tuff < 1/16 mm) is widely dominant in relation to other lithologies. They are gray to greenish-gray, frequently formed by a thin matrix, and sometimes fine laminated bedding with alternating mm-thick light gray-green to green layers and darker gray layers. The bedding is well observed by the strong alternation of millimetric to centimetric layers frequently affected by deformation (**Figure 4A**). The mineralogy consists of small quartz and plagioclase porphyroclasts, with biotite, chlorite, epidote, sericite, garnet, actinolite, hornblende, magnetite, zircon, carbonate and pyrite.

The meta-crystal tuff (coarse tuff 1/16-2 mm) characterized by its typical gray to greenish gray color, present massive structure, with a fine to medium grain size, composed mainly of variable quantities of blue quartz and white plagioclase porphyroclasts immersed in a metamorphic matrix with epidote, chlorite, biotite, sericite and opaques minerals (**Figure 4A**). Phenocrysts and occasional lappili fragments are common. Tourmaline and carbonate are also observed.

The meta-lapilli tuff (2-64 mm) have dark gray to greenish color and mottled appearance. It contains fragments of pumice and other rocks immersed in tuffaceous matrix. The fragments range in size from 3-4 mm to 5cm displaying stretched and flat elongated shapes. Fragments of microcrystalline materials are probably original glass shards, which have been fully chloritized. The fine grained matrix is constituted essentially by quartz, plagioclase, chlorite, epidote, sericite, biotite, zircon and other accessory minerals such as sulfide, opaque minerals, and carbonate. The matrix is also composed of shards, rocks fragments and pumices.

The metabreccia, metablocks and meta-agglomerates (> 64 mm) show a gray greenish-gray mottled color with the presence of bombs and angular fragments of dacite, granite and volcanic rocks (**Figure 4B**). The fragments have a volcanic and volcanoclastic composition with an elliptic to rounded shape supported by a very fine-grained matrix composed essentially of plagioclase, quartz, chlorite and epidote.

4.1.2. Metavolcanic rocks

The metavolcanic rocks occur within the metavolcanoclastic pile, generally forming thick lenses ranging from 0.5 to 15 meters. Petrographically they may be classified as meta-andesite and metadacite. The rocks present gray to greenish-gray color, massive structure with blastoporphyratic textures characterized by euhedral phenocrysts of plagioclase and hexagonal or rounded quartz. The matrix is composed of plagioclase, quartz, chlorite, biotite, epidote, sericite, carbonate and opaque minerals. The phenocrysts are plagioclase and quartz in relative abundances of approximately 80% and 20% respectively. Plagioclase sometimes exhibit residual lamellar twinning allowing to recognize it as oligoclase-andesine. Quartz is usually corroded especially at the edges. Mafic minerals such as hornblende and biotite are intensely altered to sericite, epidote and carbonate and in some samples they show a weak orientation suggesting pseudotraquitic texture. The presence of chlorite, epidote and carbonate aggregates is probably due to the alteration of the amphibole phenocrysts. The matrix includes quartz, plagioclase, chlorite, sericite, carbonate, epidote (pistacite and clinozoisite) and exhibits an incipient metamorphic foliation. Biotite, partially transformed to chlorite, fine actinolite needles, titanite and zircon are accessory minerals.

4.1.3. Meta-epiclastic rocks

These comprise predominantly metapelites with subordinate metasandstone, metasilstone and minor metaconglomerate. Exposed in the eastern portion of the area investigated, they occur as metric lenses reaching layers up to 20 meters in width with until 150 to 300 meters long. The meta-sandstones are usually associated with metasilstone and metapelite and display a primary plane-parallel bedding, showing strong reworking of pyroclastic or volcanic rocks, which is suggested by the presence of bluish quartz porphyroclasts. The metasandstones are composed

predominantly of grains of quartz, plagioclase and muscovite and the matrix is made of chlorite, epidote and opaque minerals. The metasilstone and metapelite occur as centimetric layers interbedded with metasandstones. The compositional banding occurs at the centimetric level generally showing the primary sedimentary structures such as gradational layers with cross-laminated stratification. In the metapelites the growth of albite porphyroblasts is common associated with epidote and chlorite in the matrix, suggesting the immature character of the original sediment. The metaconglomerate is generally intercalated with sandstones and shows poorly developed gradational plane bedding. The pebbles range in size between 4 and 60 cm and include granite, metadacite, metandesite, metavolcaniclastic rocks and quartz. The metasediments were generated after the deposition of the metavolcanic association and previous to the main metamorphic/deformational event. **(Figure 4C,D)**. Some clasts are stretched showing elliptical shapes resulting from intense regional deformation. The clasts are rounded with good sphericity, the fine to medium grained matrix is composed essentially of quartz, plagioclase, chlorite, epidote and sericite. These characteristics indicate strong participation of volcanic processes in the formation of these deposits, suggesting a high density mass flow, similar to lahar deposits, as suggested by Wildner (1990).

4.1.4. Chemical Metasedimentary Rocks

These are not abundant and occur generally inside or near to the ophiolite package. They include mainly metachert and minor banded iron formation and ferruginous metachert. They are normally intercalated with meta-tuff and meta-lapilli tuff. The bedding is regular and continuous with sizes varying from a few centimeters to some decimeters. Some rocks show a mixed composition consisting of ash tuff and silica precipitate, named chertic tuff, as suggested by Koppe (1990).

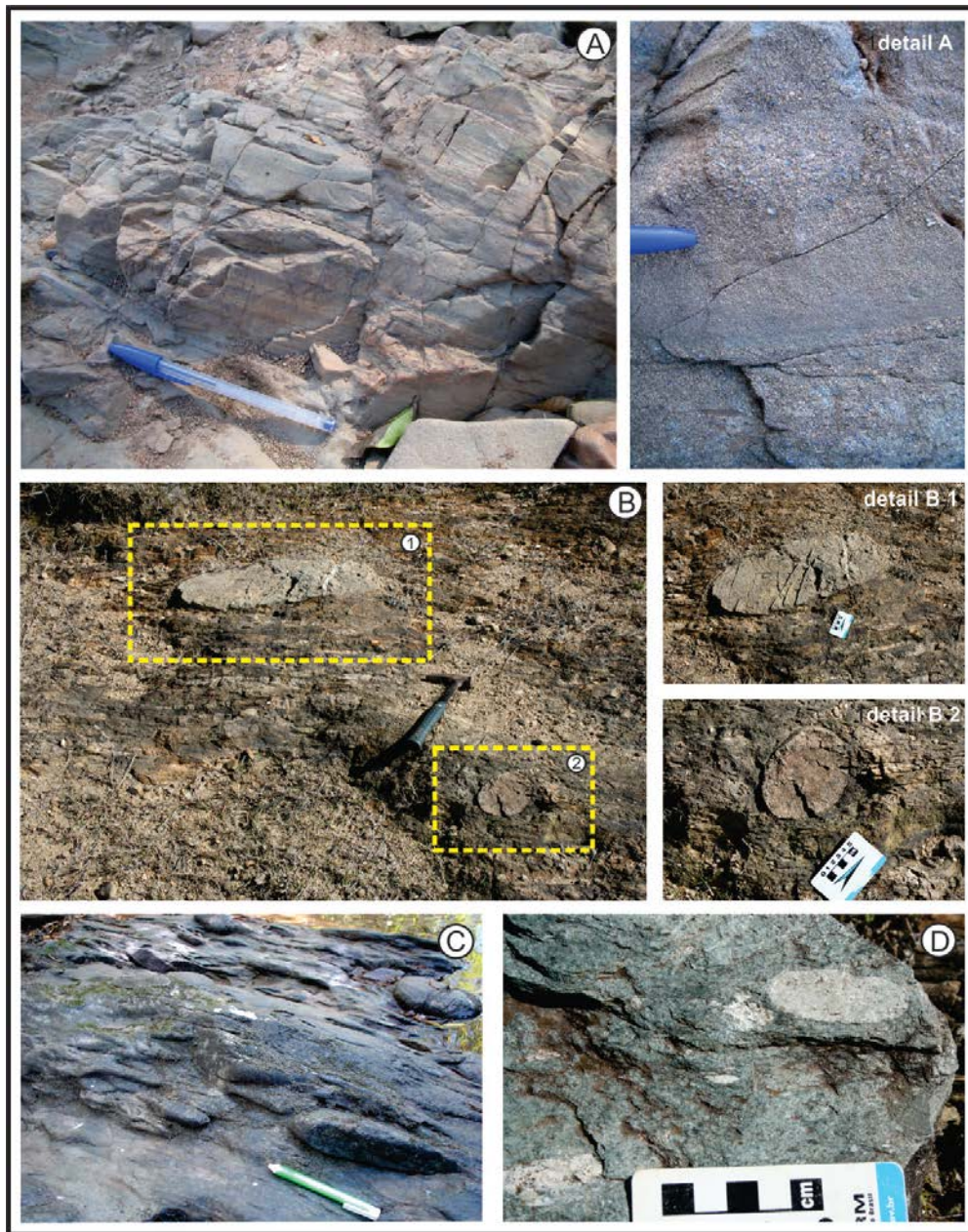


Figure 4 - Bossoroca Complex rock types: A- Millimetric to centimetric planar bedding, alternating coarse crystal tuffs (BOS-02 sample) and finer tuff, B- Meta-agglomerate (BOS-03 sample) with lithoclasts of metadacite in a fine- to medium-grained matrix composed of plagioclase, quartz, epidote, sericite and chlorite, C- Meta-agglomerate, with rounded shape deformed metadacite clasts, D- Polyimict meta-agglomerate with metadacite and granite lithoclasts.

4.2. Petrography

4.2.1. Metavolcanoclastic rocks

Metatuff

These rocks display a homogeneous massive or finely stratified aspect. A slate cleavage observed in the microcrystalline matrix with a lepidoblastic texture marked by white mica and chlorite, including euhedral quartz and plagioclase as submillimetric microphenocrysts (0.1 to 0.7 mm). The plagioclase porphyroclasts have a prismatic euhedral to subhedral shape and is commonly altered to albite, epidote and sericite or replaced by carbonate. Quartz occurs as coarser euhedral phenocrysts (1 mm) of bluish quartz immersed in the fine matrix.

The matrix consists of plagioclase, quartz, chlorite, sericite, epidote, actinolite, hornblende, garnet, magnetite, zircon, apatite, titanite, carbonate, pyrite and graphite in varied proportions. The lighter bands are usually composed of cryptocrystalline quartz, showing occasionally normal gradational planar bedding. The quartz is disseminated in a microcrystalline matrix, associated preferentially with plagioclase, epidote and chlorite. They are generally euhedral to subhedral with corroded borders, stretched, forming a typical augen texture. Plagioclase occurs as fine grains in the matrix and also as phenocrysts, with grain sizes from 0.2 to 2mm, subhedral to anhedral and may be twinned and zoned. Sericite and epidote are the main alteration products of plagioclase.

The biotite, usually anhedral occurring in the matrix and/or as prismatic crystals. Hornblende appears as subhedral to euhedral acicular crystals associated mostly with fine the metatuff. Garnet is in the matrix as euhedral phenoblasts up to 2 mm in size. Chlorite appears as product of alteration of biotite and hornblende and occasionally from shards. Epidote is dispersed in the microcrystalline matrix probably as a product of plagioclase alteration. Carbonate is represented by calcite veinlets concordant to the main foliation. Close to areas of hydrothermal alteration, quartz appears as micro veins indicating local silicification. Graphite is also present in the matrix. Other minerals such as pyrite, magnetite and other opaque minerals are also observed. The occurrence of hornblende and almandine indicate a metamorphism of upper greenschist to lower amphibolite facies.

Metatuff and Metacrystal tuff

These are closely associated with the meta-lapilli tuff unit and, together, they constitute a package that reaches up to 20 meters in thickness with limited lateral extension. The matrix ash size (1/16 mm to 2 mm) constitutes more than 70% of the metatuff and it occasionally contains lapilli fragments. These rocks are made of plagioclase, intensely altered to epidote and/or carbonate, sericite and chlorite. The blue quartz crystals occur in anhedral to euhedral shapes (**Figure 5A,B**). Relict pseudomorph crystals were identified from the replacement of amphibole and biotite by chlorite \pm carbonate \pm opaque \pm epidote, these one fully altered to chlorite. Lapilli fragments are represented mainly by autoclastic and or juveniles or pumice and shards, these totally altered to chlorite. The meta-lapilli tuff and the metacrystal tuff have in common the same matrix grain size, ranging from 0.01 to 2 mm.

The meta-crystal tuff are characterized by the common presence of euhedral crystals of blue quartz and some lapilli fragments, consisting predominantly of plagioclase, quartz, hornblende, chlorite, epidote, sericite, calcite and opaque minerals (**Figure 5C,D,E,F**). The fine- to medium-grained matrix is composed of quartz, plagioclase, epidote, chlorite, biotite, sericite and opaque. Also, is common the presence of tourmaline, garnet and carbonates. Quartz and plagioclase also occur as phenocrysts. The coarse fractions exhibit a bluish quartz and plagioclase crystals as dominant minerals.

The meta-lapilli tuff also shows gray to greenish-gray colour (a common feature of all volcanoclastic package) mottled appearance, with dark gray fragments of pumice and some occasional granitic fragments, immersed in a tuffaceous fine grain size matrix. The fragment sizes range from 3 mm to 50 mm, and are usually elongated with flat, stretched, shapes. Fragments of microcrystalline materials are represented by shards and glass intensely altered to chlorite. The devitrification process partially destroyed the original structure, identified by the diagnostic conchoidal perlitic fractures (**Figure 6A,B,C,D**). The fine-grained matrix is made of quartz, plagioclase, chlorite, epidote, sericite, biotite and accessory minerals such as sulphide, opaque, zircon and carbonate.

Metabreccia, Metablocks and Meta-agglomerates (> 64 mm)

These rocks have green to grayish-green color and are characterized by the presence of the 20 to 50 % of rounded fragments of metadacites with sizes ranging from 10 to 20 centimeters immersed in a fine- to medium-grained matrix composed of

plagioclase, quartz, epidote, sericite and chlorite. The metadacite clasts present blastoporphyratic texture characterized by 1 to 3.5 mm quartz and plagioclase phenocrysts with involved in a microgranular matrix. The phenocrysts in some samples show a slight orientation, suggesting pseudotrachytic textures, represented mainly by plagioclase and quartz, in approximate proportions of 80% and 20% respectively. Mafic minerals (biotite and hornblende) are altered. The plagioclase phenocrysts (oligoclase-andesine) are generally altered to sericite, epidote and carbonate, sometimes displaying residual polysynthetic twinning. Quartz shows a corrosion features. Chlorite, epidote and carbonate aggregates present pseudomorphic contours, resulting probably from the alteration of amphibole phenocrysts.

4.2.2. Metavolcanic rocks

Dikes and Sill of metavolcanic rocks

Sills and dikes of metadacites are not as common as their supracrustal counterparts. These bodies range in thickness from 1 to 20 meters approximately, with massive appearance and incipient metamorphic foliation. The rocks are green to grayish-green, fine- to medium-grained, with blastoporphyratic texture characterized by 1 to 3.5 mm quartz and plagioclase phenocrysts involved in a microgranular matrix (**Figure 6E,F**). The phenocrysts in some samples show a slight orientation, suggesting pseudotrachytic textures, represented mainly by plagioclase and quartz, in proportions of 80% and 20% approximate respectively, also occurs mafic minerals such as biotite and hornblende, partially altered. The plagioclase phenocrysts are generally altered to sericite, epidote and carbonate, sometimes displaying a residual lamellar gemination, which allow the identification as oligoclase-andesine. Quartz shows corrosion features. Chlorite, epidote and carbonates occurs as alteration of amphibole phenocrysts. The matrix shows an incipient metamorphic foliation and are composed of quartz, plagioclase, chlorite, sericite, carbonate and epidote (pistacite and clinozoizite). Biotite occurs in accessory amounts, usually altered to chlorite, fine actinolite needles also occurring opaque, titanite and zircon.

4.2.3. Meta-epiclastic rocks

These rocks are associated with the metavolcanogenic unit and are represented by the volcanogenic metasandstones and metapelites. The deposits comprise rocks ranging from metaconglomeratic sandstones, metasandstones and metapelites, with predominance of the latter.

The sizes of the pebbles in the metaconglomeratic sandstones varies from a few centimeters to about 60 centimeters, and are dominantly granite pebbles, followed by volcanic and volcanoclastic pebbles and rare milky quartz. A mass of fine fragments consisting predominantly of quartz, plagioclase, rock fragments, and chlorite form the matrix. The intense deformation that affected these deposits partially destroyed the primary sedimentary features, leaving only a subtle original gradational layering. There is a close association of the conglomerates with the volcanogenic unit. The absence of significant sedimentary deposits, plus the textural and mineralogical similarity of the conglomerates with the volcanoclastic matrix, indicate that the deposits are associated with the volcanic processes.

The metapelites are dark gray to greenish-gray, with preserved millimetric to centimetric interbedded layers. The rocks have a penetrative slate cleavage to schistose structure and lepidoblastic texture defined by muscovite, chlorite and biotite, with subordinate granoblastic quartz-feldspar aggregates. Minor amounts of plagioclase (albite-oligoclase), quartz, K-feldspar, chlorite, muscovite, carbonate, epidote and rare actinolite are also observed. Zircon, apatite, tourmaline and opaques are accessory minerals. The porphyroblasts are mainly albite often poikiloblastic showing evidence of syn-tectonic relationship to the main rock foliation. Petrographically they are classified as chlorite-muscovite-epidote-albite-quartz phyllite or schist, chlorite-albite-quartz-muscovite schist and quartz-muscovite schist. Carbonaceous-rich layers are intercalated in the sequence.

The slate cleavage and schistosity is parallel or sub-parallel to the primary bedding, marked by the muscovite and chlorite crystallization obliterating the primary structures. These structures, when present, consist in a tabular bedding and gradational low angle cross bedding, preserved in fine metasandstones layers. In thin section, the quartz aggregates are dominant and in a smaller amount plagioclase appears immersed in a matrix of chlorite, muscovite, epidote and carbonate. In the metapelite samples with rhythmic layering, there is an alternation of silt-size quartz and feldspar layers with dominance of silt size. This association may be classified as

micaceous phyllites/schists and metasandstones. The carbonaceous nature, the presence of preserved primary sedimentary structures, the albite porphyroblasts, epidote and chlorite occurrence in the matrix, suggest that the epiclastic sediments were deposited in restricted shallow water bodies, confirming the strong relationship with volcanoclastic deposits.

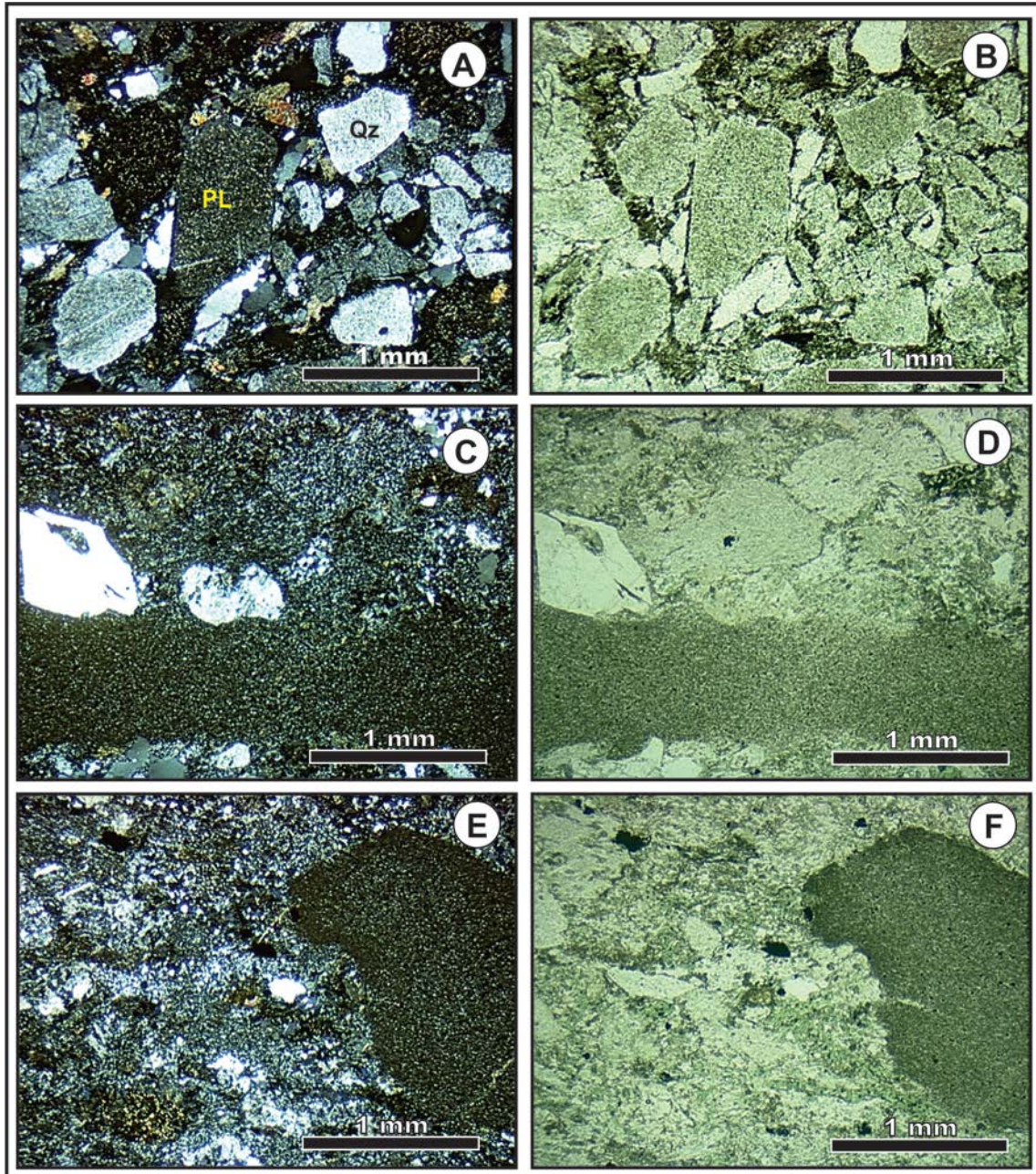


Figure 5 - Thin section photomicrograph (Left images - Cross-polarized light; Right images - Plane polarized light) - (A, B) Sample BG 24 - Cristal tuff with lithic clasts fragments of angular porphyroclasts of plagioclase (PL) and quartz (Qz) in a matrix composed of chlorite, sericite, albite, epidote and carbonate aggregate, (C, D, E and F) Sample BG 67 – interbedded metacrystal tuff and metatuff with less than 10% of euhedral to sub-euhedral lithic clasts (plagioclase and quartz), matrix with incipient lepidoblastic texture in chlorite and sericite, granoblastic texture in albite and epidote, slate cleavage.

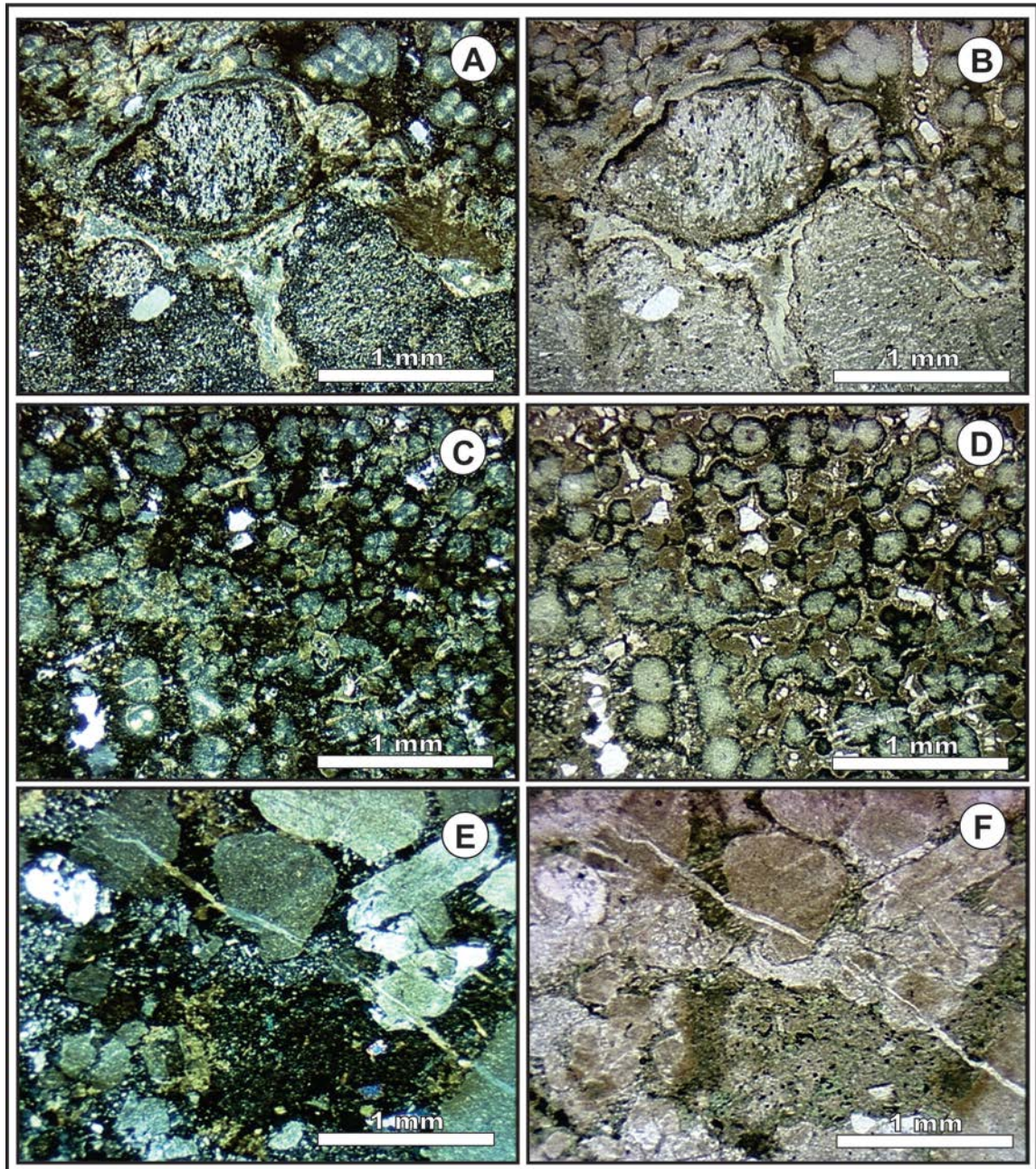


Figure 6 - Thin section photomicrograph (Left images - Cross-polarized light; Right images - Plane polarized light) - (A, B, C, D) Sample BG 34 - Metatuff interbedded with fine-medium metacrystal tuff with spherulitic texture, concentric vesicle around quartz and feldspar crystals. Lepidoblastic texture in chlorite and granoblastic texture at the epidote and albite, carbonate and chlorite veinlets, (E, F) Sample BG 45 - Crystal tuff with 30 to 40 % of euhedral to subeuhedral plagioclase measuring 0.5 to 2.5 mm. Contains from 5 to 10% of globular quartz measuring 0.5 to 2.5 mm and about 40 % of lithic clasts of fine tuff, crystal tuff and dacitic lava, carbonate veinlets.

4.3. Metamorphism

The metavolcano-sedimentary rocks of the Bossoroca Complex are exposed as belts oriented around N20°E, dipping to the NW, with metavolcanic rocks dominantly to west and metasedimentary rocks occurs in the eastern portion of the study area. These rocks are affected by a regional deformational event and developed two main metamorphic foliations. The slate cleavage or schistosity S_1 is folded and generated the F_2 isoclinal folds. These folds are associated to the transposition of S_1 foliation and generation of S_2 crenulation cleavage. The superposition of a pronounced pervasive mylonitic foliation over all the lithological units, resulted from deformation phase (D_2), characterized by thrusting of lithological units with NE vergence.

The main paragenesis identified on the different lithotypes of the Bossoroca Complex are presented in **Table 2**. The metacrystal tuff has: (1) quartz + albite/oligoclase+ biotite + sericite + epidote, (2) quartz + albite/oligoclase + biotite + hornblende + almandine and (3) quartz + albite/oligoclase + biotite + hornblende. The metatuff presents: (4) quartz + biotite + chlorite + albite/oligoclase, (5) quartz + muscovite + biotite + almandine (6) quartz + albite/oligoclase + chlorite; (7) quartz + biotite + chlorite + hornblende + oligoclase and (8) quartz + sericite + epidote + carbonate + albite. In the metagraphite mudstone the paragenesis is (9) quartz + chlorite + epidote + graphite. Metadacites present (10) quartz + sericite + chlorite + epidote + albite + carbonate; (11) quartz + carbonate + epidote + sericite + muscovite + epidote; metamudstones and metasandstones (12) quartz + muscovite + andaluzite + chlorite; (13) quartz + sericite + chlorite + carbonate + albite ± pyrite; (14) quartz + muscovite + albite + biotite.

The assemblages indicate main metamorphic conditions of low grade, lower to medium greenschist facies. The paragenesis of the ultramafic rocks of the ophiolitic complex also reflects the typical lower greenschist facies of regional orogenic metamorphism (Koppe, 1990).

There are strong superposition of contact metamorphism and hydrothermal events, mainly imposed by intrusions of the São Sepé Granite that took place at the end of the Brasiliano Orogenic Cycle. Epidote-albite hornfels and hornblende hornfels were the metamorphic facies identified and described by Mattos *et al.*, (2004).

Lithotypes	#	Parageneses
meta-crystal tuff	1	quartz + albite/oligoclase + biotite + sericite + epidote
	2	quartz + albite/oligoclase + biotite + hornblende + almandine
	3	quartz + albite/oligoclase + biotite + hornblende
meta-tuff	4	quartz + biotite + chlorite + albite/oligoclase
	5	quartz + muscovite + biotite + almandine
	6	quartz + albite/oligoclase + chlorite
	7	quartz + biotite + chlorite + hornblende + oligoclase
	8	quartz + sericite + epidote + carbonate + albite
metagraphite mudstone	9	quartz + chlorite + epidote + grafite
metavolcanics	10	quartz + sericite + chlorite + epidote + albite + carbonate
	11	quartz + carbonate + epidote + sericite + muscovite + epidote
metamudstones	12	quartz + muscovite + andaluzite + chlorite
/	13	quartz + sericite + chlorite + carbonate + albite ± pyrite
metasandstones	14	quartz + muscovite + albite + biotite

Table 2 - The main parageneses identified on the Bossoroça Complex.

4.4. U-Pb Geochronology

Zircon crystals from two samples of metavolcanic rocks of the Bossoroça Complex (metacrystal tuff BOS-2 and meta-agglomerate BOS-3) and one sample of metatuff (BOS-4) previous considered as belongs to complex. The U-Pb data show that sample is related to Acampamento Velho Formation of the Camaquã Basin (Ediacaran). The samples was analyzed at the LA-ICP-MS Laboratory of the Geochronological Research Center (CPGEO) of the Geosciences Institute of the University of São Paulo (USP).

4.4.1 Metacrystal Tuff (BOS-2)

Twenty zircon crystals of sample BOS-2 were selected for LA-ICP-MS analyses. The zircon crystals of sample BOS-2 have prismatic to sub-rounded shape, euhedral to sub-euhedral with pyramidal terminations and well-defined oscillatory zonation. The length-to-width ratios in grains range from 1:1 to 6:1 (with an average of 2:1). The grain size ranges from 70 to 400 µm and were imaged by BSE/CL. Images reveal an internal igneous texture and well-defined oscillatory zonation (**Figure 7**). The Th/U ratios of 20 concordant analyses range between 0.45 and 1.17,

which is consistent with a magmatic origin for the grains (Belousova *et al.*, 2002). Of the concordant analyses, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages range between 789 Ma and 746 Ma, from which twenty analyses define a mean concordia age of 767.2 ± 2.9 Ma (**Figure 8, Table 3**). This age is interpreted to constrain the timing of crystallization of the crystal tuff.



Figure 7 - Cathodoluminescence (CL) image of zircon grains from metacrystal tuff BOS-2, showing the location of spot analyses and the corresponding $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ages.

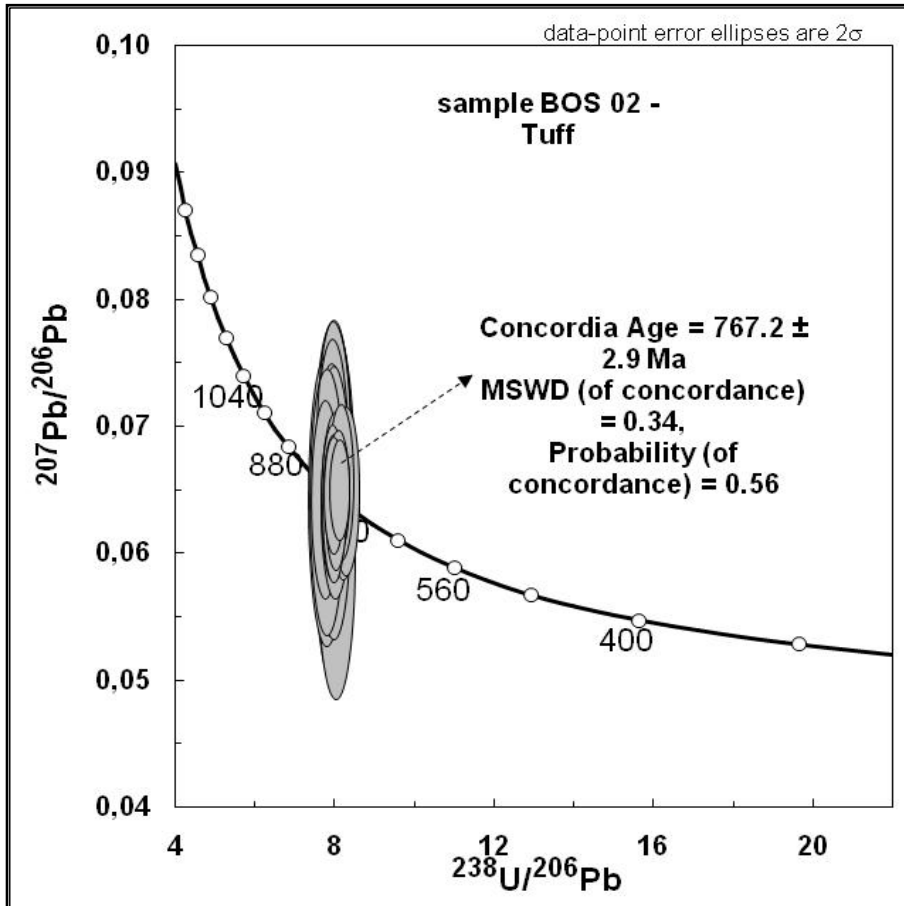


Figure 8 - U-Pb concordia plot and age determination by LA-ICP-MS dating of metacrystal tuff BOS-2 of the Bossoroca Complex.

sample BOS 02 TUFF SPOT	ISOTOPIIC RATIOS										Pb total common			AGES			Concordance				
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 1 σ	C.C.	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ 1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 1 σ	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 1 σ	%	Pb rad ppm	Th ppm	U ppm	Tb/U	$T_{206/238}$ 1 σ	$T_{207/206}$ 1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$						
21,1	1.0954	0.0427	0.1226	0.0020	0.3800	8.1560	0.1348	0.0648	0.0027	0.2336	0.0113	0.26	60.20	301.80	389.90	0.77	0.746	0.012	0.768	0.090	97
4,1	1.0968	0.0440	0.1233	0.0021	0.3400	8.1090	0.1387	0.0645	0.0027	0.2372	0.0167	0.43	37.60	176.30	249.30	0.71	0.750	0.012	0.758	0.091	98
6,1	1.1246	0.0406	0.1244	0.0020	0.6100	8.0355	0.1289	0.0655	0.0025	0.3111	0.0229	0.18	48.40	288.50	297.90	0.97	0.756	0.011	0.792	0.085	95
2,1	1.1205	0.0290	0.1252	0.0016	0.5500	7.9869	0.1010	0.0649	0.0016	0.1635	0.0101	0.12	100.70	419.10	674.00	0.62	0.760	0.009	0.771	0.054	98
5,1	1.1213	0.0348	0.1257	0.0018	0.4700	7.9561	0.1132	0.0647	0.0020	0.2634	0.0302	0.39	72.00	364.00	458.60	0.79	0.763	0.010	0.765	0.066	99
12,1	1.1054	0.0326	0.1263	0.0017	0.8100	7.9158	0.1054	0.0635	0.0020	0.2439	0.0228	1.28	66.40	310.90	433.70	0.72	0.767	0.010	0.724	0.064	105
17,1	1.0463	0.0715	0.1264	0.0032	0.0100	7.9099	0.1976	0.0600	0.0047	0.2215	0.0298	0.43	30.40	165.60	193.20	0.86	0.767	0.018	0.604	0.156	126
19,1	1.1090	0.0480	0.1263	0.0023	0.5900	7.9186	0.1428	0.0637	0.0030	0.3107	0.0142	0.70	50.80	292.60	313.80	0.93	0.767	0.013	0.731	0.101	104
11,1	1.1072	0.0396	0.1265	0.0020	0.8500	7.9026	0.1222	0.0635	0.0024	0.2157	0.0188	0.66	34.40	133.20	241.70	0.55	0.768	0.011	0.724	0.080	106
18,1	1.1128	0.0840	0.1267	0.0036	0.4000	7.8957	0.2227	0.0637	0.0058	0.1971	0.0301	0.56	23.60	99.70	147.10	0.68	0.769	0.021	0.733	0.191	104
10,1	1.1922	0.0662	0.1270	0.0028	0.1200	7.8713	0.1751	0.0681	0.0042	0.2102	0.0176	0.46	28.40	133.00	184.40	0.72	0.771	0.016	0.870	0.130	88
9,1	1.1214	0.0683	0.1273	0.0029	0.2800	7.8551	0.1795	0.0639	0.0044	0.1562	0.0230	2.07	16.50	58.00	111.00	0.52	0.772	0.017	0.738	0.151	104
13,1	1.1311	0.0326	0.1271	0.0017	0.2700	7.8656	0.1052	0.0645	0.0019	0.2972	0.0223	0.01	86.00	445.30	534.60	0.83	0.772	0.010	0.759	0.061	101
16,1	1.1676	0.0728	0.1276	0.0032	0.4000	7.8385	0.1948	0.0664	0.0048	0.1468	0.0193	0.70	23.10	70.30	155.10	0.45	0.774	0.018	0.818	0.151	94
14,1	1.1305	0.0668	0.1278	0.0030	0.8200	7.8235	0.1820	0.0641	0.0044	0.1520	0.0289	0.26	28.40	91.40	185.90	0.49	0.775	0.017	0.747	0.152	103
23,1	1.1269	0.0414	0.1278	0.0020	0.6300	7.8263	0.1233	0.0640	0.0025	0.2394	0.0066	0.51	75.30	375.00	485.40	0.77	0.775	0.012	0.741	0.083	104
24,1	1.1496	0.0674	0.1278	0.0030	0.3300	7.8275	0.1808	0.0653	0.0047	0.2076	0.0247	0.99	22.80	97.50	150.90	0.65	0.775	0.017	0.783	0.143	99
25,1	1.1407	0.0658	0.1293	0.0030	0.0800	7.7328	0.1765	0.0640	0.0043	0.2122	0.0175	0.57	31.70	159.60	211.00	0.76	0.784	0.017	0.741	0.146	105
26,1	1.1505	0.0734	0.1301	0.0033	0.3000	7.6873	0.1924	0.0641	0.0047	0.3406	0.0233	0.60	27.30	180.70	158.10	1.14	0.788	0.019	0.746	0.164	105
22,1	1.1521	0.0517	0.1302	0.0024	0.1300	7.6798	0.1391	0.0642	0.0032	0.2133	0.0276	0.18	64.70	337.20	392.90	0.86	0.789	0.013	0.747	0.102	105

Table 3 - Summary of LA-ICP-MS U–Pb zircon isotopic data for metacrystal tuff BOS-2, (C.C.= correlation coefficient).

4.4.2. Meta-agglomerate (BOS-3)

Sixteen zircon crystals of sample BOS-3 were selected for LA-ICP-MS U-Pb dating. The largest population of BOS-3 is made of prismatic, euhedral crystals with pyramidal terminations and well-defined oscillatory zonation. The length-to-width ratios in grains range from 1:1 to 6:1 (with an average of 2:1). The grain size ranges from 50 to 200 μm in BOS-3 and BSE/CL images reveal internal igneous texture and well-defined oscillatory zonation (**Figure 9**). The Th/U ratios of 16 concordant analyses range between 0.14 and 0.38, which is consistent with the magmatic origin of the grains (Belousova *et al.*, 2002). Of the concordant analyses, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages range between 802 Ma and 741 Ma, from which twenty analyses define a mean concordia age of 765 ± 10 Ma (**Figure 10, Table 4**). This age is interpreted to constrain the timing of crystallization of the meta-agglomerate.



Figure 9 - Cathodoluminescence image of zircon grains analyzed from meta-agglomerate BOS-3 showing the spot locations and the corresponding $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ages.

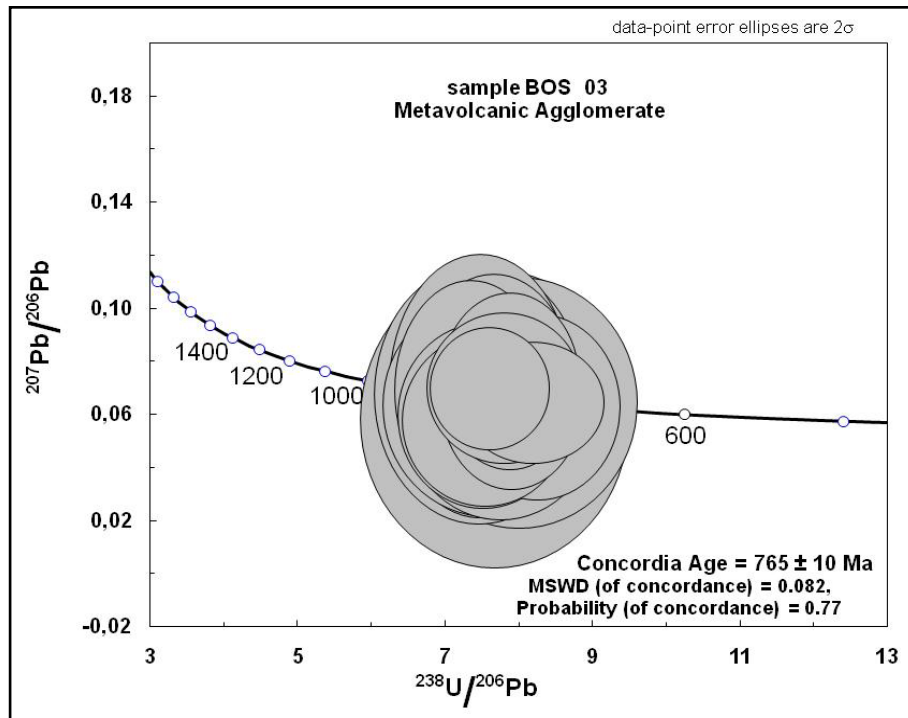


Figure 10- U-Pb concordia plot and age determination by LA-ICP-MS dating of meta-agglomerate BOS-3 of the Bossoroca Complex.

sample	ISOTOPIC RATIOS												Pb total common			Th/U			AGES		Concordance	
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 1 σ	C.C.	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ 1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$ 1 σ	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 1 σ	%	Pb rad ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ppm	$T_{206/238}$ 1 σ	$T_{307/206}$ 1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$							
BOS 03																						
SPOT																						
12.1	1.0253	0.2077	0.1184	0.0064	0.010	8.4449	0.4573	0.0628	0.0144	0.0822	0.0512	2.84	6.50	14.10	57.70	0.24	0.721	0.037	0.701	0.439	102	
23.1	1.0620	0.1343	0.1193	0.0056	0.300	8.3807	0.3940	0.0645	0.0094	0.1186	0.0416	1.93	16.50	46.30	123.60	0.38	0.727	0.032	0.760	0.305	95	
14.1	1.0852	0.2552	0.1219	0.0097	0.010	8.2048	0.6530	0.0646	0.0193	0.0301	0.0347	2.83	6.50	8.00	52.80	0.15	0.741	0.055	0.761	0.524	97	
6.1	1.1089	0.1910	0.1235	0.0060	0.330	8.0941	0.3939	0.0651	0.0136	0.0770	0.0588	2.04	10.60	14.00	81.60	0.17	0.751	0.034	0.777	0.413	96	
8.1	1.2379	0.1907	0.1238	0.0059	0.170	8.0804	0.3853	0.0725	0.0136	0.0621	0.0433	2.53	8.40	10.50	64.60	0.16	0.752	0.034	1.001	0.385	75	
17.1	1.2111	0.1654	0.1251	0.0067	0.190	7.9952	0.4263	0.0702	0.0116	0.0707	0.0458	2.03	9.50	14.10	69.50	0.20	0.760	0.038	0.935	0.364	81	
22.1	1.0510	0.2272	0.1258	0.0086	0.540	7.9485	0.5437	0.0606	0.0165	0.0525	0.0473	3.50	7.50	15.20	62.50	0.24	0.764	0.050	0.625	0.508	122	
24.1	1.0244	0.3256	0.1270	0.0120	0.180	7.8769	0.7416	0.0585	0.0230	0.0570	0.0602	3.32	7.10	8.50	54.10	0.16	0.770	0.068	0.549	0.601	140	
9.1	1.1738	0.2475	0.1272	0.0075	0.200	7.8637	0.4628	0.0669	0.0189	0.0809	0.0885	1.06	8.60	8.20	58.20	0.14	0.772	0.043	0.836	0.440	92	
15.1	1.2329	0.1316	0.1282	0.0054	0.330	7.7995	0.3284	0.0697	0.0094	0.0649	0.0295	1.87	11.10	22.20	88.10	0.25	0.778	0.031	0.921	0.305	84	
18.1	1.1217	0.2489	0.1284	0.0097	0.100	7.7870	0.5856	0.0634	0.0172	0.0539	0.0498	3.61	7.50	11.90	54.70	0.22	0.779	0.056	0.720	0.534	108	
19.1	1.0330	0.1947	0.1289	0.0076	0.340	7.7566	0.4601	0.0581	0.0133	0.0492	0.0568	3.14	6.50	11.50	64.80	0.18	0.782	0.044	0.534	0.422	146	
25.1	1.0634	0.1992	0.1293	0.0079	0.490	7.7336	0.4747	0.0596	0.0143	0.0889	0.0570	1.99	10.80	21.20	75.90	0.28	0.784	0.046	0.591	0.441	132	
13.1	1.2712	0.2876	0.1301	0.0085	0.050	7.6861	0.4995	0.0709	0.0203	0.0411	0.0556	1.65	5.90	8.80	48.00	0.18	0.788	0.049	0.953	0.528	82	
26.1	1.2178	0.2638	0.1304	0.0099	0.380	7.6710	0.5803	0.0678	0.0200	0.0511	0.0639	3.98	6.20	10.90	53.70	0.20	0.790	0.056	0.861	0.534	91	
10.1	1.2600	0.2476	0.1324	0.0074	0.260	7.5524	0.4248	0.0690	0.0169	0.0994	0.0613	2.74	7.20	11.00	50.10	0.22	0.802	0.043	0.899	0.448	89	

Table 4 - Summary of LA-ICP-MS U–Pb zircon isotopic dating for the meta-agglomerate BOS-3 (C.C.= correlation coefficient).

4.4.3. Tuff (BOS-4)

Six zircons crystals of sample BOS-4 have euhedral prismatic shape. The length-to-width ratios range from 1:1 to 6:1. The grain sizes range from 90 μm to 400 μm and the BSE/CL images reveal internal igneous texture with well-defined oscillatory zonation (**Figure 11**). The Th/U ratios of six concordant analyses range between 0.41 and 0.96, which is consistent with the magmatic origin for the grains (Belousova *et al.*, 2002). Of the concordant analyses, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages range between 575 Ma and 557 Ma, from which twenty analyses define a mean concordia age of 565.8 ± 4.8 Ma (**Figure 12, Table 5**). This age is interpreted to constrain the timing of crystallization of the crystal tuff.

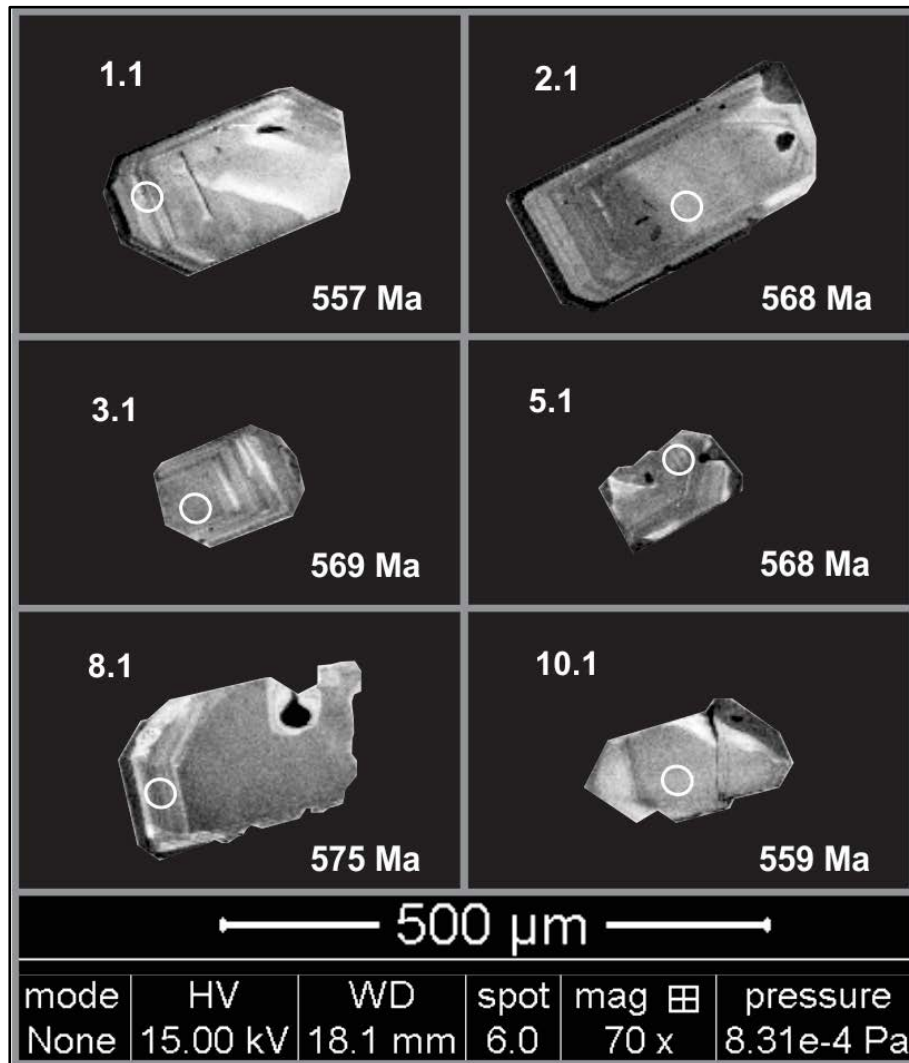


Figure 11 - Cathodoluminescence image of zircon grains analyzed from the dacitic tuff BOS-4 showing the location of spot points and the $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ages obtained.

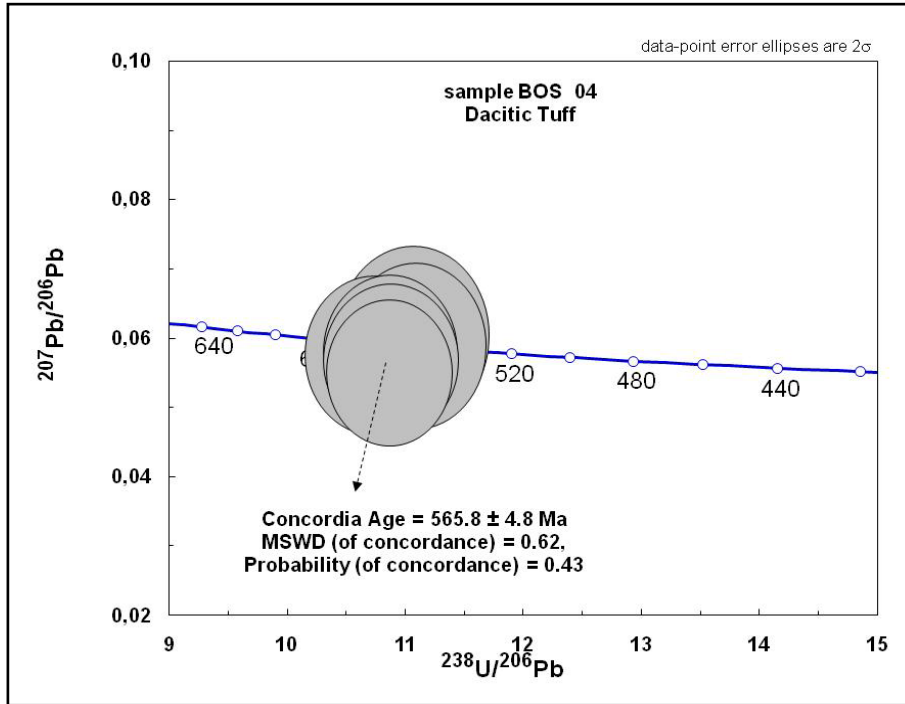


Figure 12 - U-Pb concordia plot and age determination by LA-ICP-MS of dacitic tuff BOS- 04 of the Acampamento Velho Formation.

sample	ISOTOPIC RATIOS											Pb total			AGES			Concordance							
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	C.C.	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	$T_{206/238}$	$T_{207/206}$	$T_{206/238}$	$T_{207/206}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		
BOS 04																									
SPOT																									
1,1	0,7324	0,0544	0,0903	0,0020	0,010	11,0748	0,2422	0,0588	0,0049	0,1617	0,0189	0,59	34,50	182,40	327,30	0,56	0,557	0,012	0,561	0,557	0,012	0,561	0,177	99	
10,1	0,7519	0,0599	0,0905	0,0021	0,170	11,0493	0,2618	0,0603	0,0053	0,2358	0,0210	1,18	28,60	193,10	262,80	0,74	0,559	0,013	0,613	0,559	0,013	0,613	0,183	91	
2,1	0,7201	0,0524	0,0921	0,0020	0,150	10,8577	0,2325	0,0567	0,0045	0,2228	0,0133	0,23	44,30	293,10	399,50	0,73	0,568	0,012	0,480	0,568	0,012	0,480	0,173	118	
5,1	0,7351	0,0524	0,0920	0,0020	0,340	10,8643	0,2316	0,0579	0,0046	0,2687	0,0270	0,26	44,90	370,30	387,90	0,96	0,568	0,012	0,527	0,568	0,012	0,527	0,173	107	
3,1	0,6981	0,0485	0,0922	0,0018	0,200	10,8426	0,2174	0,0549	0,0043	0,2665	0,0184	1,92	44,30	341,50	397,20	0,86	0,569	0,011	0,408	0,569	0,011	0,408	0,162	139	
8,1	0,7373	0,0553	0,0932	0,0021	0,320	10,7275	0,2360	0,0574	0,0047	0,1278	0,0154	0,96	45,00	184,10	444,90	0,41	0,575	0,012	0,506	0,575	0,012	0,506	0,166	113	

Table 5 - Summary of LA-ICP-MS U–Pb zircon isotopic data for dacitic tuff BOS-4 (C.C.= correlation coefficient).

5. Discussion

The few geochronological data in the São Gabriel Terrane include initially the Rb-Sr data obtained in orthogneisses by Silva Filho (1984) and in granitoids described by Soliani Jr. (1986). The data indicated ages between 805 and 680 Ma. The first results of U-Pb zircon by TIMS were obtained by Machado et al., (1990) and later by U-Pb SHRIMP in Remus *et al.*, (1999), who obtained ages around 750 Ma for the metadacites of the Bossoroca Complex. Babinski et al., (1996) reported U-Pb ages of 704 Ma for metadioritic of the Cambaí Complex. Leite et al., (1998) obtained U-Pb SHRIMP ages around 740-725 Ma in zircons of metatonalites of the Cambaí Complex exposed to the south of Lavras do Sul. Philipp et al., (2009) presented Paleoproterozoic ages for the orthogneisses of the Imbicuí Complex to the south of the Cerro da Mantiqueiras in Lavras do Sul, separating this unit from the Neoproterozoic granitoids of the Cambaí Complex.

More recently, Hartmann et al., (2011) described the Neoproterozoic evolution of the metaplutonic and plutonic units of the Cambaí Complex at the Vila Nova do Sul region, establishing an age range of about 70 Ma (between 753-680 Ma) for the generation of three main granitic magmatism. The authors also associated this magmatism with the São Gabriel Arc, postulating a continental magmatic arc generated during the São Gabriel orogeny. The protoliths of the orthogneisses of the Cambaí Complex was assigned to the active subduction period, the metagranitoids of the same complex to the collisional metamorphism and, finally, the intrusive granitoids of the Lagoa da Meia Lua Suite as being related to the post-collisional magmatism. Laux et al., (2010) obtained U-Pb ages between 740 and 730 Ma for the metasedimentary rocks of the Pontas do Salso Formation and the Ibaré Complex. Lena et al., (2014) present a detailed U-Pb SHRIMP and LA-ICP-MS provenance investigation of the paragneisses of the Cambaizinho Complex. The authors show a neoproterozoic source between 900 and 720 Ma for the metasediments. Philipp et al., (2014) presented new LA-ICP-MS U-Pb data for the tonalitic and trondhjemitic gneisses of the Imbicuí Complex, with ages between 900 and 870 Ma, in agreement with the 866 Ma U-Pb SHRIMP age reported by Leite et al., (1998). These rocks represent the formation of an intra-oceanic arc (Passinho Event), as suggested by Chemale Jr. (2000), Salmann et al., (2005a,b) and Hartmann et al., (2007).

The isotopic compositions of the plutonic units of the São Gabriel Terrane have been described by Soliani Jr. (1986), Mantovani et al., (1987), Babinski et al.,

(1996), Salmann et al., (2005a) and Philipp et al., (2008, 2016) who characterized the juvenile signature of the original magmas using the Sr-Nd isotopic systematics demonstrating, thus, an important period of crustal accretion associated with the early development of the Brasiliano Orogenic Cycle in southern Brazil.

The São Gabriel orogeny started with the tonalitic to dioritic gneisses of the Imbucuí Complex between 900 to 850 Ma defining the so-called Passinho Event (Leite et al., 1998; Chemale Jr. 2000; Salmann et al., 2005b; Hartmann et al., 2007; Philipp et al., 2014). The andesitic to dacitic volcanism of the Bossoroca Complex represents the second phase of the São Gabriel orogeny at ca. 770-760 Ma, followed by the intrusion of orthogneisses (Vila Nova gneisses or Cambaí Complex) and their deformation in a passive margin setting (Cambaizinho Complex) at 740-720 Ma and by a major phase of juvenile granitic intrusions (Cambaí Complex). The granitic intrusions of the Lagoa da Meia-Lua Suite occurred between 700 and 680 Ma in the post-collisional stage of the orogeny. The crust remained stable for 30 m.y., because the oldest events of the Dom Feliciano orogeny occurred at 650-640 Ma and affected the São Gabriel Terrane with the minor intrusion of granitic rocks and the formation of the Camaquã basin.

The collision of several micro-continents and oceanic terranes during the assembly of West Gondwana (e.g., Alkmim et al., 2001; Silva et al., 2005; Salmann et al., 2006a) generated voluminous volcanic and granitic rocks. The robust dating of geological events in West Gondwana is relevant for investigations in peripheral domains (e.g., Bueno et al., 2009; Silva Filho et al., 2010; Zeh and Geraldes, 2010; Hartmann et al., 2011). This makes the present investigation most significant because we have now established the time frame of volcanism, deformation and granitic rock injection during the juvenile São Gabriel orogeny. Volcanism occurred at 770-750 Ma, followed by the main collisional event at 720-710 Ma, a major post-collisional event of diorite-tonalite intrusions at 700 to 690 Ma, followed by the injection of granodiorites at ca. 680 Ma.

6. Conclusions

The metavolcano-sedimentary rocks of the Bossoroca Complex constitute an remnant of supracrustal sequence of the upper portion of the São Gabriel Arc. The complex, oriented in the N20°E direction, can be subdivided into a metavolcanic domain located to the west and a metasedimentary domain located to the east of the

area. The metavolcanic rocks are dominated by pyroclastic rocks of dacitic to andesitic composition, with medium to high-K calc-alkaline geochemical composition and metaluminous to slightly peraluminous nature. The textural and structural evidence indicate that volcanism generated subaerial tuffaceous facies. The meta-epiclastic rocks display depositional structures produced in sub-aqueous environment with dominant arenaceous and pelitic rocks.

The relationships between these tectonic units are associated with the development of S_2 metamorphic foliation. The transposition of S_1 foliation in high deformation zones generated low angle ductile shear zones, resulting in tectonic interlaying through thrust faults with vergence to the east. The assemblages indicate that the orogenic metamorphism occurred under temperature conditions compatible with the greenschist and lower amphibolite facies, under low pressure.

The new U-Pb zircon determinations demonstrated that the metacrystal tuffs and meta-agglomerates exposed in the Bossoroca stream classic section crystallized between 765 ± 10 Ma and 767.2 ± 2.9 Ma, indicating that the volcanism climax of the São Gabriel Arc took place at that time, characterizing a continental magmatic arc. Covering the metasedimentary rocks, are tuffs of the Acampamento Velho Formation rocks of the Santa Barbara Group of the Camaquã Basin with age around 570 Ma.

The São Gabriel orogeny occurred with the development of an early intra-oceanic arc magmatism, between 900 to 850 Ma, recorded by the orthogneisses of the Imbicui Complex of the Passinho Event. The second phase is represented by the development of the São Gabriel continental arc between 770 and 750 Ma, comprising metavolcaniclastic rocks of the Bossoroca Complex and, between 740 and 700 Ma, by the plutonic magmatism of the Cambaí Complex. The post-collisional magmatism of the Lagoa da Meia Lua Suite marks the final stages of evolution of the São Gabriel Orogeny and the tectonic stability. Later on, the São Gabriel Terrane was only subjected to the intrusion of the younger São Manoel, Santa Rita and Lavras do Sul granites at 620-600 Ma and São Sepé, Cerro da Cria and Ramada granites at 570-560 Ma, marking the final evolution of the Dom Feliciano Orogeny.

Acknowledgments

The authors thanks all suggestions made the journal reviewers and the corrections suggest by Prof. Dr. Marcio M. Pimentel. R.P. Philipp and M.A.S.Basei

express thanks for the research grant from the Brazilian National Council for scientific and Technological Development (CNPq).

References

- Alkmin, F.F., Marshak, S., Fonseca, M.A. 2001. Assembling west Gondwana in the Neoproterozoic: clues from the São Francisco craton region, Brazil. *Geology*, 29 (4), 319–322.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. 1976 .The upper Precambrian of South America. *Bol. Inst. Geoc. USP*, 7, 45-80.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sciences Review*, 17 (1), 1-29.
- Augustin, Jr. P. 2006. Caracterização geológica e geoquímica das rochas metavulcanogênicas do Complexo Bossoroca, São Sepé, RS. Trabalho de Conclusão do curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 67 p.
- 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., Schumus, W. R. V., Hartmann, L. A., Silva, L. C. 1997. U-Pb And Sm-Nd Geochronology Of The Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10 (3), 263-274.
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Fisher, N.I. 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143, 602-662.
- Bittencourt, M. F., Nardi, L. V. S. 1993. Late to post-collisional Brasíliao magmatism in southernmost Brazil. *An. Academia Brasileira de Ciências*, 65, 3-16.
- Bitencourt, M.F.S.A., Philipp, R.P., Dilemburg, S., Azevedo, G.C., Santos, E.L. 1996. Mapa Geológico 1:25.000 das Folhas Lagoa da Meia-Lua, Rufino Farias e Vila Nova. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brazil.
- Bitencourt, M.F.S.A., Philipp, R.P., Dilemburg, S. 1997. Mapa Geológico 1:25.000 da Folha Vila Nova. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brazil.

- Bittencourt, 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 (1), 186-189.
- Bitencourt, M.F.S.A., Philipp, R.P., Dilemburg, S., Holz, M.; Sommer, C.A., Lisboa, N.A. 2001. Mapa Geológico 1:25.000 da Folha Vila Nova Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brazil.
- Bitencourt, M.F.S.A., Philipp, R.P., Dilemburg, S., Holz, M.; Sommer, C.A., Lisboa, N.A. 2002. Mapa Geológico 1:25.000 da Folha São Sepé Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brazil.
- Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Pimentel, M.M. 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, 44, 493-518.
- Bueno, J.F., Oliveira, E.P., McNaughton, N.J., Laux, J.H. 2009. U-Pb dating of granites in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE-Brazil: implications for the timing and duration of continental collision and extrusion tectonics in the Borborema Province. *Gondwana Research*, 15 (1), 86-97.
- Carvalho, P. F. 1932. Reconhecimento geológico no Estado do Rio Grande do Sul. Rio de Janeiro, Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, 66, 1-72.
- Chemale Jr., F. 1982. Geologia da Região de Palma, São Gabriel, Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 136 p.
- Chemale Jr., F., Rosière, C. A., Endo, I. 1994. The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, 65, 22-54.
- Chemalle Jr., F ; HARTMANN, L. A. ; SILVA, L. C. . Stratigraphy and Tectonism of Precambrian to Early Paleozoic Units In Southern Brazil And Uruguay - Excursion Guide Book. *Acta Geológica Leopoldensia*, São Leopoldo, v. XVIII, n. 42, p. 5-117, 1995.
- Chemale Jr., F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-Riograndense. In: Holz, M.; De Ros, L.F. (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*. Centro de Investigação do Gondwana, Instituto de Geociências-UFRGS, Porto Alegre, 13-52.

- Chemale Jr., F., Philipp, R.P., Dussin, I.A., Formoso, M.L.L., Kawashita, K., Berttotti, A.L. 2011. Lu-Hf and U-Pb age determination of Capivarita Anorthosite in the Dom Feliciano belt, Brazil, *Precambrian Research*, 186, 117-126.
- Fernandes, L.A., Tommasi, A., Porcher, C.C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, 5 (1), 77-96.
- Fisher, R.V. 1966. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72 (1966), pp. 1409-1414
- Fisher, R.V. 1966b. Rocks composed of volcanic fragments. *Earth Sci. Rev.*, 1 (1966), pp. 287-298
- Fragoso-Cesar, A.R.S. 1980. O Cráton do rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul riograndense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, SBG, Camboriú, Anais, 5, 2879-2882.
- Fragoso-Cesar, A.R.S. 1990. Tectônica de Placas no Bloco São Gabriel (RS) em base dos dados geológicos, geocronológicos e geoquímicos. In: Workshop de Geoquímica Isotópica, Geocronologia e Litogeoquímica das Regiões Sul e Sudeste do Brasil, SBGq, São Paulo, Instituto de Geociências-USP, Resumo Expandido, 8-16.
- Garcia, M.A.M., Hartmann, L.A. 1981. Petrologia do Complexo Palma- RS. *Acta Geológica Leopoldensia*, 5 (9), 51-119.
- Garcia, M.A.M. 1980. Petrologia do Complexo Palma, Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 133p.
- Goni, J.C., Goso, H., Issler, R.S. 1962. Estratigrafia e Geologia econômica do Pré-cambriano e Eo-paleozóico uruguaio e sul-riograndense. *Boletim da Escola de Geologia, UFRGS*. 3, 1-105.
- Goni, J.C. 1962. Origine des roches ultrabasiques et serpentineuses du Précambrien de Rio Grande do Sul (Brésil). Mode de gisement et mineralizations. *Boletim da Escola de Geologia, UFRGS*, 12, 1-33.
- Hartmann, L.A. 1985. Aspectos geologicos e estratigraficos do Complexo Bossoroca, São Sepé, Rs. In: Simposio Sul-Brasileiro de Geologia, II, Florianopolis, SC.
- Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., Silva, L.C., Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Fletcher, I.R., Santos, J.O.S., Vasconcellos, M.A.Z. 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences*, 47, 829-844.

- Hartmann, L.A., Chemale, Jr., F., Philipp, R.P. 2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Frantz, J.C., Ianuzzi, R. (Eds.), 50 anos de Geologia no Rio Grande do Sul. UFRGS-PETROBRÁS, Porto Alegre, 97-123.
- Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Santos, J.O.S., Mc Naughton, N.J. 2011. Time frame of 753-680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazilian Shield. *Gondwana Research*, 19, 84-99.
- Heilbron, M., Machado, N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, 125, 87-112.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A., Neto, M., Silva, L.C., Trouw, R., Janasi, V. 2004. Brasiliano orogens in southeast and south Brazil. In: Weinberg, R., Trouw, R., Fuck, R., Hackspacher, P. (Eds.), *The 750-550 Ma Brasiliano Event of South America*. *Journal of the Virtual Explorer (Electronic Edition)* 17, Paper 4.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffina, W.L., Belousova, E.A. 2004. Spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211, 47-69.
- Jackson, V.N., Ramos, V.A., Terry, S.A., Zuzek, A.B. 1973. Projeto Aerogeofísico Camaquã, Estado do Rio Grande do Sul. Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional da Produção Mineral/CPRM, Relatório Final, texto e anexos, Rio de Janeiro, 208p.
- Jost, H., Hartmann, L.A. 1984. Provincia Mantiqueira - Sector Meridional. In: Almeida, F.F.M., Hasui, Y. (Eds.). *O Pré-Cambriano do Brasil*, 345-368.
- Jost, H., Villwock, J.A. 1966. Contribuição à estratigrafia do Pré-Cambriano do Rio Grande do Sul. *Notas Estudos da Escola Geologia, UFRGS*, 1 (1), 13-26.
- Jost, H. Complexos básico-ultrabásicos do alto Rio Vacacaí, São Gabriel, Rio Grande do Sul. 1966. *Notas e Estudos da Escola Geologia, UFRGS*, 1 (2), 51-61.
- Jost, H., Pinto, J. F. 1970. Geologia da Folha Suspiro, São Gabriel, RS. *Boletim da Escola de Geologia. UFRGS*, 18, 1-32.
- Jost, H. Pre-metamorphic sedimentary sequence of the Vacacaí Formation, Porongos Group, Rio Grande do Sul, Brazil. 1970. *Notas e Estudos, UFRGS*, 5.
- Junges, S.L., Pimentel, M.M., Moraes, R. 2002. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. *Precambrian Research*, 117, 101-118.

- Koppe, J., Hartmann, L.A., Lisboa, P.F.C., Monteiro, R.N. 1985. Aspectos geológicos e estratigráficos do Complexo Bossoroca, São Sepé, Rio Grande do Sul. In: Simp. Sul-Brasil. Gol., 2, SBG, Anais, Florianópolis, Brasil, 32-36.
- Koppe, J. C. 1990. Metalogênese do ouro da Mina da Bossoroca, São Sepé, RS. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, UFRGS, 289 p.
- Laux, J.H., Pimentel, M.M., Dantas, E.L., Armstrong, R.A., Junges, S.L. 2005. Two neoproterozoic crustal accretion events in Brasília belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 18, 183-198.
- Laux, J.H., Bongioiolo E.M., Chemale Junior F., Santos T. 2010. U-Pb data from Ibaré Formation: a volcano-sedimentary sequence of São Gabriel arc, Rio Grande do Sul, Brazil. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, VII, Abstracts, SBG, Brasília, 74-77.
- Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Chemale Jr., F. 1998. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *International Geology Review*, 40, 688-705.
- Lena, L.O.F., Pimentel, M.M., Philipp, R. P., Armstrong, R., Sato, K., 2014. The evolution of the Neoproterozoic São Gabriel Juvenile terrane, southern Brazil based on high spatial resolution U-Pb ages and ^{18}O data from detritals zircons. *Precambrian Research*, 247, 126-138.
- Ludwig, K.R. 2003. User's manual for Isoplot/Ex Version 3.0. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center, 1^o Special Publication, Berkeley, USA, 55p.
- Machado, N., Koppe, J.C., Hartmann, L.A. 1990. A Late Proterozoic U-Pb age for the Bossoroca Belt, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 3 (2/3), 87-90.
- Mantovani, M.S.M., Hawkesworth, C.J., Basei, M.A.S., 1987. Nd and Pb Isotope Studies Bearing on Crustal Evolution of Southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 17 (3), 263-268.
- Mattos, I.C., Philipp, R.P., Mexias, A.S., Gomes, M.E.B., 2004. Metamorfismo de contato no Complexo Bossoroca, porção SW do Complexo Granítico São Sepé, RS. Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 34 (1), 1-10.
- Mcphie, J.; Doyle, M. & Allen, R. 1993. Volcanic textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies. University of Tasmania. 198p.

- Morag, N., Avigad, D., Gerdes, A., Belousova, E., Harlavan, Y. 2011. Crustal evolution and recycling in the northern Arabian-Nubian Shield: New perspectives from zircon Lu-Hf and U-Pb systematics. *Precambrian Research*, 186, 101-116
- Naumann, M.P., Hartmann, L.A., Koppe, J.C., Chemale, F. 1984. Sequências supracrustais, gnaisses graníticos, granulitos e granitos intrusivos da região de Ibaré-Palma, RS: geologia, aspectos estratigráficos e considerações geotectônicas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, SBG, Rio de Janeiro, 2417-2425.
- Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Presnyakov, S., Layer, P. 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *Journal of Geological Society of London*, 166, 1075-1084.
- Oliveira, M.T.G. 1982. Petrologia do Maciço Máfico-Ultramáfico Passo do Ivo, São Gabriel, RS. *Acta Geológica Leopoldensia*, VI, 11, 131-218.
- Philipp, R.P., Machado, R., Nardi, L.V.S., Lafon, J.M. 2002. O magmatismo granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão de geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32 (2), 277-290.
- Philipp, R.P., Machado, R., Chemale Jr., F. 2003. Reavaliação e novos dados geocronológicos sobre o Batólito Pelotas: implicações petrogenéticas e idade das zonas de cisalhamento. *Boletim do Instituto de Geociências USP*, 3, 71-84.
- Philipp, R.P.; Machado, R. 2005. The Neoproterozoic to Cambrian granitic magmatism of Pelotas Batholith, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 19, 461-478.
- Philipp, R.P., Machado, R., Chemale Jr., F. 2007a. A Geração dos granitóides Neoproterozóicos do Batólito Pelotas: evidências dos isótopos de Sr e Nd e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil. In: Ianuzzi, R., Frantz, J.C., (Eds.), 50 anos de Geologia. Instituto de Geociências. Contribuições. Editora Comunicação e Identidade, CIGO/IG-UFRGS, Porto Alegre, 59-77.
- Philipp, R.P., Bitencourt, M.F.S., Junges, S. L., 2008. Isótopos de Nd dos Complexos Neoproterozóicos Cambaí e Cambaizinho, Terreno Vila Nova: implicações para a evolução do Cinturão Dom Feliciano no RS. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 44, Sociedade Brasileira de Geologia, Curitiba, v.1, p.234.

- Philipp, R.P., Massonne, H.J., 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*, 43, 8-24.
- Philipp, R.P., Hartmann, L.A., Lusa, M., Basei, M.A.S., Santos, J.O.S., 2014. Oldest age of magmatism in the Passinho Arc in the Southwestern portion of Gondwana, Rio Grande do Sul, Brazil. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, 9, Abstracts, Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, 1, 186.
- Philipp, R.P., Bitencourt, M.F., Junges, S.L. 2016. Nd isotopic study of the Neoproterozoic São Gabriel Arc, south Brazil: implication for evolution of the Dom Feliciano Belt. Submitted to *International Geology Review*.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Geology*, 20, 375-379.
- Porcher, C.A. 1995. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Folha Cachoeira SH.22-Y-A-I-4. Estado do Rio Grande do Sul. Escala 1:250.000. Brasília, CPRM, 352p.
- Remus, M.V.D. 1990. Geologia e Geoquímica do Complexo Cambaizinho, São Gabriel, RS. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, UFRGS, 267 p.
- Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., Formoso, M.L.L. 1993. Os padrões de elementos terras raras (ETR) e a afinidade geoquímica komatiítica dos xistos magnesianos e rochas associadas do Complexo Cambaizinho, São Gabriel, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 23 (4), 370-387.
- Remus, M.V.D., Mc Naughton, N.J., Hartmann, L.A., Koppe, J.C., Fletcher, I.R., Groves, D.I., Pinto, V.M. 1999. Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca volcanic arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 349-366.
- Remus, M.V.D., Gastal, M.C.P., Lafon, J.M., Fonseca, F.J.F., Magro, F.U.F., Sommer, C.A. 2006. Reinterpretação do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, RS de acordo com os sistemas vulcano-plutônicos de subsistência. Parte 1: geologia, geofísica e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, 36, 109-124.

- Ribeiro M., Bocchi P. R., Figueiredo Filho P. M., Tessari R.I. 1966. Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, Boletim 127, 232 p.
- Schimidt, R. 1981 Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the IUGS Subcommittee on Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 9 (1981), pp. 41-43
- Saalmann, K. 2004. Deformation of the Neoproterozoic juvenile Cambaí magmatic arc complex and syntectonic granites during the Brasiliano orogenic cycle in southernmost Brazil: *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 154, 557-577.
- Saalmann, K., Hartmann, L.A., Remus, M.V.D., Koester, E., Conceição, R.V. 2005a. Sm-Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the São Gabriel belt, southernmost Brazil: Evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the La Plata Craton. *Precambrian Research*, 136, 159-175.
- Saalmann, K., Remus, M.V.D., Hartmann, L.A. 2005b. Geochemistry and crustal evolution of volcano-sedimentary successions and orthogneisses in the São Gabriel belt, southernmost Brazil - relics of Neoproterozoic magmatic arcs. *Gondwana Research*, 8, 143-162.
- Saalmann, K., Remus, M.V.D. and Hartmann, L.A. 2006a. Tectonic evolution of the Neoproterozoic São Gabriel Block, southern Brazil-constraints on Brasiliano orogenic evolution of the Rio de la Plata cratonic margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 21, 204-227.
- Silva Filho, B.C. 1984. Geology of the polyphase deformed Precambrian Terrane of the Vila Nova Region, State of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. Part I: Petrogenesis. *Acta Geológica Leopoldensia*, 17, 35-152.
- Silva Filho, B.C., Soliani Jr., E. 1987. Origem e evolução dos Gnaisses Cambaí: exemplo de estudo integrado de análise estrutural, petroquímica e geocronologia. In: *Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, II, Atas*, Florianópolis, 1, 127-146.
- Silva Filho, B.C. 1991. Geology of polyphase deformed Precambrian Terrane of Vila Nova region, state of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. Part II: structural sequence. *Acta Geológica Leopoldensia*, 14 (34), 5-94.

- Silva Filho, A., Guimarães, I., Ferreira, V.P., Armstrong, R., Sial, A.N. 2010. Ediacaran Águas Belas pluton, Northeastern Brazil: evidence on age, emplacement and magma sources during Gondwana amalgamation. *Gondwana Research*, 17, 676- 687.
- Silva, L. C., Hartmann, L. A., McNaughton, N. J., Fletcher, I. R. 1999. SHRIMP U-Pb dating of Neoproterozoic granitic magmatism and collision in the Pelotas Batholith, southernmost Brazil. *International Geological Review*, 41, 531-551
- Silva, L. C., Mc Naughton, N. J., Armstrong, R., Hartmann, L. A., Fletcher, I. R. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections, a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision of the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, 136, 203-240.
- Soliani Jr., E. 1986. Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica. Ph.D. thesis, Instituto de Geociências, Universidade São Paulo, 425 p.
- Stern, R. J., Abdelsalam, M.G. 1998. Formation of Juvenile Continental Crust in the Arabian-Nubian shield: evidence from granitic rocks of the Nakasib Suture, NE Sudan. *Geologische Rundschau*, 87, 150-160.
- Szubert, E.C., Kirchner, C.A., Grazia, C.A., Andriotti, J.L.S., Shintaku, I., 1977. Projeto cobre nos corpos básico-ultrabásicos e efusivas do Rio Grande do Sul. Relatório Final, Porto Alegre, CPRM-DNPM, 2, 113p.
- Zarpelon, P.R. 1986. Geologia Estrutural, Estratigrafia e Petrologia de uma parte do Greenstone Belt Cerrito do Ouro, Município de São Sepé, RS. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, UFRGS, 215 p.
- Wildner, W. 1990. Caracterização Geológica e Geoquímica das Seqüências Ultramáfica e Vulcano-Sedimentares da Região da Bossoroca. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, UFRGS, 215 p.
- Zeh, A., Gerdes, A., 2010. Baltica and Gondwana derived sediments in the Mid-German Crystalline Rise (Central Europe): implications for the closure of the Rheic Ocean. *Gondwana Research*, 17, 254–263

3. Discussões

Os poucos dados geocronológicos do Terreno São Gabriel incluem inicialmente os dados de Rb-Sr obtidos em ortognaisses por Silva Filho (1984) e em granitóides descritos por Soliani Jr. (1986). Os dados indicaram idades entre 805 e 680 Ma. Remus (1990) ainda obteve isócrona Rb-Sr em rocha total indicando idade de $660,9 \pm 28,7$ Ma para os granodioritos e monzogranitos Sanga do Jobim, unidade pertencente ao Complexo Cambaí. Os primeiros resultados de U-Pb em zircão realizados por TIMS foram obtidos por Machado *et al.*, (1990) e posteriormente U-Pb SHRIMP por Remus *et al.*, (1999), que obteve idades em torno de 750 Ma para os metadacitos do Complexo Bossoroca. Babinski *et al.*, (1996) reportaram idades U-Pb de 704 Ma para metadioritos do Complexo Cambaí. Leite *et al.*, (1998) obtiveram idades U-Pb SHRIMP em torno de 740-725 Ma em zircões de metatonalitos do Complexo Cambaí expostos ao sul de Lavras do Sul. Philipp *et al.*, (2009) apresentam idades Paleoproterozoicas para os orthognaisses do Complexo Imbicuí ao sul do Cerro da Mantiqueiras em Lavras do Sul, separando esta unidade dos granitoides Neoproterozoicos do Complexo Cambaí.

Recentemente Hartmann *et al.*, (2011) descreveram a evolução Neoproterozóica das unidades plutônicas e metaplutônicas do Complexo Cambaí na região de Vila Nova do Sul estabelecendo uma variação de idade em torno de 70 Ma (entre 753-680 Ma) para a geração dos três principais eventos magmáticos de construção do Arco São Gabriel, durante a orogenia São Gabriel. A geração dos ortognaisses do Complexo Cambaí está associada ao período de subducção ativa, os metagranitóides do mesmo complexo estão relacionados ao período final de subducção e de colisão do arco de São Gabriel e por fim os granitoides da Suíte Lagoa da Meia Lua, relacionados ao magmatismo pós-colisional.

Laux *et al.*, (2010) obteve idades U-Pb entre 740 e 730 Ma para rochas metassedimentares da Formação Pontas do Salso e do Complexo Ibaré. Lena *et al.*, (2014) apresenta dados de U-Pb por SHRIMP e LA-ICP-MS de proveniência por zircões detríticos dos paragnaisses do Complexo Cambaí. Os autores apresentam idades neoproterozoicas entre 900 e 720 Ma para rochas metassedimentos. Philipp *et al.*, (2014) apresenta novos dados de U-Pb por LA-ICP-MS para os gnaisses tonalíticos e trondhjemiticos do Complexo Imbicuí, com idades entre 900 e 870 Ma, em concordância com as idades de 866 Ma U-Pb SHRIMP reportadas por Leite *et al.*, (1998). Estas rochas representam a formação de um arco intra-oceânico (Evento

Passinho), como sugerido por Chemale Jr. (2000), Salmann *et al.*, (2005a,b) e Hartmann *et al.*, (2007).

As composições isotópicas das unidades plutônicas do Terreno São Gabriel foram descritas por Soliani Jr. (1986), Mantovani *et al.*, (1987), Babinski *et al.*, (1996), Salmann *et al.*, (2005a) e Philipp *et al.*, (2008, 2016) e caracterizaram a assinatura juvenil dos magmas originais usando isótopos de Sm-Nd demonstrando um importante período acrescional de crosta associado ao início do desenvolvimento do Ciclo Orogênico Brasileiro no sul do Brasil.

A orogenia São Gabriel inicia com os gnaisses tonalíticos a dioríticos do Complexo Imbicuí entre 900-850 Ma definindo o chamado Evento Passinho (Leite *et al.* 1998; Chemale Jr. 2000; Saalman *et al.* 2005b; Hartmann *et al.*, 2007; Philipp *et al.*, 2014). O vulcanismo andesítico a dacítico do Complexo Bossoroca registrou o início da orogenia São Gabriel em torno de 770-760 Ma, seguido pela intrusão dos granitoides do arco, denominados de ortognaisses Vila Nova por Silva Filho (1984) ou de gnaisses do Complexo Cambaí por Chemale Jr. *et al.* (1995), Babinsky *et al.*, (1996, 1997), Saalman *et al.* (2005), Hartmann *et al.* (2011) entre outros. As intrusões dos granitos da Suíte Lagoa da Meia-Lua (Tonalito Sanga do Jobim, Granodiorito Sanga de Pedra, Diorito Capivaras, entre outros corpos) ocorreram entre 700-680 Ma na fase pós-colisional da orogenia São Gabriel. A crosta manteve-se estável durante 30 Ma, porque os eventos mais antigos da orogenia Dom Feliciano, ocorreram entre 650 e 630 Ma e afetaram o Cinturão São Gabriel através de intrusões menores de rochas graníticas e da formação da bacia do Camaquã.

A colisão de diversos micro-continentes e de terrenos oceânicos durante a colagem do Gondwana Oeste (Alkmim *et al.*, 2001; Silva *et al.*, 2005; Saalman *et al.*, 2006a) geraram quantidades volumosas de rochas vulcânicas e graníticas. A datação robusta de diversos eventos geológicos no Gondwana Oeste é de fundamental importância para as investigações dos domínios periféricos (Bueno *et al.*, 2009; Silva Filho *et al.*, 2010; Zeh & Geraldes, 2010; Hartmann *et al.*, 2011). Isto torna esta investigação mais significativa por estabelecer um intervalo de tempo para o vulcanismo, a deformação e as injeções de rochas graníticas durante a orogenia juvenil do terreno São Gabriel.

O vulcanismo do Arco São Gabriel ocorreu entre 770-750 Ma, seguido pelo posicionamento do plutonismo do arco, entre 740 e 720 Ma, e posterior evento de colisão entre 720-710 Ma. O evento pós-colisional é caracterizado por um amplo magmatismo tonalítico a diorítico entre 690 e 680 Ma.

4. Conclusões

As rochas metavulcanossedimentares do Complexo Bossoroca constituem a porção superior da sequência supracrustal remanescente do Arco São Gabriel. O complexo está orientado na direção N20°E e pode ser subdividido em um domínio metavulcânico localizado a oeste e um domínio metassedimentar localizado mais a leste da área de estudo.

As rochas metavulcânicas são dominadas por termos piroclásticos de composição dacítica a andesítica, com afinidade geoquímica cálcio-alcálica de médio a alto-K e natureza metaluminosa a levemente peraluminosa. As evidências texturais e estruturais indicam que o vulcanismo foi gerado por tufo a cristal e a pó de natureza subaérea. As rochas meta-epiclásticas exibem estruturas de deposição em ambiente aquoso com presença de termos arenosos e pelíticos.

As relações entre essas unidades são tectônicas e estão associadas a zonas de cisalhamento de baixo ângulo (*thrusts*) e ao desenvolvimento da foliação metamórfica S_2 . A transposição da foliação S_1 em zonas de alta deformação ocorreu com a geração de zonas de cisalhamento dúcteis de baixo ângulo, resultando em intercalações tectônicas através de falhas de empurrão com vergência para leste. As paragêneses registradas indicam que o metamorfismo orogênico ocorreu sob condições de temperatura compatíveis com as fácies xisto verde e anfíbolito inferior, sob regime de baixa pressão.

As novas determinações U-Pb em zircão demonstraram que os metatufos a cristal e meta-aglomerados que afloram na seção clássica do arroio e da Mina da Bossoroca cristalizaram entre 765 ± 10 Ma e 767 ± 3 Ma, definido o clímax do vulcanismo do Arco São Gabriel, um arco continental de margem ativa. Cobrindo as rochas metavulcanossedimentares ocorre uma unidade mais jovem de tufo finos relacionados às rochas da Formação Acampamento Velho do Grupo Santa Bárbara da Bacia do Camaquã com idades em torno de 570 Ma.

A evolução do Terreno São Gabriel inicia com a orogenia Passinho e com o desenvolvimento inicial de um magmatismo de arco intra-oceânico registrado nos ortognaisses do Complexo Imbiciuí. A segunda orogenia é representada pelo desenvolvimento do Arco São Gabriel entre 770 e 750 Ma, compreendidas pelas rochas metavulcanoclásticas do Complexo Bossoroca e, entre 740 e 700 Ma pelo magmatismo plutônico do Complexo Cambaí. O magmatismo pós-colisional da Suíte

Lagoa da Meia Lua marca os estágios finais da evolução da Orogenia São Gabriel e de estabilidade tectônica. Somente mais tarde, na orogenia Dom Feliciano o Terreno São Gabriel é afetado pela colocação dos granitos São Manoel, Santa Rita e Lavras do Sul e das rochas andesíticas da Formação Hilário, entre 620 e 600 Ma, e pelos granitos São Sepé, Cerro da Cria e Ramada, associados as rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho, entre 570 e 560 Ma, marcando o final da evolução da Orogenia Dom Feliciano.

Porto Alegre, 27 de janeiro de 2020.

A: Universidade Federal do Rio Grande do Sul

- Instituto de Geociências

- Programa de Pós-Graduação em Geociências

Assunto: Reencaminha avaliação de dissertação de mestrado apresentada como requisito parcial para a obtenção do Título de Mestre em Geociências - Porto Alegre – 2016

Autor: Mauricio Lemos Gubert

Título: Geocronologia U-Pb do Complexo Bossoroca, Terreno São Gabriel, Cinturão Dom Feliciano, Brasil: implicações tectônicas para o Arco São Gabriel

Orientador: Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

Como parte da banca examinadora: Prof. Dr. Wilson Wildner – Departamento de Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos.

Parecer: Mauricio Lemos Gubert apresentou sua dissertação de mestrado focada na obtenção de dados geocronológicos U-Pb sobre o Complexo Bossoroca, tendo como intenção central o de entender a evolução do Arco Magmático Neoproterozóico São Gabriel.

Mauricio Gubert inicia sua dissertação mostrando conhecimento sobre a extensão do problema geológico envolvido no desenvolvimento de seu trabalho, demonstra que entende o que o Complexo Bossoroca representa para o desenvolvimento da orogenia São Gabriel, quando e que elementos representam as raízes desta orogenia e o significado da existência de um arco continental posicionado entre 770 e 750 Ma dentro desta orogenia.

No desenvolvimento de sua dissertação Mauricio Gubert realiza, como principal elemento voltado para o acréscimo de informações geológicas, análises geocronológicas U-Pb em zircões de duas rochas metavulcânicas do Complexo Bossoroca, identifica os zircões ígneos remanescentes, obtém imagens de cathodo luminescência e aplica técnicas de LA-MC-ICP-MS, mostrando conhecimento de cada um dos passos do processo e obtendo resultados com idades U-Pb consistentes para a evolução geológica proposta para o Complexo Bossoroca.

Mauricio Gubert conclui fazendo um apanhado geral sobre o Complexo Bossoroca, de que este é constituído por rochas metavulcano-sedimentares metamorfizadas em condições de baixo grau, de afinidade cálcio-alkalina médio K e de que foram geradas em um arco magmático tipo cordilheirano. De que este vulcanismo ocorreu em ambiente subaéreo, com desenvolvimento de depósitos gerados por fluxo, ressurgência, queda e esporadicamente epiclásticos subaquosos, sugerindo relação com uma bacia de arco de margem continental de 767 ± 3 Ma para meta-aglomerados vulcânicos e de 765 ± 10 Ma para metatufos a cristal, indicando que o clímax do Arco Magmatico Continental São Gabriel aconteceu neste intervalo de tempo.

Os dados apresentados por Mauricio Gubert são importantes para o entendimento da evolução do Arco Magmático São Gabriel, possibilitam um melhor entendimento do que se passava nesta margem continental através da compreensão do Complexo Bossoroca e da formação desta bacia marginal e, pelos conhecimentos geológicos demonstrados, pela consistência dos resultados obtidos e pela inserção destas informações dentro de um contexto regional considero os resultados obtidos como EXCELENTE.



Wilson Wildner

CREA 30.355b

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

"GEOCROLOGIA U-Pb DO COMPLEXO BOSSOROCA, TERRENO SÃO GABRIEL, CINTURÃO DOM FELICIANO, BRASIL: implicações tectônicas para o arco São Gabriel".

Área de Concentração: Geoquímica

Autor: Mauricio Lemos Gubert

Orientador: Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

Examinador: Prof. Dr. Marcus Vinicius Dorneles Remus

Data: 16/06/16

Conceito: "A"

PARECER:

A dissertação é apresentada na forma de artigo científico e atende às normas do PPGEQ-UFERS.

O trabalho está bem ilustrado e tem um bom escrito e estrutura coerente.

O Resumo e a Introdução da dissertação estão bem estruturados e Resultados e as conclusões são consistentes.

O autor poderia discutir com maior profundidade o significado dos idades de 566 Ma para o tipo a pó perfurante de Fun Arrampamento Velho tendo em vista que a literatura geológica do RS apresenta idades de cerca de 550 Ma para este evento. Assim, caracterizam-se 2 idades distintas 566 e 550 Ma para este vulcanismo.

Outro ponto que merece atenção e revisão é o item do Metamorfismo onde o autor apresenta alguns parâmetros constituintes de metamorfismo de baixa pressão e temperatura média pressão. Sugere revisar a nomenclatura que possa parâmetros de pressão (olho) e

hablenda e granada almandine.
tal parajere e consistente e autu-
res de medie passai enquanto
que parajeres e andaluzeta sei
encontradas em baixa passai.

Considero no entanto um
trabalho bem escrito e estrutu-
rado e atribuo o conceito
"A".

Assinatura:



Data: 16.06.16

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

"GEOCRONOLOGIA U-Pb DO COMPLEXO BOSSOROCA, TERRENO SÃO GABRIEL, CINTURÃO DOM FELICIANO, BRASIL: implicações tectônicas para o arco São Gabriel".Área de Concentração: **Geoquímica**Autor: **Mauricio Lemos Gubert**Orientador: **Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp**Examinador: **Prof. Dr. Léo Afraneo Hartmann**Data: **25/03/2016**Conceito: **A (Excelente)****PARECER:**

O mestrando Mauricio Gubert apresenta uma avaliação estratigráfica do Complexo Bossoroca, com uso de geologia de campo, petrografia, testemunhos de sondagem e geocronologia de zircão. Esse conjunto robusto de observações é apresentado com referência a bom entendimento do conhecimento prévio da evolução geológica da região. A revisão do tema, a apresentação de novos dados e sua análise integrada tornam esta dissertação muito qualificada. O mapa geológico (Fig. 3 do artigo) é uma excelente atualização do conhecimento geológico do Complexo Bossoroca.

Algumas comentários para o melhoramento do trabalho. O autor deve destacar a datação do tufo em 570 Ma como inovadora, pois havia sido classificado como parte do Complexo Bossoroca no campo. Acredito que a petrografia e análise química podem fazer a mesma distinção. A datação da 2 amostras em 765 Ma não é inovadora, pois Machado et al. e Ramos et al. já haviam determinado essa idade.

Há muitos pequenos erros de grafia no texto.

O autor menciona todos os trabalhos anteriores pertinentes. No entanto, há um problema ético na citação conjunta de muitos artigos sem dar o mérito adequado à descoberta científica. Um exemplo dentre muitos: É incorreto afirmar que Solari Jr. (1987) fez a descoberta da natureza juvenil do Terreno São Gabriel. Ele atribuiu a razão Sr/Baixa natureza meta-rodinamita dos granitos (ver artigo dele no Simpósio Sul-

Qual a autoria do mapa geológico da Fig. 3 do artigo?
Da maneira como consta, a autoria é declarada como sendo de Gilberto e eu acredito que isso não seja correto.

A presença sistemática de hornblenda indica facies anfíbolito e não xistos verdes, em amplas áreas principalmente na área oeste.

A ZC Mangueira não se estende até a fronteira do Uruguai, conforme já indicado por Hartmann et al. (2016) em artigo de aerogeofísica. Ver sua Fig. 3 do artigo.

As idades manifestadas na Fig. 3 do artigo são diferentes do texto.

No lugar de "stream", usar "creek".

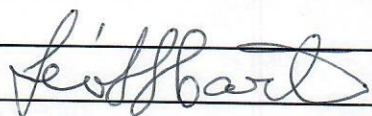
A idade dos epidiotos como ~900 Ma foi descoberta por Aoua et al. (2015) - Simpósio Sulbrasileiro de Geologia (Florianópolis). Referir.

"Terrano" ou "Arco" São Gabriel é duplicidade de nomes. Recomendando usar o nome já bem estabelecido "Terrano São Gabriel". "Arco" é desnecessário.

Em geral, excelente trabalho.

O meu nome (chão Afonso Hartmann) está grafado incorretamente na página de rosto.

Assinatura:



Data:

25/03/2016