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

# MAGMATISMO PERALUMINOSO NO EMBASAMENTO PALEOPROTEROZOICO DO CINTURÃO DOM FELICIANO: O REGISTRO DE UM ORÓGENO COLISIONAL RIACIANO NO COMPLEXO ARROIO DOS RATOS, SEGMENTO LESTE DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE

# STÉPHANIE CARVALHO DA SILVA

ORIENTADORA – Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Maria de Fátima Bitencourt CO-ORIENTADORA – Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup> Luana Moreira Florisbal

Porto Alegre - 2018

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

## MAGMATISMO PERALUMINOSO NO EMBASAMENTO PALEOPROTEROZOICO DO CINTURÃO DOM FELICIANO: O REGISTRO DE UM ORÓGENO COLISIONAL RIACIANO NO COMPLEXO ARROIO DOS RATOS, SEGMENTO LESTE DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE

# STÉPHANIE CARVALHO DA SILVA

## ORIENTADORA – Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Maria de Fátima Bitencourt CO-ORIENTADORA – Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup> Luana Moreira Florisbal

## BANCA EXAMINADORA

Léo Afraneo Hartmann – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Brenda Chung da Rocha – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Claudio Alejandro Salazar Mora – Departamento de Geofísica do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.

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

Porto Alegre – 2018

## UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitor: Jane Fraga Tutikian

## **INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Silva, Stéphanie Carvalho da

Magmatismo peraluminoso no embasamento paleoproterozoico do Cinturão Dom Feliciano: o registro de um orógeno colisional riacino no Complexo Arroio dos Ratos, segmento leste no Escudo Sul-Rio-Grandense . / Stéphanie Carvalho da Silva. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2018.

[90 f.] il.

Dissertação (Mestrado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2018.

Orientador: Maria de Fátima Bitencourt Co-Orientador: Luana Moreira Florisbal

1. Magmatismo peraluminoso paleoproterozoico. 2. Embasamento do Cinturão Dom Feliciano. 3. Orógeno colisional riaciano. 4. Complexo Arroio dos Ratos. 5. Transpressão. I. Título.

CDU 551.21

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

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre - RS - Brasil CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001. Fone: +55 51 3308-6329 Fax: +55 51 3308-6337 E-mail: bibgeo@ufrgs.br

Dedico este trabalho a ELAS, as mulheres que me inspiraram e que mais contribuíram para minha formação...

... Como Geóloga e pesquisadora Maria de Fátima Bitencourt & Luana Moreira Florisbal Grandes exemplos de competência, integridade, força e coragem.

... Como pessoa Jacira L. M. de Carvalho (in memmorian), Ana Elizabeth M. de Carvalho e Pamela C. da Silva Mãe, avó e irmã. Meus primeiros exemplos de mulheres fortes e determinadas.

"O único limite para o seu impacto é sua imaginação e comprometimento."

Anthony Robbins

### AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente à minha família. Meus pais, Marino e Ana, por simplesmente serem meus pais, fontes de carinho, amor, paciência e apoio incondicional. Obrigada pelas oportunidades de crescimento e aprendizado que vocês sempre proporcionaram e ainda proporcionam. À minha irmã, Pamela por estar ao meu lado desde que chegamos ao mundo e por todo apoio afetivo e emocional, nestes últimos dois anos. Ao Rafael meu companheiro amado. Gratidão elo amor, carinho, apoio e compreensão sem fim. Obrigada por me incentivar constantemente, por me encorajar a despertar minhas capacidades com autoconfiança, serenidade e bom humor. A vocês família Amada meu muito obrigado! Obrigada também a família do Rafa: Marco, Luciane e Alice pelo acolhimento, carinho e cuidados.

Em segundo lugar, mas em igual importância agradeço imensamente aquelas sem as quais este trabalho não existiria: (i) Minha Orientadora com "O" maiúsculo, Maria de Fátima Bitencourt, exemplo de profissionalismo, competência, caráter e determinação. Obrigada, primeiramente por compartilhar teu conhecimento e experiência e por dedicar teus dias no desnvolvimento de um ensino e pesquisas de qualidade. Obrigada por todos os momentos que me mostraste que eu podia fazer mais do que eu imaginava que era capaz e pelas horas em que foste mais que uma orientadora. (ii) a minha Co-orientadora Luana Moreira Florisbal, primeiramente por aceitar me co-orientar; por prosseguir incansavelmente na tarefa, nada fácil, de obtenção dos dados geocronológicos e por me ajudar a manter o foco quando as coisas não estavam dando muito certo. Lua, obrigada por me permitir trabalhar ao teu lado. Enfim, obrigada às duas que em meio a tantas atividades me orientarem na construção deste trabalho. Vocês são demais!

Agradeço ao Prof. Lauro Nardi sempre tão acessível e disposto a ajudar. Ao colega de grupo e hoje Professor Tiago Rafael Gregory por ter participado do inicio deste trabalaho. Aos colegas de grupo de pesquisa, Matheus, Fran, Pedrinho, Duda, Victor, Felipe, Evelin e Amós. Não posso deixar de fazer um agradecimento especial a alguns: à Camila, amiga querida pela ajuda nas revisões, pelo incentivo e pela

companhia durante as tardes de trabalho. Camilinha muito obrigada por tudo! Ao Dionatan, amigo sempre disposto e empolgado para uma conversa geológica. Obrigada Dioni pela parceria, pela ajuda essencial no campo descrevendo, debatendo, coletando amostras e desatolando carro, pela ajuda na revisão de textos e pelas companhias de almoço no RU. À Elisa querida, pela disponibilidade, tranquilidade e ajuda na digitalização do modelo. Ao Gepeto (Pepe), pelas discussões geológicas e até filósoficas e pelas incontéveis ajudas, Grande Pepe! À Cris pela agradável e leve companhia nas tardes de trabalho, pelas conversas e mates compartilhados. Ao João pela ajuda no campo e na coleta de boas (grandes) amostras, pelos debates e trocas geológicas; Ao Diego pela disponibilidade quase sempre demonstrada na frase "se eu pude ajudar em qualquer coisa", seguida de um sorrisão, e pelas conversas e trocas geológicas, valeu Diegão! Enfim, a todos vocês meu muito obrigado. O trabalho é ainda melhor e mais divertido na companhia de vocês.

Agradeço ainda aos docentes do Instituto de Geociências que contribuíram para minha formação; ao Programa de Pós-Graduação e seus funcionários, em especial Robertinho e Letícia e aos motoristas do IGEO (Claudinho e Jarson).

Às tias Tatiane e Kênia por sempre colaborarem de alguma forma ou de outra no meu crescimento. Aos tios, em especial Adilson, por estender a mão e permitir que eu pudesse me manter firme nos meus objetivos, nos momentos em que as coisas não saíram como o esperado. À geóloga Carmem Lúcia Martini pela amizade e pelo carinho, mas, sobretudo pela oportunidade profissional e por todo aprendizado durante o período em que estive sem bolsa de mestrado. À amiga, Madrinha e conselheira Cristiana Paim; aos estimados amigos e Padrinhos Alancardino e Rosa Vallejos; aos estimados amigos Cristiane Walter e Cássio Mauss e todo sua família (Grabiel, Beijamim e Davi).

Por fim a todos que colaboraram de alguma maneira para a conclusão deste trabalho...



## RESUMO

No segmento meridional da Província Mantiqueira (PM) as unidades paleoproterozoicas ocorrem como remanescentes preservados no embasamento dos cinturões neoproterozoicos. A complexa estruturação tectono-estratigráfica destes núcleos reflete uma longa evolução marcada por múltiplos eventos tectônicos e magmáticos resultantes de regimes de colisão e acreção continental. Por constituírem registros vestigiais sua gênese e evolução são ainda pouco compreendidas e demandam abordagens que permitam entender de forma integrada suas relações litológicas, estruturais, deformacionais e temporais. Os núcleos paleoproterozoicos da porção sul da PM são encontrados como roof pendants e septos de embasamento nos Escudos Catarinense e Sul-rio-grandense. Estão melhor preservados no Escudo Uruguaio, onde são interpretados como fragmentos do Cráton Rio de La Plata ou como parte de um terreno alóctone acrescido ao Cráton. No Escudo Sul-rio-grandense estes remanescentes são encontrados nas porções sudoeste, oeste e leste, representados pelos complexos Santa Maria Chico, Encantadas e Arroio dos Ratos, respectivamente. Este trabalho apresenta dados inéditos do magmatismo peraluminoso identificado em parte da área atribuída ao Complexo Arroio dos Ratos, e materializado por duas unidades granodioríticas intrusivas em um ortognaisse peraluminoso. Este conjunto de rochas encontra-se deformado e com diferentes graus de preservação de suas estruturas primárias. O arcabouço estrutural, registrado nas três unidades, é marcado pela presença de uma trama L>>S constituída por uma foliação de baixo ângulo (S1) com uma lineação de estiramento (L1) de alto rake. A progressão da deformação e o dobramento ( $F_2$ ) da  $S_1$  resultam no desenvolvimento de uma segunda foliação ( $S_{2a}$ ) contendo uma lineação de estiramento oblígua (L<sub>2</sub>). O conjunto de rochas é afetado ainda, por uma terceira estrutura formada por zonas de cisalhamento discretas e com atividade sincrônica a S<sub>2a</sub>, portanto denominada S<sub>2b</sub>. O desenvolvimento síncrono de estruturas de encurtamento e de trancorrência caracteriza um regime transpressivo, comum em orógenos colisionais de convergência oblígua. Os dados geocronológicos obtidos indicam uma idade de cristalização de 2126 ± 7,6 Ma para o ortognaisse peraluminoso com heranças de 2,2 Ga. A intrusão e cristalização do biotita granodiorito porfirítico é registrada em 2083 ± 25 Ma. Com base na idade de cristalização e no posicionamento do biotita granodiorito porfirítico, localmente controlado pela S<sub>1</sub>, bem como no desenvolvimento progressivo das estruturas determina-se a idade da deformação como paleoproterozoica. O retrabalhamento neoproterozoico é localizado e com idade ígnea de 612 Ma. É representado por um biotita granito com posicionamento concordante aos planos axiais das dobras F<sub>2</sub>, mas sem relações de contato direta com as unidades descritas. O conjunto de rochas caracterizado constitui o registro de um orógeno colisional estabelecido no paleoproterozoico entre 2.1 – 2.0 Ga. A partir da integração dos dados é proposto



um modelo evolutivo baseado nos principais estágios de desenvolvimento de orógenos colisionais. A fim de fomentar novas discussões e ampliar o panorama para novos estudos é feita uma tentativa de correlação deste orógeno com a configuração geotectônica global estabelecida no paleoproterozoico.



#### Programa de Pós-Graduação em Geociências

## ABSTRACT

In Southern segment of Mantiqueira Province (MP) the paleoproterozoic units form the basement of Neoproterozoic mobile belts. Complex tecto-stratigraphic framework these remnants reflects a long evolution marked by multiple tectonic and magmatic events resulting from continental collision and accretion regimes. Because they constituted trace records, their genesis an evolution are poorly-known and require approaches which allow an integrated understanding of their lithological, structural and temporal relations. These preserved nuclei are found as roof pedants and basement inliers in the Catarinense and Sul-rio-grandense Shields. They are preserved and better exposed in the Uruguayan Shield, where they are interpreted as fragments of Rio de La Plata Craton or as part of an allochthonous terrain added to the Craton. In the Sul-rio-grandense Shield the remnants are exposed in the southwest, west and east portions represented by the Complexes Santa Maria Chico, Encantadas and Arroio dos Ratos, respectively. This study presents unpublished data of the peraluminous magmatism, identified in part of the Arroio dos Ratos Complex area. This magmatism is recorded by two granodioritic rocks intrusive in a Peraluminous orthogneiss. The rocks record an L>>S fabric consisting of gentlydipping foliation  $(S_1)$  with a penetrative stretching lineation of high rake  $(L_1)$ . The progressive deformation and folding of S<sub>1</sub> develops a ENE-trending, steeply-dipping cleavage ( $S_{2a}$ ) bearing a slightly oblique lineation ( $L_{2a}$ ). A third planar structure comprise discrete EW- to ENE-striking shear zones called S<sub>2b</sub>, because it has synchronous activity to S<sub>2a</sub>. The structural features described show synchronous developmet of shortening and transcurrent structures characterizing transpresive regime, commom in collisional orogens with obligue convergence. Geochronological data from peraluminous orthogneiss suggests an crystallization age at 2126 ± 7,6 Ma, with contribution of old crust evidenced by the inherited ages of 2.2 Ga. In 2083 ± 25 Ma occurred the intrusion and crystallization of porphyritic biotite granodiorite. Considering this crystallization age and the emplacement of this rock locally controlled by  $S_1$ , as well as the progressive development of the structures ( $S_1$ ,  $L_1$ ,  $S_{2a}$ ,  $L_{2a}$  and  $S_{2b}$ ) the deformation is paleoproterozoic. Neoproterozoic magmatic activity is represented by a magmatic age of  $613 \pm 3$  Ma found in biotite granite emplaced along the axial plane of F2 folds. The set of rocks constitutes the record of a collisional orogen established in paleoproterozoic between 2.1 - 2.0 Ga. An evolutional model based on the main stages of collisional orogens is proposed from the integration of data. In order to instigate further discussions and studies, an attempt is made to correlate this orogen with the global geotectonic setting established in the paleoproterozoic.



# SUMÁRIO

CAPÍTULO	I INTRODUÇÃO	13			
CAPÍTULO	II ESTADO DA ARTE	15			
1. Rema	nescentes Paleoproterozoicos no segmento meridional da Província Mantiqueira	15			
1.1 Esc	udo Catarinense	17			
1.1.1 Co	mplexo Camboriú	17			
1.1.2 Co	mplexo Águas Mornas	18			
1.2 Esc	udo Urugauaio	19			
1.2.1 Te	rreno Piedra Alta	19			
1.2.2 Te	rreno Nico Pérez	21			
1.3 Esc	udo Sul-rio-grandense	22			
1.3.1	Complexo Santa Maria Chico	22			
1.3.2	Complexo Encantadas	24			
1.3.3	Complexo Arroio dos Ratos	25			
2. Oróge	eno colisional e regimes transpressivos	27			
2.1 Orć	ogeno Colisional	27			
2.1.1	Principais estágios da tectônica colisional	28			
2.2 Reg	gime transpressivo	32			
3. Super	continente Columbia	33			
CAPÍTULO III METODOLOGIA					
1. Método	s	35			
1.1. Pesqui	isa bibliográfica	35			
1.2. Trabalho de campo					
1.2.1 An	álise e mapemanto de detalhe dos afloramentos	36			
1.2.2 Co	leta de amostras	36			
1.2.3 An	álise petrográfica e microestrutural	37			
1.3. Geocre	onologia U-Pb	38			
CAPÍTULO	IV	39			
CAPÍTULO V CONSIDERAÇÕES FINAIS					
CAPÍTULO	CAPÍTULO VI REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 80				
ANEXO A		91			



# CAPÍTULO I INTRODUÇÃO

A evolução paleoproterozoica é marcada por eventos acrescionários e de retrabalhamento ocorridos entre 2,2 e 1,9 Ga (Schobbenhaus and Brito Neves, 2003). No segmento meridional da Província Mantiqueira o registro deste desenvolvimento é encontrado no embasamento dos cinturões neoproterozoicos e constitue exposições bastante reduzidas, frequentemente retrabalhadas pelos eventos do ciclo Brasiliano (Delgado *et al.* 2003, Hartmann *et al.* 1999; Schobbenhaus and Brito Neves, 2003).

A complexa evolução e estruturação tectônica guardadas nestes núcleos refletem um longo desenvolvimento resultante de múltiplos eventos ígneos, metamórficos e deformacionais. Por representarem um registro fragmentário, sua geração e evolução são ainda pouco compreendidas e demandam abordagens que permitam entender integralmente as suas relações litológicas, estruturais, deformacionais e temporais, a fim de esclarecer sua geração e evolução.

Este trabalho apresenta e discute novos dados geológicos, geocronológicos, estruturais e petrográficos de remanescentes paleoproterozoicos identificados em parte da área atribuída ao Complexo Arroio dos Ratos, localizado na porção leste do Escudo Sul-rio-grandense, no sul da Província Mantiqueira. O objetivo do trabalho é contribuir para o melhor entendimento acerca dos processos geológicos estabelecidos no Pré-Cambriano, bem como propor de um modelo para explicar a gênese e evolução das unidades da área. A fim de fomentar novas discussões e ampliar o panorama para novos estudos é feita uma tentativa de correlação entre o ambiente geotectônico de geração destas unidades e a configuração geotectônica

Nesta dissertação são apresentados os resultados da pesquisa distribuídos em cinco capítulos. O capítulo II consiste em um texto integrador contendo uma síntese dos dados existentes para remanescentes paleoproterozoicos descritos no



### Programa de Pós-Graduação em Geociências

segmento meridional da Província Mantiqueira. São apresnetados os dados geocronológicos U-Pb (LA-MC-ICP-MS e SHRIMP) e as interpretações de diferentes autores, acerca do significado geológico destes fragmentos. Visando aindam introduzir alguns conceitos são apresentadas uma descrição e breve discussão sobre os estágios envolvidos na evolução de orógenos colisionais e sua relação com regimes transpressivos, além de uma sucinta explanação das ideias mais recentes a respeito da formação do supercontinente Columbia.

No Capítulo III são apresentados os materiais e métodos empregados para a realização do trabalho.

O Capítulo IV consiste no corpo principal da dissertação, apresentada na forma de um artigo cinetífico intitulado "Zircon geochronology of Rhyacian peraluminous magmatism from the basement of the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil: a record of collisional event related to the assembly of Columbia Supercontinent?", submetido ao periódico *Precambriam Research.* Neste capítulo é apresentado sucintamente o contexto geológico da área de estudo e posteriormente são descritos dados inéditos acerca da geologia e geocronologia das unidades localizadas em parte da área atribuída ao Complexo Arroio dos Ratos. É proposto ainda um modelo evolutivo, com base nos dados geocronológicos e nas características geológicas e estruturais destas unidades. No Capítulo V foram sintetizados os resultados e conclusões apresentados no Capítulo IV com considerações e discussões relacionadas ao tema, e que representam possíveis perspectivas para trabalhos futuros.

O ANEXO A consiste na carta de submissão do artigo a revista *Precambriam Research*.



# CAPÍTULO II ESTADO DA ARTE

## 1. Remanescentes Paleoproterozoicos no segmento meridional da Província Mantiqueira

A Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1977) constitui uma unidade geotectônica estabelecida ao final do Neoproterozoico e início do Paleozoico. Sua geologia guarda o registro de uma longa evolução Neoproterozoica (900– 520 Ma), preservando também remanescentes de unidades arqueanas, paleoproterozoicas e mesoproterozoicas (Delgado *et al.*, 2003; Schobbenhaus & Brito Neves, 2003; Heilbron *et al.*, 2004). O embasamento paleoproterozoico abarca uma evolução marcada por manifestações de acresção e retrabalhamento crustal desenvolvidas entre 2.2 e 1.9 Ga (Schobbenhaus and Brito Neves, 2003). Tais eventos estão registrados nos núcleos preservados, interpretados como fragmentos de diferentes orógenos e, cujas ocorrências mais expressivas são atribuídas ao período Riaciano, especificamente entre 2,2 e 2,1 Ga.

Os núcleos paleoproterozoicos são encontrados, quando preservados, no embasamento dos cinturões neoproterozoicos constituindo unidades frequentemente retrabalhadas pela orogênese do Ciclo Brasiliano (Delgado *et al.*, 2003; Schobbenhaus and Brito Neves, 2003). Constituem remanescentes de arcos magmáticos intra-oceânicos associados à subducção (2,20 – 2,15 Ga) e arcos continentais relacionados à colisão (2,15 – 2,05 Ga).

Neste contexto o segmento meridional da Província Mantiqueira compreende uma extensa área constituída por unidades neoproterozoicos em um embasamento paleoproterozoico (Hartmann *et al.*, 1999; Soliani Jr *et al.*, 2000) formado por gnaisses e granitoides de composição tonalítica a granodiorítica.

As associações Neoproterozoicas deste segmento ocorrem ao longo do Cinturão Dom Feliciano (CDF) e compreendem: uma cobertura vulcano-sedimentar



## Programa de Pós-Graduação em Geociências

de idade ediacarana a ordoviciana, na porção oeste; sequências metamórficas Criogenianas a Ediacaranas de médio a baixo grau e Criogenianas de alto grau, na porção central; e no setor leste unidades graníticas pós-colisionais intrusivas no embasamento, e estruturalmente controladas pelo Cinturão de Cisalhamento Sulbrasileiro (CCSb) (Bitencourt & Nardi, 2000). Este cinturão constitui uma estrutura de escala litosférica com direção NE, que se estende desde o estado de Santa Catarina até o Uruguai (Fig. 1).

Os núcleos paleoproterozoicos que integram o embasamento do Cinturão Dom Feliciano (CDF), e cujas idades são apresentadas na tabela 1, ocorrem como *roof pendants* e septos de embasamento nos Escudos Catarinense e Sul-riograndense. Estão mais bem expostos no Escudo Uruguaio (Fig. 1), onde são interpretados como fragmentos do Cráton Rio de La Plata (Terreno Piedra Alta) ou como parte de um terreno alóctone acrescido ao Cráton (Terreno Nico Perez).

Por constituírem registros vestigiais comumente retrabalhados, estes segmentos guardam uma complexa evolução e organização tectônica estabelecida no Pré-Cambriano e, cuja geodinâmica é ainda pouco conhecida. A estruturação interna destes segmentos constituem arcabouços intrincados resultantes de um desenvolvimento longo associado a múltiplos eventos deformacionais, metamórficos e intrusivos. No que tange a porção meridional da Província Mantiqueira, a maior parte dos estudos destas unidades carece de dados estruturais e, por vezes geoquímicos, que permitam interpretar e reconstruir seus ambientes genéticos. Desvendar o arcabouço estrutural destes núcleos é imprescindível para compreender a evolução geotectônica do embasamento, bem como para separar os diferentes eventos de deformação associados à sua gênese daqueles relacionados retrabalhamento neoproterozoico. Embora estes estudos permitam ao а reconstrução da história metamórfica e deformacional, não são suficientes para a determinação das idades absolutas destes processos. Assim, corrobora-se a necessidade de uma abordagem integrada em diferentes escalas de geologia de campo, detalhamento estrutural, estudos geocronológicos e petrográficos a fim de elucidar a evolução destas unidades.







Figura 1 – Contexto geotectônico do segment meridional da Província Mantiqueira com localização da área de estudo e indicação das ocorrências paleoproterozoicas (modificado Bitencourt & Nardi, 2000). 1 – Complexo Camboriú; 2 – Complexo Águas Mornas; 3 – Tonalito Presidente Nereu; 4 – Complexo Encantadas; 5 – Complexo Arroio dos Ratos; 6 – Complexo Santa Maria Chico; 7 - Rivera; 8 - Valentines; 9 – Suíte Isla Mala (Cinturão Florida - Granitos e tonalitos); 10 – Formação Montevideo (Cinturão San José – gnaisse e granito profirítico); 11 – Formação Paso Severino (Citurão San José); 12 - Rospide Gabro (Cinturão San José)

## 1.1 Escudo Catarinense

No Escudo Catarinense os remanescentes paleoproterozoicos são representados pelos Complexos Camburiú, Águas Mornas e pelo Tonalito Presidente Nereu.

## 1.1.1 Complexo Camboriú

Localizado na porção centro-leste do Escudo Catarinense, o Complexo Camboriú é descrito como um *roof pendant* constituído principalmente por ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica, e subordinadamente por



paragnaisses (Florisbal *et al.*, 2012; Lopes, 2008; Peternell *et al.*, 2010). De acordo com Florisbal *et al.*, (2012) o complexo possui unidades migmatitícas com leucossomas de composição leucogranítica e trondhjemitica. São descritos ainda injeções de granitos, veios leucograníticos e diques.

Com base em dados geocronológicos (U-Pb SHRIMP) e alguns estudos de detalhe, diferentes autores propõem distintas interpretações para a gênese do complexo. Hartmann *et al.* (2003a) sugerem origem relacionada a um ambiente de margem continental ativa, para os gnaisses tonolíticos e migmatitos. De acordo com estes autores, essas rochas teriam sido geradas há cerca de 2,25 - 2,00 Ga. Silva *et al.* (2000, 2002, 2005) propõem um desenvolvimento em duas etapas. A primeira representada pela geração de ortognaisses tonalíticos em 2,0 Ga, seguida por uma fase granítica e migmatítica neoproterozóica (610 - 620 Ma). Para Basei *et al.* (2013), a evolução do Complexo Camboriú teria se estabelecido em 3,3 Ga com eventos entre 3,0 e 2,7 Ga, e uma importante fase de migração no Paleoproterozóico (2,1 - 1,9 Ga). Estes autores também apontam a existência de um evento térmico de fácies anfibolito superior por volta de 650 e 590 Ma. Com base nos dados geoquímicos obtidos nos migmatitos do complexo, Lopes (2008) sugere uma gênese associada a um arco magmático continental.

## 1.1.2 Complexo Águas Mornas

Na porção leste do Escudo Catarinense, o embasamento paleoproterozoico está representado pelos ortognaiesses de composição monzo a sienograníticos e pelos paragnaisses calcissilicáticos e migmatitos do Complexo Águas Mornas (Silva *et al.*, 2000, 2002, 2005). Descrito como um *roof pendant* do embasamento por Bitencourt *et al.* (2008) este complexo é ainda muito pouco estudado.

Dados geocronológicos U-Pb SHRIMP em zircão revelam idades magmáticas de *ca.* 2,17 Ga para os gnaisses e granitos anatéticos (Silva *et al.*, 2000; 2002), além de um evento metamórfico mais jovem com *ca.* 886 Ma (Silva *et al.*, 2002). Um terceiro registro paleoproterozoico no Escudo Catarinense corresponde ao Tonalito Presidente Nereu (Silva, 2006). Esta unidade, ainda pouco caracterizada e indivisa é



descrita como um septo do embasamento, cujos dados U-Pb SHRIMP em zircão apontam uma idade de cristalização de 2,2 Ga (Silva *et al.*, 2000, 2006).

## 1.2 Escudo Urugauaio

Os núcleos paleoproterozoicos mais bem preservados da porção sul da Província Mantiqueira são reportados no Escudo Uruguaio, expostos nos Terrenos Piedra Alta (Bossi *et al.*, 1993) e Nico Pérez. Os estudos geocronológicos (U-Pb SHRIMP e LA-MC-ICP-MS) revelam idades ígneas de 2,05 a 2,20 Ga para as rochas destes terrenos. Idades metamórficas em torno de 2,0 e 2,1 Ga são referidas apenas para o Terreno Nico Pérez (Santos *et al.*, 2003).

## 1.2.1 Terreno Piedra Alta

Localizado no setor sudoeste do Escudo Uruguaio o Terreno Piedra Alta não registra evidências de retrabalhamento neoproterozoico, sendo considerado o mais bem preservado fragmento do Cráton Rio de La Plata. Possui idades de cristalização entre 2,1 e 2,2 Ga e registros de magmatismo tardi- a pós-orogênico em 2,0 – 2,1 Ga. É constituído por cinturões vulcano-sedimentares de baixo a médio grau metamórfico, separados pelo Cinturão Granítico Florida (Bossi *et al.,* 1993; Bossi & Ferrando, 2001).

Originalmente Bossi *et al.* (1993) individualizaram três cinturões metamórficos: San José, Arroyo Grande e Montevideo. Com base em dados geocronológicos, estruturais e na proximidade geográfica Oyhantçabal *et al.* (2011) consideraram os cinturões Montevideo e San José como um único cinturão separado pelo desenvolvimento de um rifte. De acordo com os autores este foi denominado, preferencialmente de San José em virtude das melhores exposições ocorrerem próximas à cidade homônima. No tocante à deformação e aspectos estruturais Santos *et al.* (2003) relatam a ocorrência de intensa deformação em condições compatíveis com as fácies xisto-verde a anfibolito inferior, responsável pela geração de uma forte xistosidade de direção E-W, entretanto não deixam claro quais as unidades do terreno registram esta estrutura.



### Programa de Pós-Graduação em Geociências

No Cinturão Florida os núcleos paleoproterozoicos datam de 2,1 Ga e são representados pelos granitos Cufré e Soca, e pela Suíte Isla Mala (Hartmann *et al.*, 2000a; Santos *et al.*, 2003; Peel & Preciozzi, 2006). Esta suíte é constituída por biotita granodioritos, dioritos e leucogranitos, cujos estudos geoquímicos revelam assinaturas típicas de ambiente pós-colisional (Hartmann *et al.*, 2000a).

Para o Cinturão San José são descritos remanescentes paleoproterozoicos com idades entre 2,1 e 2,2 Ga, encontrados nas Formações Montevideo e Paso Severino (Santos *et al.*, 2003; Peel & Preciozzi, 2006; Hartmann *et al.*, 2008a).

A Formação Montevideo é constituída por orto- e paragnaisses, anfibolitos, granitos porfiríticos, rochas metavulcano-sedimentares (Peel & Preciozzi, 2006; Santos *et al.*, 2003) e Intrusões pós-orogênicas (*e.g* Gabro Rospide) (Hartmann *et al.*, 2008a). A Formação Paso Severino corresponde a uma sucessão vulcano-sedimentar de fácies xisto-verde (Oyhantçabal *et al.*, 2011), formada essencialmente por metadacitos e metabasaltos calci-alcalinos e, subordinadamente por metapelitos e mármores dolomíticos. Estruturalmente esta formação é dividida em dois setores individualizados com base nas direções preferencias NE e NW (Oyhantçabal *et al.*, 2011). Segundo os autores estes *trends* são resultantes da influência de zonas de cisalhamento conjugadas com orientações NNW e ENE, e cinemática destral e sinistral, respectivamente.

No segmento norte do terreno afloram as rochas do Cinturão Arroyo Grande (Bossi & Ferrando, 2001). Composto por granitoides intrusivos e rochas supracrustais da Formação Arroyo Grande constitui uma unidade pouco estudada. A Formação Arroyo Grande corresponde a uma sequência metavulcano-sedimentar de baixo grau na qual predominam as rochas metassedimentares (metarenitos, quatzitos, metapelitos e raros metaconglomerados). Subordinadamente ocorrem rochas metavulcânicas representadas por metabasaltos, metandesitos e metadacitos (Bossi & Ferrando, 2001; Oyhantçabal *et al.,* 2011).



1.2.2 Terreno Nico Pérez

O Terreno Nico Pérez está localizado entre as zonas de cisalhamento Sarandí Del Yí e Sierra Ballena, na porção central do Escudo Uruguaio. Este segmento integra unidades arqueanas (Hartmann *et al.,* 2001) e paleoproterozoicas retrabalhadas no neoproterozoico (Oyhantçabal *et al.,* 2009, 2011; Santos *et al.,* 2003).

Os remanescentes paleoproterozoicos afloram no Complexo Granulítico Valentines – Rivera formado essencialmente por ortognaisses granulíticos félsicos com ocorrência subordinada de metatonalitos, metatrondhjemitos e silimanita gnaisses (Mallman *et al.,* 2004; Oyhantçabal *et al.,* 2011; Santos *et al.,* 2003).

Dados geocronológicos (U-Pb SHRIMP) obtidos por Santos *et al.* (2003) em um metatrondhjemito do Cinturão Rivera apontam idades de cristalização de 2140 Ma e registro de um evento metamórfico em 2077 Ma. Datações realizadas pelos mesmos autores em um granulito do Cinturão Valentines revelam, de modo similar, uma idade de cristalização de 2163 Ma seguida de um metamorfismo em 2058 Ma. Adicionalmente os autores referem uma idade de 2,2 Ga interpretada como herança.

Os dados geocronológicos sugerem uma evolução tectônica diferenciada para o Terreno Nico Perez, quando comparado ao Terreno Piedra Alta. Conforme pontuado por Oyhantçabal *et al.* (2011) o intervalo de 2,0 – 2,1 Ga no Terreno Nico Pérez é dominado por eventos deformacionais e metamórficos de alto grau, enquanto no Terreno Piedra Alta o mesmo período é marcado por um magmatismo tardi- a pós-orogênico.

Outra contribuição importante feita por estes autores refere-se à discussão do significado tectônico do Terreno Nico Pérez, a partir da definição do Cráton Rio de La Plata proposta por Almeida *et al.* (1973). De acordo com esta definição o Cráton Rio de La Plata já estava consolidado no Pré-Cambriano superior, o que permite a exclusão deste segmento, em razão de não estar estabilizado até o Fanerozoico. Assim, Oyhantçabal *et al.* (2011) sugerem que o Terreno Nico Pérez represente um terreno alóctone acrescido ao cráton a partir do Neoproterozoico.



## 1.3 Escudo Sul-rio-grandense

De a cordo com Hartmann *et al.* (2007) a geologia do Escudo Sul-riograndense (ESrg) é produto da interação de processos genéticos e deformacionais da crosta continental desenvolvidos em dois ciclos orogênicos principais, o Transamazônico (2,26-2,00 Ga) e o Brasiliano (900-535 Ma).

Os núcleos paleoproterozoicos, considerados fragmentos do Cráton Rio de La Plata (Hartmann *et al.,* 2007), estão expostos nas porções central e sudoeste do escudo representados pelo Complexo Encantadas e Santa Maria Chico, respectivamente. No segmento leste estes remanescentes ocorrem como septos do embasamento constituindo o Complexo Arroio dos Ratos (CAR).

## 1.3.1 Complexo Santa Maria Chico

O Complexo Santa Maria Chico está localizado na porção oeste do ESrg. Considerada a unidade mais antiga do escudo é interpretada como um fragmento do Cráton Rio de La Plata (Hartmann *et al.,* 2007). Foi inicialmente definido como Complexo Granulítico Santa Maria Chico (Nardi & Hartmann, 1979) por ser constituído dominantemente de rochas orto- e parametamórficas de alto grau, representadas por gnaisses de composição básica e quartzo-feldspática, metanortositos, metaultramafitos, metapelitos e mármores.

Trabalhos recentes propõem a subdivisão das unidades litológicas do comlplexo em: Associação Máfico-Ultramáfica; Associação TTG; e rochas Paraderivadas (Camozzato *et al.*, 2012; Laux *et al.*, 2012; Laux & Bongiolo, 2011)

UFRGS (2015) corrobora esta subdivisão e descreve cada um das associações como: (i) Associação Máfico-Ultramáfica composta por gnaisses gabroicos intercalado com bandas anortosíticas, metaultramafitos e granulitos *sensu stricto*, com paragênes diagnóstica de fácies granulito; (ii) Associação Tonalito-Trondhjemito-Granodiorito (TTG) formada por gnaisses de composição tonalítica a granodiorítica com paragênese indicativa de fácies anfibolito; (iii) sub-unidade Paraganaissica composta por granada-silimanita gnaisses. Considerando



#### Programa de Pós-Graduação em Geociências

subordinada a ocorrência dos granulitos em relação às rochas de médio grau, UFRGS (2015) redefiniu o complexo como Complexo Santa Maria Chico.

Estruturalmente as rochas são caracterizadas pela presença de uma foliação subvertical incipiente com direção preferencial NW (Nardi & Hartmann, 1979; Hartmann *et al.*, 2007). Falhas e dobras em diferentes escalas são descritas afetando as unidades gnáissicas ortoderivadas, além de intercalação tectônica segundo uma foliação regional NW-SE nos termos paraderivados (UFRGS, 2015; Quintela, 2016).

Diversos autores (Hartmann *et al.*, 2000b 2007; Nardi & Hartmann, 1979; UFRGS, 2015) referem retrometamorfismo em condições de fácies xisto verde, resultante da intrusão de grandes volumes de magmas graníticos considerados neoproterozoicos (Nardi & Hartmann, 1979; Hartmann *et al.*, 2007). A presença de retrabalhamento mais jovem, materializado por estas intrusões torna a interpretação desta unidade como fragmento do cráton passível de debates.

Os primeiros dados geocronológicos U-Pb para o complexo são descritos por Hartmann *et al.* (1999). Revelam idades de 2,55 a 2,50 Ga, obtidas em amostras de um granulito máfico e de um trondhjemito, respectivamente, interpretadas como a idade mínima dos protolitos, cujo metamorfismo teria ocorrido há cerca de 2,0 Ga. Novos dados U-Pb SHRIMP em zircão foram obtidos por Hartmman *et al.* (2008b) em um Gnaisse granodiorítico e um Almandina-albita granulito. Segundo os autores a cristalização do Gnaisse granodiorítico ocorreu em 2,36 ± 8 Ga seguida de um metamorfismo regional em 2,03 ± 9 Ga. Os dados obtidos para o Almandina-albita granulito revelam uma cristalização em 2,48 ± 6 Ga e um evento metamórfico em 2,00 ± 3 Ga. Idades Arqueanas de 2688 e 2559 Ma foram obtidas no Gnaisse granodiorítico e interpretadas como xenocristais.

Recentemente o trabalho de Quintela (2016) apresenta dados U-Pb (LA-MC-ICP-MS) obtidos em zircões de 4 amostras do complexo (Gnaisse tonalítico, Gnaisse granodiorítico e Granulito máfico). O autor refere um intervalo de idades entre 2,2 e 2,1 Ga, interpretado como o período de cristalização dos gnaisses granodioríticos e tonalíticos. Entretanto os dados não demonstram claramente que intervalo refere-se ao gnaisse tonalítico, cuja concordia apresentada indica uma idade de 1766 ± 14



Ma, considerada pelos autores como a idade de intrusões graníticas presentes no complexo. Para o Granulito máfico é obtida uma idade de cristalização de 2124  $\pm$  9 Ma com metamorfismo em 2078  $\pm$  6 Ma.

## 1.3.2 Complexo Encantadas

O Complexo Encantadas constitui uma associação do tipo TTG formada por gnaisses dioríticos, tonalíticos e trondhjemiticos com ocorrência subordinada de anfibolito e rochas metaultramáficas ricas em hornblenda (Hartmann *et al.*, 2003b; Philipp *et al.*, 2008). Localmente são descritas ocorrências de gnaisses miloníticos com composição monzo- a sienograníticas (Philipp *et al.*, 2008). Os estudos geoquímicos dos gnaisses atestam assinatura típica de associações TTG alto-Al, e caracterizam um magmatismo resultante da fusão parcial de rochas do manto metassomatizado por fluidos associados à subducção em um ambiente de arco continental (Philipp *et al.*, 2008). Em relação à interpretação e história evolutiva Hartmann *et al.* (2007) sugerem que este complexo seja o representante de um microcontinente. Os autores propõem duas hipóteses para explicar a evolução ao Cráton Rio de La Plata pelo fechamento de oceanos, e em uma segunda preconizam que esta já integrava o cráton e teria sido separada pela abertura de um oceano.

Os dados geocronológicos U-Pb SHRIMP revelam idade de cristalização de 2,25 Ga sucedida por dois eventos metamórficos, Um primeiro há cerca de 2,0 Ga e um segundo evento termal mais jovem de 702 Ma Hartmann *et al.,* (2003b). De modo similar, estudos mais recentes U-Pb LA-MC-ICP-MS, realizados em zircões de um ortognaisse do complexo determinaram idades ígneas de 2,15 a 2,11 Ga com registro de metamorfismo neoproterozóico em 643 Ma (Camozzato *et al.,* 2013).



### 1.3.3 Complexo Arroio dos Ratos

Interpretado como um *roof pendant* do embasamento, o Complexo Arroio dos Ratos localiza-se no segmento leste do ESrg. Inicialmente definido por Fernandes *et al.* (1988) como Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos foi posteriormente redefinido por UFRGS (2007) como Complexo Arroio dos Ratos (CAR) dado o volume subordinado de gnaisses em relação às rochas graníticas aflorantes. A partir de trabalhos de mapeamento (UFRGS, 2006; 2007) a área de distribuição do complexo foi substancialmente reduzida, e porções originalmente atribuídas ao CAR foram individualizadas em intrusões sintectônicas neoproterozoicas (Centeno *et al.,* 2012; Fontana *et al.,* 2012; Knijnik *et al.,* 2012).

Trabalhos realizados na área do complexo por Gregory *et al.* (2011, 2015) caracterizaram um magmatismo de arco continental meso- a tardi Riaciano representado por três associações do tipo Tonalito-Trondhjemito-Granodiorito (TTG) em parte da área do CAR.

Denominadas de Associação 1 (A<sub>1</sub>), Associação 2 (A<sub>2</sub>) e Associação 3 (A<sub>3</sub>) são constituídas respectivamente por: Granada-biotita metatonalitos foliados; Tonalitos e dioritos pouco deformados, intrusivos na A1; e Gnaisses tonalíticos a granodioríticos bandados.

Os dados U-Pb LA-MC-ICP-MS em determinaram idades de cristalização de 2,13 a 2,15 Ga para as associações mais antigas ( $A_1 e A_2$ ) e valores de 2,07 a 2,09 Ga para o magmatismo da  $A_3$ . Estudos geocronológicos U-PB SHRIMP realizados por Leite *et al.* (2000) em um granodiorito apontaram uma idade de cristalização de 2078 ± 13 Ma.



Tabela 1 – Idades U-Pb em zircão pré-existentes das unidades paleoproterozoicas do segmento meridional da Província Mantiqueira.

Litologia - Unidade	Método	Idade - Ma	Interpretação da Idade				
Escudo Catarinense							
Tonalito Presidente Nereu	SHRIMP	$2200\pm7^1$	Cristalização				
Ortognaisse – Complexo Camboriú	SHRIMP	$2006\pm3^1$	Cristalização				
Gnaisse granodiorítico – Complexo Águas Mornas	SHRIMP	$2176 \pm 13^1$	Cristalização				
Bt-granito – Complexo Águas	SHRIMP	$2174 \pm 22^{2}$	Cristalização				
Momas		$868 \pm 330^2$	Metamorfismo				
Escudo Uruguaio							
Gnaisse anfibolítico (Cinturão San José)	LA-MC- ICP-MS	$2202\pm8^3$	Cristalização				
Gnaisse – Formação Montevideo (Cinturão San José)	SHRIMP	$2165\pm38^4$	Cristalização				
Granito porfirítico – Formação Montevideo (Cinturão San José)	LA-MC- ICP-MS	$2158 \pm 24^3$	Cristalização				
Metadacito – Formação Paso Severino (Cinturão San José)	SHRIMP	$2146\pm7^4$	Cristalização				
Gabro Rospide (Cinutrão San José)	SHRIMP	$\begin{array}{c} 2086 \pm 7^{5} \\ 2076 \pm 6^{5} \end{array}$	Cristalização				
Biotita granodiorito - Suite Isla Mala (Cinturão Florida)	SHRIMP	$2074\pm6^6$	Cristalização				
Biotita monzogranito - Suite Isla Mala (Cinturão Florida)	SHRIMP	$2065\pm9^6$	Cristalização				
Granito Soca (Cinturão Florida)	SHRIMP	$2056\pm6^4$	Cristalização				
Granito Cufré (Cinturão Florida)	LA-MC- ICP-MS	$2053 \pm 14^3$	Cristalização				
Granulito (Cinturão Valentines)	SHRIMP	$2163 \pm 8^4$ $2058 \pm 3^4$	Cristalização Metamorfismo				
Metatrondjhemito (Cinturão Rivera)	SHRIMP	$\begin{array}{c} 2140 \pm 6^{4} \\ 2077 \pm 6^{4} \end{array}$	Cristalização Metamorfismo				
Escudo Sul-rio-grandense							
Trondjhemito - Complexo Santa Maria Chico	SHRIMP	$\begin{array}{c} 2553 \pm 9^{7} \\ 2031 \pm 40^{7} \end{array}$	Cristalização Metamorfismo				
Gnaisse granulítico - Complexo Santa Maria Chico	SHRIMP	$\begin{array}{c} 2509 \pm 13^{7} \\ 2022 \pm 18^{7} \end{array}$	Cristalização Metamorfismo				
Almandina-albita granulito - Complexo Santa Maria Chico	SHRIMP	$\begin{array}{c} 2489 \pm 6^8 \\ 2006 \pm 3^8 \end{array}$	Cristalização Metamorfismo				
Gnaisse granodiorítico - Complexo Santa Maria Chico	SHRIMP	$\begin{array}{c} 2366 \pm 8^8 \\ 2035 \pm 9^8 \end{array}$	Cristalização Metamorfismo				



<b>y</b>		5	
Gnaisse granodiorítico - Complexo Santa Maria Chico	LA-MC- ICP-MS	$\begin{array}{c} 2242 \pm 11^{9} \\ 2178 \pm 6^{9} \end{array}$	Cristalização Cristalização ?
Gnaisse granodiorítico - Complexo Santa Maria Chico	LA-MC- ICP-MS	$2163 \pm 9^9$	Cristalização
Gnaisse tonalítico - Complexo Santa Maria Chico	LA-MC- ICP-MS	$1766 \pm 14^{9}$	Intrusões/ retrabalhamento ?
Gnaisse tonalítico - Complexo Santa Maria Chico	LA-MC- ICP-MS	$\begin{array}{c} 2124 \pm 9^{9} \\ 2078 \pm 6^{9} \end{array}$	Cristalização
Anfibolito ultramáfico Belizário - Complexo Encantadas	SHRIMP	$\begin{array}{c} 2257 \pm 12^{10} \\ 1989 \pm 21^{10} \\ 702 \pm 21^{10} \end{array}$	Cristalização Metamorfismo Metamorfismo
Ortognaisse - Complexo Encantadas	LA-MC- ICP-MS	$\begin{array}{c} 2153 \pm 20^{11} \\ 2112 \pm 22^{11} \\ 643 \pm 3, 2^{11} \end{array}$	Cristalização Metamorfismo
A1 Metatonalito - Complexo Arroio dos Ratos	LA-MC- ICP-MS	$2148 \pm 33^{12}$	Cristalização
A2 Tonalito - Complexo Arroio dos Ratos	LA-MC- ICP-MS	$\begin{array}{c} 2150 \pm 28^{12} \\ 2136 \pm 27^{12} \end{array}$	Cristalização
A3 Gnaisse Tonalítico Gnaisse granodiorítico - Complexo Arroio dos Ratos	LA-MC- ICP-MS	$\begin{array}{c} 2099 \pm 10^{12} \\ 2081 \pm 7^{12} \\ 2077 \pm 13^{-12} \end{array}$	Cristalização
Gnaisse granodiorítico - Complexo Arroio dos Ratos	SHRIMP	$2078 \pm 13 \text{ Ma}^{13}$	Cristalização

1 - Silva *et al.* (2000); 2 - Silva *et al.* (2002); 3 - Peel and Preciozzi (2006); 4 - Santos *et al.* (2003); 5 - Hartmann *et al.* (2008a); 6 - Hartmann *et al.* (2000a); 7 - Hartamann *et al.* (1999); 8 - Hartamann *et al.* (2008b); 9 - Quintela (2016); 10 - Hartmann *et al.* (2003b); 11 - Camozzato *et al.* (2013); 12 - Gregory *et al.* (2015); 13 - Leite *et al.* (2000).

## 2. Orógeno colisional e regimes transpressivos

### 2.1 Orógeno Colisional

Arcabouços estruturais complexos, incluindo falhas de empurrão (*trhust*), foliações tectônicas e dobras, desenvolvem-se em limites convergentes e orógenos colisionais, promovendo o encurtamento e espessamento da crosta (Pluijm & Marshak, 2004).

Em limites convergentes marcados pela subducção de uma listosfera oceânica sob uma litosfera continental ocorre a formação de arcos magmáticos continentais. A progressão da subducção resulta no consumo da litosfera oceânica e



consequente transformação do ambiente de arco em uma zona de colisão (Moores & Twiss, 1995; Pluijm & Marshak, 2004; Zhu *et al.*, 2015). Neste caso, estabelecida pelo encontro do arco com a margem continental passiva arrastada pela litosfera oceânica subductada.

A colisão pode ser caracteriza como um período de intensa deformação marcado pelo desenvolvimento de estruturas de empurrão e máxima convergência com ocorrência de metamorfismo de alta pressão e atividade ígnea local (Moores & Twiss, 1995; Pluijm & Marshak, 2004).

A natureza do orógeno colisional formado, os tipos de rocha e estruturas geradas, bem como as condições metamórficas produzidas são controladas por diversas varáveis (Condie, 1997; Pluijm & Marshak, 2004). As estruturas observadas dependem da forma dos blocos envolvidos na colisão, das características físicas das placas (temperatura, composição, espessura), bem como do tipo de movimento relativo entre os blocos, frontal ou oblíquo. Em regimes de colisão frontal predominam estruturas relacionadas a movimentos perpendiculares ao limite dos blocos, tais como falhas de empurrão (*thrust*). Nas colisões oblíquas a tensão é particionada em duas componentes de movimento, uma de empurrão (*dip-slip*), perpendicular ao limite do orógeno, e outra componente de transcorrência (*strike-slip*), paralelos ao limite.

## 2.1.1 Principais estágios da tectônica colisional

## 2.1.1.1 Pré-colisional

Diferentes autores caracterizam o estágio inicial do orógeno a partir da aproximação das duas margens continentais (ativa e passiva). Neste estágio a litosfera oceânica ainda está em subducção e com consequente desidratação e geração de magmatismo de arco continental. Conforme Pluijm & Marhsak (2004) este processo estende-se até que a borda da margem passiva comece a dobrar, puxada pelo sistema de subducção. Assim, com a aproximação do continente até a zona de subducção ocorre a flexura e soerguimento da margem continental passiva.



#### Programa de Pós-Graduação em Geociências

Processos de erosão dos sedimentos plataformais e desenvolvimento de falhas normais paralelas à fossa também são relatados. O inicio da atividade orogênica na margem passiva é marcado pelo recobrimento da plataforma erodida, por sedimentos do arco vulcânico (Pluijm & Marshak, 2004).

## 2.1.1.2 Colisional

O avanço da convergência resulta no arraste da litosfera continental da margem passiva para a zona de subducção (Zhu *et al.,* 2015) e formação de diversas feições no segmento mais próximo à margem passiva. Pluijm & Marshak (2004) descrevem a formação de bacias de antepaís, além de reativações de falhas normais na forma de empurrões, com o sucessivo posicionamento de fragmentos do embasamento sobre os estratos plataformais.

Com o início da colisão novos cinturões de dobras e cavalgamento são formados em reposta a propagação de empurrões, em direção à margem passiva, gerados na porção do prisma acrescionário anteriormente formado (Moores & Twiss, 1995; Pluijm & Marshak, 2004).

O arraste da litosfera continental para a zona de subducção provoca o encontro entre as margens passiva e ativa, assinalando o maior impacto da colisão, e formação de uma sutura entre estas margens (Moores & Twiss, 1995), falhas de empurrão e metamorfismo de alta-pressão. Segundo Pluijm & Marshak (2004) esta sutura pode ser marcada por fragmentos da litosfera oceânica, eventualmente posicionados sobre a margem passiva.

Com a evolução do orógeno colisional já se encaminhando para um período de maturação, a litosfera oceânica subductada pode romper (*slab breakoff*) e afundar no manto. A fonte para o magmatismo do arco finda e as rochas magmáticas geradas são metamorfisadas. Na região da sutura todas as rochas sofrem intensa deformação e o empurrão de uma crosta continental sobre a outra dá inicio ao espessamento crustal.



### Programa de Pós-Graduação em Geociências

Pluijm & Marshak (2004) não descrevem magmatismo associado a este estágio. Segundo o modelo proposto por Zhu *et al.* (2015) com o arraste da margem continental passiva para dentro da zona de subducção pode ou não ocorrer a geração de pouco magmatismo neste período. Quando gerado, consiste em magmas dominantemente peraluminosos derivados de fontes de composição essencialmente metapelítica, localizadas na porção intermediária da crosta superior. Estes magmas podem ser alojados e deformados ao longo de zonas de cisalhamento ou *thrust* (Barbarin, 1999; Harris *et al.*, 1986; Sylvester, 1998).

## 2.1.1.3 Espessamento crustal/Pós-colisional

A colisão das duas litosferas continentais resulta no espessamento significativo do orógeno acompanhado por metamorfismo e deformações regionais em profundidade. Com a maturação do orógeno a progressão da deformação movimenta as rochas metamorfisadas em condições de alto grau para porções superiores, podendo ocorrer ainda a exposição de rochas mais profundas por exumação (Pluijm & Marshak, 2004).

Segundo Pluijm & Marshak (2004) o espessamento e consequente sobrepeso favorece a fusão parcial na base da crosta. Para Moores & Twiss (1995) esta fusão é responsável por produzir rochas intrusivas e extrusivas tardias.

No trabalho de Zhu *et al.*(2015) o estágio denominado por estes autores de Transição tectônica aproxima-se da definição do estágio de Espessamento descrito por Pluijm & Marshak (2004). Segundo Zhu *et al.*(2015) após o maior impacto da colisão, quebra da litosfera oceânica (*slab breakoff*) e formação da sutura, a zona de colisão passa por uma transição tomando a conformação de um ambiente intracontinental. De acordo com os autores este período é marcado por intenso magmatismo com composição variada, promovido pelo *slab breakoff*. O processo de rompimento da listosfera oceânica estabelece uma abertura para entrada de magmas oriundos da fusão parcial de diferentes fontes (por aumento da temperatura na litosfera e descompressão da astenosfera) culminando no expressivo magmatismo, definido pelos autores como pós-colisional.



#### Programa de Pós-Graduação em Geociências

Frente a estas concepções convém abordar a definição de pós-colisional proposta por Liégeois (1998). Caracterizado como um período mais jovem que a colisão, no entanto correlato a ela, é tectonicamente ativo. Consiste em um longo período de convergência que sobrevém o fechamento do oceano e o maior impacto da colisão, se desenvolvendo em um ambiente intracontinental. Caracteriza-se por movimentações horizontais de terrenos ao longo de grandes zonas de cisalhamento com amplo magmatismo associado (cálcio-alcalino alto-K, subordinadamente shoshoníticos e menos frequentemente peraluminosos e alcalino-peralcalino).

Considerando as definições de pós-colisional (Liégeois, 1998), espessamento (Pluijm & Marshak, 2004) e transição tectônica (Zhu *et al.*, 2015), constata-se que para todos os autores o estágio por eles descrito sobrevém o impacto principal da colisão. Para Ligeois (1998) a distinção entre um possível estágio tardi- e o pós-colisional não é clara. Deste modo, a fim de simplificar a compreensão dos principais estágios de desenvolvimento de um orógeno colisional consideraremos três estágios básicos: (i) Pré-colisional; (ii) Colisional; (iii) Pós-colisional (fig. 2)



Figura 2 – Principais estágios da tectônica colisional (Modificado de Liégeois, 1998).



## 2.2 Regime transpressivo

Conforme descrito anteriormente, o estágio final da tectônica colisional é marcado pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento, responsáveis por acomodar a convergência pós-colisional (Moores & Twiss, 1995). A formação destas zonas em orógenos colisionais é descrita, principalmente como uma consequência de regimes tectônicos oblíquos (Pluijm & Marshak, 2004) (Fig. 3a e 3b) e estaria relacionada à partição da deformação.

Estudos de cinemática e análise da deformação (Harland, 1971; Harbert, 1991; Teyssier *et al.*, 1995) relacionam as áreas de interação oblíqua de placas com o desenvolvimento de regimes transpressivos. Descrito por Dewey *et al.* (1998) como um regime comum em cinturões orogênicos colisionais, pode se desenvolver em diferentes locais e estágios do orógeno (margens ativa, prisma acrescionário, retro-arco contracional, bacia de ante-arco ou ao longo de zonas de cisalhamento pós-colisionais).



Figura 3 – Desenvolvimento de zonas de cisalhamento (falhas transcorrentes) em um orógeno colisional de convergência oblíqua. a) Falhas transcorrentes desenvolvidas nos estágios iniciais da convergência e distribuídas em diferentes locais do orógeno. (b) Expressivo desenvolvimento de falhas transcorrentes após impacto principal da colisão oblíqua (pós-colisional). (Modificado Pluijm & Marshak, 2004).

A transpressão foi caracterizada pela primeira vez por Harland (1971) e descreve um regime tectônico intermediário entre os movimentos relativos de convergência (frontal) e transcorrência. Posteriormente, com base em modelos



## Programa de Pós-Graduação em Geociências

matemáticos, Sanderson & Marchini (1984) aprimoram o conceito definindo-o com um regime resultante da combinação de cisalhamento puro e cisalhamento simples, sem variação de volume. Assim, a transpressão consiste em um cisalhamento transcorrente acompanhado por encurtamento horizontal (ortogonal ao plano de cisalhamento) e estiramento vertical. Segundo o trabalho de Fossen & Tikoff (1993) regimes deformacionais progressivos estariam associados à combinação simultânea de cisalhamento puro e simples.

Trabalhos posteriores (Tikoff & Teyssier, 1994; Teyssier *et al.*, 1995) abordam o significado da partição da deformação em orógenos transpressivos resultantes da convergência oblíqua. Com base em ocorrências naturais estes autores individualizam dois tipos de orógenos possíveis, nos quais o desenvolvimento de estruturas de empurrão (*dip-slip*) e direcionais (*strike-slip*) são contemporâneas e resultantes de uma mesmo sistema transpressional. Um tipo no qual há o predomínio de cisalhamento puro e outro onde predomina a componente de cisalhamento simples. De acordo com os autores orógenos dominados por cisalhamento puro caracterizam-se pela formação de estruturas de empurrão e falhas inversas, seguido do desenvolvimento de estruturas de. De modo inverso em orógenos com predomínio de cisalhamento simples são geradas falhas transcorrentes acompanhadas pelo desenvolvimento de empurrões.

### 3. Supercontinente Columbia

Nas duas últimas décadas, estudos de reconstrução e configuração dos continentes baseados em dados geológicos e paleomagnéticos apontam a existência de um supercontinente Paleo- a Mesoproterozoico, que teria precedido a formação do Rodínia (Meert, 2002, 2012; Rogers & Santosh, 2002; Zhao *et al.*, 2002, 2004; Pesonen *et al.*, 2003).

Denominado de Columbia por Rogers & Santosh, (2002) em uma das primeiras reconstruções acerca de um supercontinente Paleo- a Mesoproterozoico, é também referido como *Nuna* e *Hudsonland* (Pesonen *et al.,* 2003). No que se refere à sua formação, o intervalo de idades proposto para a amalgamação das grandes



## Programa de Pós-Graduação em Geociências

massas continentais ainda não é um consenso entre os diferentes autores. Os trabalhos de Meert (2002, 2012); Rogers & Santosh (2002, 2003, 2004); Pesonen *et al.* (2003) referem a formação do Columbia em cerca de 1,9 – 1,8 Ga com fragmentação em 1,7 – 1,5 Ga. Contemporâneo ao trabalho de Rogers & Santosh (2002), Zhao *et al.* (2002) propõem, com base em uma extensa revisão, um intervalo maior para a amalgamação deste supercontinente a qual teria ocorrido entre 2,1 - 1,8 Ga, e estaria registrada pela ocorrência global de orógenos colisionais neste período.

A ideia de correlacionar os picos geocronológicos amplamente descritos aos períodos associados à formação de supercontinentes, conforme considerada por Zhao *at al.* (2002) para os picos de 2,1 a 1,8 Ga, é corroborada por trabalhos de diferentes autores o quais descrevem as relações entre evolução crustal, tectônica e os registros geocronológicos (Cawood *et al.*, 2013; Condie *et al.*, 2011; Hawkesworth *et al.*, 2010, 2016). Segundo estes, os picos de idades identificados ao longo do registro geológico estão ligados ao desenvolvimento dos supercontinentes e refletem o melhor potencial de preservação das rochas geradas em ambientes tectônicos de colisão continental. A inclusão do cráton Rio de La Plata nas reconstruções do supercontinente Coloumbia é dificultada pelas reduzidadas exposições de unidades paleoproterozoicas preservadas (Zhao *at al.*, 2002) e pela ausência de dados paleomagnéticos destes segmentos (Santos, 2012). Entretanto de acordo com Santos (2012) a participação deste bloco cratônico neste evento de aglutinação de massas continentais é fortemente considerada visto que a maior parte do supercontinente teria se formado ao longo do Equador.



# CAPÍTULO III METODOLOGIA

## 1. Métodos

Considerando a complexidade geológica da área é imprescindível um entendimento minucioso acerca da geometria e geocronologia das unidades litológicas, bem como a compreensão da sequência de eventos deformacionais e metamórficos. Assim, a fim de garantir uma visão mais ampla e confiável dos processos geológicos e suas interrelações optou-se por uma abordagem integrada de diferentes áreas, baseada em observações e coletas de dados em diferentes escalas.

## 1.1. Pesquisa bibliográfica

A pesquisa bibliográfica incluiu a leitura de artigos científicos, livros e capítulos de livros texto, notas de aula, mapas e dados de mapeamentos. A partir do levantamento de trabalhos, dados geológicos e geocronológicos iniciou-se uma verificação do conhecimento pré-existente para área de estudo. Considerando ainda a necessidade de comparações e visando um melhor entendimento do ambiente geológico, também foram realizadas pesquisas bibliográficas a respeito de áreas geologicamente semelhantes. Esta etapa persistiu ao longo de todo o desenvolvimento do trabalho.

### 1.2. Trabalho de campo

Para a investigação da história evolutiva e do arcabouço estrutural das rochas estudadas, foram selecionados três afloramentos de interesse, considerando os diferentes estágios de deformação. Esta etapa consistiu na análise e detalhamento dos afloramentos, bem como na coleta de amostras.



## 1.2.1 Análise e mapemanto de detalhe dos afloramentos

A análise de afloramentos a partir do mapeamento de detalhe dos elementos da trama principal, tais como orientações e idade relativa é fundamental para a caracterização das unidades e para determinação da sequência de eventos deformacionais e intrusivos. A aplicação deste método resulta na contrução de uma base de dados sólida e fundamental para a etapa de laboratório a ser realizada no material coletado. Além disto, possibilita a extração de um volume de dados confiáveis e minimiza possíveis erros decorrentes de observações insuficientes. Assim, objetivando a construção de um arcabouço de dados robusto acerca destes processos, foram realizados mapeamentos de detalhe na escala de 1:50 nas porções mais representativas das seções escolhidas. As porções mais significativas dos afloramentos foram separadas em lajeados menores, os quais foram desenhados em folha milimetrada A3. Foram detalhadas as relações de contato entre as principais litologias, feições texturais, variações das estruturas (i.e obliterações das estruturas), padrões de deformação, indicadores cinemáticos e dobras. Posteriormente estes croquis foram utilizados para a construção de perfis. Concomitantemente foi realizada a tomada de fotografias das feições mais representativas, Para analise estrutural foram coletadas atitudes de lineações de estiramento, planos de foliação e dobras. As medidas foram obtidas utilizando bússolas CLAR (previamente declinadas) e notação de trama. As mais representativas foram inseridas nos croquis conforme convenção cartográfica. Os croquis foram posteriormente digitalizados e vetorizados no software Corel Draw X6™.

## 1.2.2 Coleta de amostras

Para a realização dos estudos petrográficos e microestruturais foram coletadas amostras orientadas das diferentes unidades. Este método permite a correlação das feições estruturais e petrográficas observadas em lâminas com a posição original da amostra em campo, garantindo a integração das observações



## Programa de Pós-Graduação em Geociências

nas diferentes escalas. O método consiste em roposicionar a amostra, após a coleta e medir uma superfície plana qualquer. A orientação desta superfície é marcada com um símbolo que representa o plano e o mergulho (traço ortogonal ao plano). Foram coletadas também amostras para caracterização geoquímica e obtenção dos dados geocronlógicos. Quando possível a localização das amostras foram inseridas nos croquis de detalhe.

## 1.2.3 Análise petrográfica e microestrutural

Esta etapa consistiu na descrição petrográfica das amostras de mão e das respectivas lâminas delgadas de 44 amostras selecionadas em campo.

As lâminas delgadas foram confeccionadas no laboratório de preparação de amostras (LPA) do Instituto de Geociências (IGEO – UFRGS). As amostras foram marcadas para o corte no plano principal XZ, perpendicular à foliação principal e paralela à lineação, sendo possível a observação do estiramento e espessura verdadeiros da camada.

Para descrição petrográfica e análise microestrutural foi utilizado microscópico petrográfico ZEISS para as observações em escala microscópica, e lupa de luz transmitida Micronal para avaliação em escala intermediária, entre a de amostra de mão e a microscópica. Foram observadas e descritas as principais feições texturais, tamanho e a morfologia dos cristais, arranjo e orientação dos minerais na trama da rocha, presença de recristalização, bem como as relações de contato entre os minerais, as principais microestruturas e indicadores cinemáticos, sempre correlacionando às feições observadas em campo. Foi realizada a classificação petrográfica com base no diagrama QAPF (Streckeisen, 1976) e determinação do índice de cor (M') (Le Maitre, 1989). A análise das microestruturas foi feita por meio de uma abordagem específica para cada mineral utilizando como base Passchier & Trouw (2005) e Vernon (2004).


## 1.3. Geocronologia U-Pb

Foram obtidos dados geocronológicos dos três litotipos principais (Ortognaisse monzogranítico, Biotita gnaisse granodiorítico e um Biotita granodiorito porfíritico), e de uma unidade granítica subordinada, descrita como um Bioita granito, cuja ocorrência se localiza a cerca de três quilômetros a leste das unidades principais. Após as análises e tratamento dos dados foi realizada uma comparação entre estes e aqueles obtidos por Gregory *et al.* (2015) para as rochas do Complexo Arroio dos Ratos.

As análises permitiram a determinação da idade de cristalização das unidades descritas, além da idade deformacional do sistema transpressivo. Estas determinações possibilitaram ainda, avaliar a contemporaneidade entre o magmatismo peraluminoso e a deformação. As amostras foram selecionadas com base nas observações petrográficas e de campo. Cerca de 50 a 100 cristais de zircão foram coletados da fração menos magnética, montados e polidos em resina padrão. As análises U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas, Universidade de São Paulo (CPGeo-USP). Os métodos analíticos e procedimentos destes estão detalhados no artigo, capítulo IV. Todas as idades foram calculadas usando o *software* Isoplot 3.0 (Ludwig, 2003).



#### Programa de Pós-Graduação em Geociências

## CAPÍTULO IV

Zircon geochronology of Rhyacian peraluminous magmatism from the basement of the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil: a record of collisional event related to the assembly of Columbia Supercontinent?

## Stéphanie Carvalho da Silva<sup>a1</sup>, Maria de Fátima Bitencourt<sup>b2</sup>, Luana Moreira Florisbal<sup>c</sup>

a - Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre 91500-000, Rio Grande do Sul, Brazil. stephanie.carvalho@ufrgs.br

b - Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre 91500-000 RS, Brazil. <sup>b2</sup>fatimab@ufrgs.br

c- Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Departamento de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina, Campus Universitário Reitor João David Ferreira Lima, Trindade, Florianópolis 88.040-900 SC, Brazil. luana.florisbal@ufsc.br

<sup>1</sup>Corresponding author. Present Adress: Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre 91500-000, RS, Brazil. E-mail address: stephanie.carvalho@ufrgs.br (S.Carvalho da Silva).

## Abstract

Paleoproterozoic evolution in the eastern portion of South America is marked by crustal accretion and reworking events, mainly of Rhyacian age and recorded as remnants in the basement of Neoproterozoic mobile belts. Because they comprise vestigial records, their genesis and evolution are poorly understood, and their study requires integrated approaches covering lithological, structural and temporal relations. This paper presents new data on the peraluminous Rhyacian magmatism recently identified in southern Brazil, exposed in the Eastern segment of the Dom Feliciano Belt. This magmatism is recorded by two granodioritic rocks intrusive in a peraluminous orthogneiss. Their main structure is an L>>S fabric consisting of



gently-dipping foliation  $(S_1)$  bearing a penetrative, high-rake stretching lineation  $(L_1)$ . Progressive deformation of  $S_1$  develops a steeply-dipping cleavage ( $S_{2a}$ ) bearing a slightly oblique lineation (L<sub>2a</sub>). A third set of planar structures comprises discrete, EW- to ENE-striking shear zones called  $S_{2b}$  synchronous to  $S_{2a}$ . Structural data indicate synchronous development of contractional and transcurrent structures characteristic of transpressive regimes common in collisional orogens. Age data from three samples are used to establish the chronology of magmatic and metamorphic events. Crystallization age of peraluminous orthogneiss defines a concordia age of  $2126 \pm 8$  Ma, with contribution of old crust evidenced by the inherited ages of 2.2 Ga. A magmatic age value of 2083 ± 25 Ma was determined for the porphyritic biotite granodiorite in crystals with concentric zoning pattern, with inheritance ages of ca. 2.2 Ga. Neoproterozoic magmatic activity is represented by a magmatic age of 613 ± 3 Ma found in biotite granite emplaced along the axial plane of  $F_2$  folds. Paleoproterozoic (ca. 2.0 Ga), Archaean (2.7 Ga) and Mesoproterozoic (1.1 Ga) inheritance ages are consistent with crustal recycling. Based on the geochronological results combined with structural, petrographic and field data, this rocks association is interpreted to represent the record of a Rhyacian (2.1 - 2.0 Ga) collisional orogen. An evolutionary model based on the main stages of collisional orogens is proposed and, in order to instigate further discussions and studies, an attempt is made to correlate this orogen with the global geotectonic setting established in Paleoproterozoic times.

**Keywords:** Rhyacian magmatism, Peraluminous magmatism, Paleoproterozoic, U-Pb geochronology, Supercontinent Columbia, Dom Feliciano Belt.



#### 1. Introduction

The record of crustal accretion and reworking of Paleoproterozoic basement (2.2 to 1.9 Ga) is exposed in the eastern portion of South America as fragments of different orogens. According to Brito Neves et al. (2014) most of these records are Rhyacian (2.3 – 2.05 Ga) and related to a large number of tectonic, magmatic and sedimentary events, resulting from accretionary and collisional regimes. The long evolution marked by these multiple events is recorded in the complex tectono-stratigraphic framework of these remnants. Such records are related to the Trans-Amazonian Orogen and represent, according to Schobbenhaus and Brito Neves, (2003), remnants of intraoceanic magmatic arcs associated with subduction events (2.20 – 2.15 Ga) and continental arcs associated to continental collision (2.15 – 2.05 Ga), whose collisional event is indicated by regional metamorphic peak around 2.0 Ga.

Continental collision is a consequence of the subduction of oceanic lithosphere under continental lithosphere (passive margin). The progress of subduction results in the transformation of an arc environment into a collision zone established by the collision of the arc with the passive continental margin (Moores & Twiss, 1995; Pluijm & Marshak, 2004; Zhu et al., 2015). Collision may be characterized as a period of intense deformation with the development of thrust structures and maximum convergence with occurrence of high pressure metamorphism and subordinate igneous activity (Moores & Twiss, 1995; Pluijm & Marshak, 2004). The nature of collisional orogeny, the types of rock and structures generated, as well as the metamorphic conditions produced are controlled by several variables (Condie, 1997; Pluijm & Marshak, 2004). The structures will depend on the shape of the blocks involved in collision, the physical characteristics of the plates (temperature, composition, thickness), and the type of relative movement between the blocks, either frontal or oblique. In frontal collision regimes, dominant structures are related to movements perpendicular to the boundary of the blocks, such as thrust faults. In oblique collisions the strain is partitioned into two components of movement:



a dip-slip one, perpendicular to the orogen boundary and another component of strike-slip, parallel to the boundary (Pluijm & Marshak, 2004).

Development of collisional orogens can be organized into at least three basic stages. The initial stage is characterized by the approximation of the two continental margins (active and passive) (Pluijm & Marshak, 2004; Zhu et al., 2015). According to Zhu et al. (2015) at this stage the oceanic lithosphere is still being subducted and dehydrated, resulting in the generation of continental arc magmatism. This process extends until the edge of the passive margin begins to be deformed (Pluijm & Marshak, 2004). Advance of convergence results in the continental lithosphere dragging from the passive margin to the subduction zone (Zhu et al., 2015) which promotes the meeting of passive and active margins that signal the collisional stage. This phase is marked by the development of thrusts and occurrence of intense metamorphism (Moores & Twiss, 1995; Pluijm & Marshak, 2004).

The orogen then evolves on to a maturation period, and slab breakoff may take place, the source for arc magmatism ends and the generated rocks are metamorphosed. At this moment crustal thickening initiates. The post-collisional stage is assumed as the last one, following the main impact and involving strain concentration along mega shear zones, as stated by Liégeois (1998). After the main impact the collision zone undergoes a transition into an intracontinental setting, which for several authors is considered as part of the post-collisional stage. According to Zhu et al. (2015), it is slab breakoff which establishes an opening for input of magmas from the partial melting of different sources, which accounts for the large variety of post-collisional magmatism. When continental collision replaces subduction, melting of continental crust produces peraluminous granitoids, and this magmatism is emplaced and deformed along thrust sheets or shear zones generated during the evolution of collision (Barbarin, 1999; Harris et al., 1986; Sylvester, 1998).

Crustal evolution studies that integrate tectonics and geochronology suggest that the peaks of age identified along of global geological record are linked to the development of supercontinents (Cawood et al., 2013; Condie et al., 2011; Hawkesworth et al., 2010, 2016). According to Zhao et al. (2002, 2004) the assembly of Columbia Supercontinent is marked by global-scale collisional events around 2.1-



#### Programa de Pós-Graduação em Geociências

1.8 Ga. For Rogers & Santosh (2002, 2003) the assembly would have occurred at 1.9 – 1.8 with breakup at 1.7-1.5. Considering the period proposed by Zhao et al. (2002, 2004) the assembly of Columbia Supercontinent is correlated to the Transamazonian Orogen in South America (2.1- 2.0 Ga).

In South America, Rhyacian remnants are commonly recorded in the basement of Neoproterozoic mobile belts and record overprints by the Brasiliano/Pan-African Cycle (Schobbenhaus and Brito Neves, 2003). Considering that these are trace records, of complex tectono-stratigraphic arrangement, understanding their genesis and evolution will require an integrated approach of their lithological, structural and temporal relations.

In the eastern part of the Dom Feliciano Belt, southern Brazil, Rhyacian remnants are found mostly on top of post-collisional granites. They comprise three TTG-type Paleoproterozoic associations interpreted as record of a continental magmatic arc (Gregory et al., 2011, 2015). The purposes of this paper are: i) to describe and establish the chronology of magmatic events in peraluminous units recently identified in one of these basement areas; ii) to describe and interpret space-time relationships of subunits, in order to understand the genesis and evolution of Rhyacian magmatism recorded in the basement of Dom Feliciano Belt. In order to achieve these goals, detailed field geology data are integrated with U-Pb LA-MC-ICP-MS zircon dating.

## 2. Geological setting

The Dom Feliciano Belt (DFB) (Fig. 1) is a Neoproterozoic orogen formed during the Brasiliano/Pan-Africano Cycle, extending from Southern Brazil (Santa Catarina and Rio Grande do Sul) to Uruguay (Fig. 1). The orogen basement comprises Archaean and Paleoproterozoic sequences. Most Paleoproterozoic basement rocks are Rhyacian and are exposed as roof pendants and basement inlier in southern Brazil and best preserved in Uruguay, where they are interpreted as fragments of the Rio the La Plata Craton or as part of an allochthonous terrain added to the craton. A Siderian record (2.4 - 2.35 Ga) is exposed to the west of the DFB,



represented by the Santa Maria Chico Complex (Hartmman et al., 2008b) interpreted as a fragment of the Rio de La Plata Craton (Hartmann et al., 2007).

The Dom Feliciano Belt is largely dominated by Neoproterozoic units characterized as Cryogenian high-grade metamorphic sequences Cryogenian to Ediacaran medium- to low-grade metamorphic sequences, Tonian to Cryogenian arc-magmatism, a large volume of post-collisional granitic magmatism with Cryogenian to Ediacaran ages, intrusive in the basement and structurally controlled by the Southern Brazilian Shear Belt (Bitencourt & Nardi, 2000). This shear belt is a NE-trending belt parallel to the coast which extends from southern Brazil to Uruguay, as shown in figure 1. The covered of Dom Feliciano Belt is constituted of Ediacaran to Ordovician volcano-sedimentary cover and Paleozoic to Cenozoic sedimentary and volcanic cover.

In southernmost Brazil, Rhyacian-age records are mainly founds basement inliers in low- to medium-grade metamorphic rocks and as roof pendants on granitoids emplaced along the Southern Brazilian Shear Belt (Fig. 1). In both cases their reworking by Neoproterozoic structures is limited. Farther north, in the state of Santa Catarina (Fig. 1) the Rhyacian record is represented by the Camboriú and Águas Mornas complexes and Presidente Nereu Tonalite (Bitencourt et al., 2008; Florisbal et al., 2012; Lopes, 2008; Peternell et al., 2010; Silva, 2006).

The Camboriú Complex is described as basement roof pendants (Florisbal et al., 2012; Lopes, 2008; Peternell et al., 2010) in central-eastern Santa Catarina (Fig. 1), comprised mainly of hornblende-biotite orthogneiss of tonalite to granodiorite composition, with subordinate paragneisses. Ortho- and paragnaisses are migmatitic with trondhjemite to leucogranite leucosomes and granite to leucogranite veins and dykes. The poorly-characterized Águas Mornas Complex, exposed in the eastern portion of Santa Catarina is also considered a roof pendant on Neoproterozoic granites (Bitencourt et al., 2008). It is Composed mainly of monzo- to syenogranite orthogneisses, with subordinate calc-silicate paragnaiss (Silva et al., 2000, 2005, 2008). Another record of the Rhyacian magmatism is represented by basement inlier Presidente Nereu Tonalite (Silva, 2006).



#### Programa de Pós-Graduação em Geociências

In Uruguay Rhyacian magmatism is described in the Nico Perez and Piedra Alta terranes (Bossi et al., 1993). The Piedra Alta terrane does not record Neoproterozoic overprint, and is therefore considered as the best preserved block of the Rio de la Plata Craton. This terrane is composed of volcano-sedimentary metamorphic rocks (low- to medium-grade) separated by the granite-gneiss Florida Belt (Bossi et al., 1993; Bossi & Ferrando, 2001). The Rhyacian basement is represented by granitic rocks (*e.g.* Cufré and Soca granites) and Isla Mala Suite in the Florida Belt (biotite granodiorite and minor leucogranite and diorite - Hartmann et al., 2000). The San José Belt includes the metacites of Paso Severino Formation, the Rospide Gabbro (Hartmann et al., 2008a) and the Montevideo Formation, with gneisses and porphyritic granites (Peel and Preciozzi, 2006; Santos et al., 2003).

The Nico Perez terrane is interpreted as part of an allochthones terrain that was added to the Craton since Neoproterozoic (Oyhantçabal et al., 2011), composed of Archaean and Paleoproterozoic units with Neoproterozoic overprint (Hartmann et al., 2001; Oyhantçabal et al., 2009, 2011; Santos et al., 2003). Rhyacian remnants are represented by the Rivera Granulitic Complex, in the Valentines and Rivera belts. This complex is composed of felsic granulitic orthogneisses and minor metatonalites, metatrondhjemite and sillimanite gneiss (Mallman et al., 2004; Oyhantçabal et al., 2003).

Rhyacian basement comprises two TTG-type rock units in Rio Grande do Sul, the Encantadas and Arroio dos Ratos complexes. The Encantadas Complex, pointed out as an inlier amidst supracrustal metamorphic rocks (Philipp et al., 2008), comprises dioritic, tonalitic and trondhjemitic gneisses, with minor amphibolite and hornblende-rich metaultramafic rocks (Hartmann et al., 2003; Philipp et al., 2008). The Arroio dos Ratos Complex, is formed by three TTG-type associations (A1, A2 and A3) with coeval mafic magmatism, deformed and metamorphosed within a flatlying ductile shear zone (Gregory et al., 2015). A1 comprises garnet-biotite metatonalites, A2 is composed of tonalites and diorites intrusive into A1, and A3 is composed of tonalitic to granodioritic gneisses with well-developed metamorphic banding. Gregory et al. (2015) describes evidence for limited Neoproterozoic structural reworking in all subunits.



The geotectonic setting attributed to most units is active continental margin and the rock associations are interpreted as records of continental magmatic arc (e.g. Arroio dos Ratos Complex – Gregory et al., 2011, 2015; Encantadas Complex -Philipp et al., 2008; Camboriú Complex – Lopes, 2008).



Figure 1 – Main tectonic domains for the Dom Feliciano Belt with location of Rhyacian rock associations (modified from Bitencourt & Nardi, 2000). Location of Figure 2 indicated. 1 – Camboriú Complex, 2 – Águas Mornas Complex, 3 – Presidente Nereu Tonalite, 4 – Encantadas Complex, 5 – Arroio dos Ratos Complex, 6 – Florida Belt (Isla Mala Suite, granites and tonalites), 7 –Montevideo Formation - San José Belt (gneiss and porphyritic granite), 8 –Paso Severino Formation - San José Belt, 9 - Rospide Gabro - San José Belt; 10 –Granulite - Valentines Belt; 11 – Metatrondjhemite - Rivera Belt. References in the text.



## 3. Geological outline of the study area

In the neighbouring region north of the area studied by Gregory et al. (2015), integrated studies of field structural geology and microstructures carried out in an area of about 8.5 km<sup>2</sup> have led to the identification of a peraluminous magmatism as part of the Arroio dos Ratos Complex (Fig. 2). The region is located between the transcurrent shear zones Dorsal de Canguçu and Quitéria-Serra do Erval, both part of Southern Brazilian Shear Belt (Bitencourt & Nardi, 2000). The peraluminous rocks comprise three variably deformed and structurally concordant units and a fourth rock-type exposed about 3 km to the east. The rock types comprise a peraluminous orthogneiss (pog) locally interleaved with tabular slices of fine-grained gneiss (fgg), a porphyritic biotite granodiorite (pbg) and a biotite granite (bg).



Figure 2 – Regional setting of Arroio dos Ratos Complex and surrounding units, with location of analysed samples.



#### Programa de Pós-Graduação em Geociências

The peraluminous orthogneiss (pog) is a fine- to coarse-grained biotitemuscovite gneiss of monzogranitic composition and dominant interlobate granoblastic texture (Fig. 3a). Zircon, apatite and monazite are the main accessory phases. A metamorphic irregular and discontinuous banding is marked by alternating felsic and mafic, mm-thick bands. The felsic bands contain K-feldspar, quartz and plagioclase, whereas the mafic bands are essentially composed of biotite and muscovite, of lepidoblastic texture. A mm- to cm-spaced banding, marked by grainsize variation is locally found. The foliation is anastomosed and marked by the orientation of micas and lenticular quartz-feldspatic aggregates. (Fig. 3b).

Up to 20 cm-thick tabular slices of fine-grained granodiorite-composition gneiss (fgg) are found locally interleaved with the peraluminous orthogneiss (Fig. 3c) along the main foliation. This rock is strongly foliated, with granoblastic interlobate texture and incipient, irregular, mm-thick banding given by segregation of felsic and mafic minerals. Accessory minerals are zircon, apatite and monazite.

A porphyritic biotite granodiorite (pbg) is intrusive in the peraluminous orthogneiss. It contains about 40% of plagioclase megacrystals (up to 7.0 mm, some of them zoned) set in a fine- to medium-grained, hypidiomorphic matrix (Fig. 3d). Accessory minerals are zircon and apatite. Foliation is anastomosed and marked by the orientation of biotite.

Microstructures formed under high temperature conditions are observed in the pog, fgg and pbg, represented by cheesboard-pattern subgrains and recrystallization by grain-boundary migration and subgrain rotation,- in quartz, suggestive of temperature conditions around 650 °C (Khruhl, 1996; Passchier & Trouw, 2005; Stipp et al., 2002). K-feldspar shows recrystallization features suggestive of subgrain rotation which point to a temperature interval of 500-600°C (Tullis et al., 2000) and fine-grained recrystallized K-feldspar whose development also indicates high-temperature conditions (Vernon et al., 1983). Plagioclase shows subgrain rotation and grain boundary migration recrystallization indicative of deformation temperatures near 650 °C (Passchier & Trouw, 2005). Relatively low-temperature deformation is local and affects all three rock types (pog, fgg and pbg). It is marked by local bulging recrystallization in quartz suggestive of 300–450 °C (Stipp et al., 2002). In the



porphyritic biotite granodiorite the lower-temperature is also marked by sagenitic texture in biotite accompanied by chlorite and white mica, and fine-grained carbonate lenses.

The pog, fgg and pbg varieties are affected by the same deformation phases. The contacts between pog and pbg are often obliterated by irregular, up to 15 cm thick, leucogranite and aplo-pegmatitic injections, mostly parallel to the main foliation.

The fourth rock type is a biotite granite that forms tabular bodies oriented parallel to the axial planes of folds. No contact relations with the other varieties are observed. It is a fine- to medium-grained rock with hypidiomorphic texture and strong magmatic foliation marked by the alignment of biotite. Acessory minerals are zircon, apatite and titanite.



Figure 3 – Main features of the studied rocks. (a) Peraluminous orthogneiss with granoblastic texture. (b) Sub-horizontal banding marked by distinct grain size and composition. Anastomosed foliation marked by quartz-feldspatic bands. (c) Fine-grained gneiss with incipient and irregular, mm-thick banding marked by segregation of felsic and mafic minerals. (d) Porphyritic biotite granodiorite with aligned plagioclase megacrystals marking the main foliation.



Structures from the first deformation phase (D<sub>1</sub>) compose an L>>S fabric best developed in the peraluminous orthogneiss but also recorded in the fine-grained gneiss and porphyritic biotite granite. The main planar structure is a gently-dipping foliation S<sub>1</sub> (Fig. 4a, b) bearing a down-dip stretching lineation L<sub>1</sub> (Fig. 4a, c and d). In the pog, S<sub>1</sub> is a compositional banding, whilst L<sub>1</sub> is marked by stretching of quartz-feldspathic aggregates and records top-to-the-northwest shear sense. It is less well developed in the pbg, marked the preferred orientation of biotite flakes. Plagioclase megacrysts are locally aligned in the S<sub>1</sub> planes. S<sub>1</sub> is the main planar structure of the fgg and is marked mainly by preferred orientation of biotite and irregular, mm-thick banding.

The distribution of poles to  $S_1$  forms a girdle pattern (Fig. 4b), consistent with tight and symmetric folds  $F_2$  (Fig. 4c). At the hinges of  $F_2 L_1$  is so well developed that an L-tectonite domain is created, attesting to constrictive deformation (Fig. 4c). The second deformation phase (D<sub>2</sub>) results in folding of  $S_1$  by  $F_2$  and development of ENE-trending, steeply-dipping axial-plane cleavage  $S_{2a}$  (Fig. 5a, b) bearing a slightly oblique stretching lineation  $L_2$  (Fig. 5c). Further deformation concentration along  $S_{2a}$  results in dextral strike-slip shear zones which displace  $S_1$  (Fig. 5b).

A third set of planar structures was identified as active at the same time as  $S_{2a}$ , and therefore called  $S_{2b}$ . The synchronicity of these structures is evidenced by pegmatites emplaced and deformed along one of them, but branching out into the other, where they are equally deformed. (Fig. 5d).  $S_{2b}$  is represented by mostly sinistral, NE-trending, irregular, cm-thick, discrete shear zones.







Figure 4 –  $D_1$  structural features. (a) Gently-dipping foliation  $S_1$  with pronounced down-dip stretching lineation  $L_1$  in peraluminous orthogneiss. (b) Lower hemisphere, equal-area contour plot diagram for the distribution of poles to  $S_1$  with low to moderate dip, distributed along a girdle due to  $F_2$  folds. Notice high rake of stretching lineation ( $L_1$ ) on the foliation plane, and its moderate plunge to west, parallel to  $F_2$  axis  $B_2$ . Calculated axis (black star) is consistent with the measured axis (pink stars). (c)  $F_2$  folds in peraluminous orthogneiss with down-dip stretching lineation  $L_1$  (d) Pronounced down-dip stretching lineation  $L_1$  in porphyritic biotite granodiorite.







Figure 5 –  $D_2$  structural features. (a) Lower hemisphere, equal-area contour plot diagram showing distribution of poles to  $S_{2a}$  ENE-trending, steeply-dipping cleavage, and slightly oblique lineation  $L_2$  indicative of strike-slip kinematic. (b) Dextral strike-slip shear zones displacing  $S_1$  due concentration of deformation in  $S_{2a}$ . (c)  $S_{2a}$  steeply-dipping foliation and oblique lineation  $L_2$  in Porphyritic Biotite granodiorite. (d) ENE-trending, dextral  $S_{2a}$  and NE-trending sinistral  $S_{2b}$  strike-slip shear zones, with pegmatites that alternate from one to the other.

## 4. Geochronology

# 4.1 Previous Rhyacian geochronological data from the Dom Feliciano Belt

Previous Rhyacian ages (U-Pb SHRIMP and LA-MC-ICP-MS in zircon) from the basement of the Dom Feliciano Belt range from 2006 to 2257 Ma (Table 1). Most of the available data are reported in Uruguay and reveal magmatic ages in the 2.0 Ga to 2.2 Ga interval. Metamorphic ages around 2.0 and 2.1 are reported locally in a single terrain. Prevailing ages in Santa Catarina and Rio Grande do Sul are 2.1-2.2 Ga. Although this shields are intensely reworked in Neoproterozoic times, few



metamorphic ages are reported from Rhyacian remnants (Basei et al., 2013; Camozzato et al., 2013; Hartmann et al., 2003; Silva et al., 2000, 2002).

Table 1 – Previous U-Pb in Zircon Rhyacian ages for cratonic remnants in the Dom Feliciano Belt.

Rock type - Unit	Method	Age Ma	Age Interpretation			
Santa Catarina						
Presidente Nereu Tonalite	SHRIMP	$2200 \pm 7^{(1)}$	Igneous			
Orthogneiss - Camboriú Complex	SHRIMP	$2006 \pm 3^{(1)}$	Igneous			
Granodiorite gneiss - Águas Mornas Complex	SHRIMP	$2176 \pm 13^{(1)}$	Igneous			
Granite – Águas Mornas Complex	SHRIMP	$2174 \pm 22^{(2)} \\ 868 \pm 330^{(2)}$	Igneous Metamorphic			
Uruguay						
Amphibolitic gneiss (San José Belt)	LA-MC- ICP-MS	$2202 \pm 8^{(3)}$	Igneous			
Gneiss – Montevideo Formation (San José Belt)	SHRIMP	$2165 \pm 38^{(4)}$	Igneous			
Porphyritic granite – Montevideo Formation (San José Belt)	LA-MC- ICP-MS	$2158 \pm 24^{(3)}$	Igneous			
Metadacite – Paso Severino Formation (San José Belt)	SHRIMP	$2146 \pm 7^{(4)}$	Igneous			
Rospide Gabbro (San José Belt)	SHRIMP	$\begin{array}{c} 2086 \pm 7^{(5)} \\ 2076 \pm 6^{(5)} \end{array}$	Igneous			
Biotite granodiorite - Isla Mala Suite (Florida Belt)	SHRIMP	$2074\pm6^{(6)}$	Igneous			
Biotite monzogranite - Isla Mala Suite (Florida Belt)	SHRIMP	$2065 \pm 9^{(6)}$	Igneous			
Soca Granite (Florida Belt)	SHRIMP	$2056\pm6^{(4)}$	Igneous			
Cufré Granite (Florida Belt)	LA-MC- ICP-MS	$2053 \pm 14^{(3)}$	Igneous			
Granulite (Valentines Belt)	SHRIMP	$\begin{array}{c} 2163 \pm 8^{(4)} \\ 2058 \pm 3^{(4)} \end{array}$	Igneous Metamorphic			
Metatrondjhemite (Rivera Belt)	SHRIMP	$\begin{array}{c} 2140 \pm 6^{(4)} \\ 2077 \pm 6^{(4)} \end{array}$	Igneous Metamorphism			
Rio Grande do Sul						
Belizário ultramafic amphibolite - Encantadas Complex	SHRIMP	$\begin{array}{c} 2257 \pm 12^{(7)} \\ 1989 \pm 21^{(7)} \\ 702 \pm 21^{(7)} \end{array}$	Igneous Metamorphic Metamorphic			
Orthogneiss- Encantadas Complex	LA-MC- ICP-MS	$\begin{array}{c} 2153 \pm 20^{(8)} \\ 2112 \pm 22^{(8)} \\ 643 \pm 3,2^{(8)} \end{array}$	Igneous Igneous Metamorphic			



A1 Metatonalite - Arroio dos Ratos Complex	LA-MC- ICP-MS	$2148 \pm 33^{(9)}$	Igneous
A2 Tonalite - Arroio dos Ratos Complex	LA-MC- ICP-MS	$\begin{array}{c} 2150 \pm 28^{(9)} \\ 2136 \pm 27^{(9)} \end{array}$	Igneous
A3 Tonalite gneiss Granodiorite gneiss - Arroio dos Ratos Complex	LA-MC- ICP-MS	$\begin{array}{c} 2099 \pm 10^{(9)} \\ 2081 \pm 7^{(9)} \\ 2077 \pm 13^{(9)} \end{array}$	Igneous
Granodiorite gneiss - Arroio dos Ratos Complex	SHRIMP	$2078 \pm 13 \; Ma^{(10)}$	Igneous
1) - Silva et al. (2000); (2) – Silva	a et al. (2002); (3) -	- Peel and Preciozzi (2006)	; (4) – Santo

(1) - Silva et al. (2000); (2) – Silva et al. (2002); (3) – Peel and Preciozzi (2006); (4) – Santos et al. (2003); (5) – Hartmann et al. (2008a); (6) – Hartmann et al. (2000); (7) – Hartmann et al. (2003); (8) – Camozzato et al. (2013); (9) – Gregory et al. (2015); (10) – Leite et al. (2000).

## 4.2 Analytical Procedures

All samples were crushed, sieved and milled. The zircon grains were separated by isodynamic techniques, magnetic separation, heavy liquid and manual separation. About 100 crystals of different shapes and roundness were collected from the least magnetic zircon fraction of samples and then mounted and polished in a standard epoxy mount. The mounts were carbon-coated and cathodoluminescence (CL) images were obtained using a Quanta 250 FEG electron microscope equipped with Mono L3+ cathodoluminescence spectroscope (Centaurus) at Centro de Pesquisas Geocronológicas from Universidade de São Paulo (CPGeo/USP). The images were used before analyses in order to investigate internal structures of crystals and evaluate the best spot location.

LA-MC-ICP-MS U–Pb data on zircon were acquired using a Finnigan Neptune coupled to an Excimer ArF laser ablation system ( $\lambda$  = 193 nm) at Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo), University of São Paulo, Brazil. Conditions of laser at time of measure were: 6 Hz frequency, 32 µm spot size, and energy varied 7 mJ/pulse. Two standards (GJ- 1-32 and NIST-612) were used for correction of instrumental drift. Errors reported in 1 $\sigma$ .



## 4.3 Samples and Results

A total of three samples were selected for LA-MC-ICP-MS analyses; sample locations are shown in figure 2 and table 2.

Two samples were collected at sites of  $S_1$  (primary structure), outcrop ST 01. Sample ST 01A is the peraluminous orthogneiss and sample ST 01 C is the porphyritic biotite granodiorite, intrusive in the orthogneiss. The third sample was collected at outcrop ST 02 and represents the biotite granite emplaced parallel to the F<sub>2</sub> axial plane.

Table 2 – UTM coordinates of the analysed samples											
Rock type Sample	UTM N	UTM E	Method								
Peraluminous orthogneiss											
ST 01A	6657 838	413 476	U-Pb zircon LA-MC-ICP-MS								
Porphyritic biotite											
granodiorite	6657 801	413 505	U-Pb zircon LA-MC-ICP-MS								
ST 01C											
Biotite granite			LI-Ph zircon LA-MC-ICP-MS								
ST 02B	6657 383	416 279	0-F 0 ZICON LA-MC-ICF-MS								
	$C_{1}$										

(UTM data – fuse: 22J; datum: Córrego Alegre)

## 4.3.1 Zircon texture

The peraluminous orthogneiss, (sample ST 01A), zircon crystals are varied in size and shape (Fig. 6). Crystal size are around 100 to 400  $\mu$ m. The zircon populations comprise mostly subrounded to rounded grains, with some elongate crystals, rarely showing well-preserved bipyramidal faces. The zoning patterns are concentric, oscillatory and regular. Some crystals have brighter cores. Overgrowths are marked by dark rims at crystal borders, sometimes outlining its morphology. Subrounded and rounded shape of some crystals is due to these rims. Because they are too narrow for LA-MC-ICP-MS spot sizes, these rims were not analysed.

The Porphyritic Biotite granodiorite (ST 01C sample) zircon crystals comprise elongate, prismatic (aspect ratio of 1:3) and subrounded grains, in general with preserved bipyramial faces (Fig. 7). Crystal size very between 150 to 400  $\mu$ m. The



zoning patterns are mostly concentric and regular. Some crystals display brighter cores with truncated zoning. We interpret the zoned crystals and the rims as magmatic zircon and the brighter and trucated cores of some crystals as inherited.

The Biotite Granite (ST 02B sample) the zircon grains are smaller, with sizes between 60 and 150  $\mu$ m. The population comprises prismatic, elongate grains (aspect ratio of 1:3) and preserved bipyramial terminations in addition to rare subrounded grains (Fig. 8 and 9). The zoning patterns are mostly concentric and regular, and some crystals shown oscillatory zoning. Overgrowths are marked by dark rims, although scarce bright rims are also identified. Fractures are scarce.

## 4.3.2 Peraluminous orthogneiss – Sample ST 01A

A total of 38 zircon spot analyses were performed on sample ST 01A. From the whole set, the least discordant 20 results (discordance  $\leq$  10%) were selected (Table 3). From this subset six analyses (#2.1, #10.1, #18.1, #19.1, #22.1, #23.1) with discordance  $\leq$  5%, obtained in the crystal brighter cores, define a concordia age of 2126 ±7.6 Ma (MSWD = 0.21) (Fig. 6). The Th/U ratio values for this group, between 0.33 and 0.56, are compatible with magmatic zircons. This concordia age is interpreted as the best estimate for the crystallization age of the protolith. One individual age value <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb of 2259 ± 33 Ma (#7.1) was interpreted as an inherited core. Considering the whole data set, we obtain an upper intercept age of 2117±21 Ma (MSWD = 4.8), which is quite similar to the concordia age obtained from the least discordant spots. The spots not used for age calculation (blank ellipses on figure 6) were discarded based on high amounts of common Pb contents or Pb loss.



#### Programa de Pós-Graduação em Geociências

Table 3. LA-MC-ICP-MS U-Pb data used for U-Pb age calculation - sample ST 01A (peraluminous orthogneiss)

		Abso	lute	Absolute			Absolute		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	Error	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	Error	% Disc
Spot	Spot size	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ	rho	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1σ	Age (Ma)	1σ	Age (Ma)	1σ	
Peraluminous of	orthogneiss	s - Sample S	ST - 01A										
Protholith Age -	% discordar	nce ≤5%											
ST-01A- 2.1c	(32um)	6.9826	0.1611	0.3869	0.0050	0.46	0.1309	0.0032	2.108	0.023	2.110	0.043	1.0
ST-01A- 10.1c	(32um)	7.2387	0.1517	0.3941	0.0047	0.70	0.1332	0.0028	2.142	0.022	2.141	0.037	0.0
ST-01A- 18.1c	(32um)	7.1799	0.1493	0.3931	0.0043	0.01	0.1325	0.0030	2.137	0.020	2.131	0.039	0.0
ST-01A- 19.1c	(32um)	7.0493	0.1418	0.3878	0.0042	0.71	0.1318	0.0028	2.113	0.019	2.122	0.037	1.0
ST-01A- 22.1c	(32um)	7.4773	0.1298	0.4055	0.0038	0.80	0.1337	0.0024	2.194	0.018	2.148	0.032	-2.0
ST-01A- 23.1c	(32um)	7.1105	0.1505	0.3884	0.0044	0.69	0.1328	0.0030	2.115	0.020	2.135	0.040	1.0
Inherited core -	% discordan	ice ≤5%											
ST-01A- 7.1c	(32um)	8.2167	0.1566	0.4179	0.0046	0.35	0.1426	0.0027	2.251	0.021	2.259	0.033	1.0
Lead loss - % di	scordance ≤	≤10% (plotte	d, but not u	ised for age	calculation)								
ST-01A- 1.1 r	(32um)	5.6549	0.0911	0.3289	0.0031	0.47	0.1247	0.0018	1.833	0.015	2.024	0.026	10.0
ST-01A- 3.1c	(32um)	6.5418	0.1141	0.3682	0.0037	0.98	0.1289	0.0022	2.021	0.017	2.083	0.030	3.0
ST-01A- 5.1r	(32um)	5.6641	0.0888	0.3290	0.0030	0.99	0.1249	0.0019	1.833	0.015	2.027	0.027	10.0
ST-01A- 6.1c	(32um)	5.8360	0.0901	0.3418	0.0031	0.84	0.1238	0.0018	1.895	0.015	2.012	0.026	6.0
ST-01A- 9.1c	(32um)	6.4460	0.1248	0.3687	0.0040	0.83	0.1268	0.0025	2.023	0.019	2.054	0.034	2.0
ST-01A- 9.2c	(32um)	6.4791	0.1192	0.3717	0.0039	0.83	0.1264	0.0023	2.037	0.018	2.049	0.032	1.0
ST-01A- 11.1c	(32um)	6.8231	0.1208	0.3762	0.0038	0.95	0.1316	0.0023	2.058	0.018	2.119	0.030	3.0
ST-01A- 12.1c	(32um)	6.5255	0.1128	0.3714	0.0037	0.75	0.1274	0.0021	2.036	0.017	2.063	0.029	2.0
ST-01A- 21.1c	(32um)	6.6661	0.1134	0.3692	0.0031	0.50	0.1309	0.0021	2.026	0.014	2.111	0.026	5.0
ST-01A- 30.1r	(32um)	6.7265	0.0990	0.3705	0.0030	0.80	0.1317	0.0019	2.032	0.015	2.120	0.027	5.0
ST-01A- 30.2r	(32um)	6.5929	0.1122	0.3637	0.0031	0.77	0.1315	0.0021	2.000	0.015	2.118	0.027	6.0
ST-01A- 33.1c	(32um)	6.8668	0.1249	0.3905	0.0034	0.97	0.1275	0.0022	2.125	0.016	2.064	0.030	-2.0
ST-01A- 35.1c	(32um)	6.3845	0.1117	0.3525	0.0031	0.92	0.1314	0.0022	1.946	0.015	2.116	0.029	9.0

All Pb ratio corrected for common Pb. Errors are 1o. % Disc is discordance. c= core and r=rim







Figure 6 – LA-ICP-MS Concordia diagram for peraluminous orthogneiss (sample ST 01A) with cathodoluminescence (CL) images of analysed zircon crystals showing spot number (top number) and obtained <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb ages. All analyses plotted as blank ellipses were not used for age calculation and are interpreted as due to Pb loss.

## 4.3.3 Porphyritic biotite granodiorite – Sample ST 01C

Thirty five spots were analysed on sample ST 01C and from this set 16 spots with discordance  $\leq$ 5% were selected (Table 4). Six spots (#6.1, #10.1, #13.1, #14.1, #15.1 and #27.1) obtained in brighter cores with truncated zoning define a weighted mean average age  ${}^{207}$ Pb/ ${}^{206}$ Pb of 2112 ± 31 Ma (MSWD = 0.12) (Fig. 7) and are interpreted as inherited cores, as well as one individual age  ${}^{207}$ Pb/ ${}^{206}$ Pb (#16.1) of



## Programa de Pós-Graduação em Geociências

2175±41 Ma (dark grey and black spots on figure 7). The magmatic crystallization age of this sample was obtained in rims and cores of nine crystals with concentric zoning pattern and define  ${}^{207}$ Pb/ ${}^{206}$ Pb weighted mean average age of 2083 ± 25 Ma (MSWD = 0.035). The upper intercept age of 2130±36 Ma shown in figure 7 obtained with the whole data set is a mean age between inherited and magmatic ages and doesn't represent a real geological meaning.



Figure 7 – LA-ICP-MS concordia diagram for porphyritic biotite granodiorite (sample ST 01C) with cathodoluminescence (CL) images of zircon crystals (dashed line – magmatic crystallization ages; solid line – inheritance ages). Light grey elipses: crystallization ages; dark grey and black elipses: inheritance ages.



## Programa de Pós-Graduação em Geociências

Table 4. LA-MC-ICP-MS U-Pb data used for U-Pb age calculation - sample ST 01C (Porphyritic biotite granodiorite)													
	Spot	Abso	olute	Absolute		Abso	Absolute		Error	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	Error	% Disc	
Spot	size	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ	rho	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1σ	Age (Ma)	1σ	Age (Ma)	1σ	
Porphyritic biotite granodiorite - Sample ST - 01C													
Magmatic Age - % discordance ≤5%													
ST-01C- 4.1r	(32um)	6.4675	0.1585	0.3620	0.0031	0.65	0.1296	0.0029	1.992	0.015	2.092	0.040	5.0
ST-01C- 12.1c	(32um)	7.0277	0.2078	0.3918	0.0045	0.04	0.1301	0.0038	2.131	0.021	2.099	0.051	-1.0
ST-01C- 14.2r	(32um)	6.4615	0.1227	0.3635	0.0029	0.94	0.1289	0.0025	1.999	0.014	2.083	0.034	5.0
ST-01C- 16.2r	(32um)	6.1389	0.1182	0.3533	0.0029	0.97	0.1260	0.0025	1.950	0.014	2.043	0.035	5.0
ST-01C- 17.1r	(32um)	6.7585	0.1254	0.3805	0.0030	0.91	0.1288	0.0025	2.079	0.014	2.082	0.034	1.0
ST-01C- 18.1r	(32um)	6.3985	0.1261	0.3608	0.0031	0.94	0.1286	0.0026	1.986	0.015	2.079	0.036	5.0
ST-01C- 20.2c	(32um)	6.6459	0.1262	0.3737	0.0034	0.51	0.1290	0.0024	2.047	0.016	2.084	0.033	2.0
ST-01C- 21.1r	(32um)	6.4649	0.1241	0.3637	0.0030	0.54	0.1289	0.0026	2.000	0.014	2.083	0.035	5.0
ST-01C- 22.1r	(32um)	6.5048	0.1244	0.3681	0.0030	0.57	0.1282	0.0026	2.021	0.014	2.073	0.035	3.0
Inherited core - 9	% discorda	nce $\leq$ 5%											
ST-01C- 6.1c	(32um)	6.7054	0.1726	0.3736	0.0034	0.89	0.1302	0.0031	2.046	0.016	2.100	0.042	3.0
ST-01C- 10.1c	(32um)	6.6668	0.2483	0.3678	0.0057	0.40	0.1315	0.0051	2.019	0.027	2.118	0.067	5.0
ST-01C- 13.1c	(32um)	6.8975	0.1661	0.3821	0.0041	0.20	0.1309	0.0033	2.086	0.019	2.110	0.044	2.0
ST-01C- 14.1c	(32um)	6.7779	0.1340	0.3773	0.0032	0.74	0.1303	0.0026	2.064	0.015	2.102	0.035	2.0
ST-01C- 15.1c	(32um)	6.8084	0.1422	0.3783	0.0035	0.71	0.1305	0.0028	2.068	0.016	2.105	0.038	2.0
ST-01C- 27.1c	(32um)	7.0280	0.1202	0.3847	0.0032	0.79	0.1325	0.0023	2.098	0.015	2.131	0.030	2.0
ST-01C- 16.1c	(32um)	7.3820	0.1677	0.3942	0.0040	0.75	0.1358	0.0032	2.142	0.019	2.175	0.041	2.0

All Pb ratio corrected for common Pb. Errors are  $1\sigma$ . % Disc is discordance. c = core and r = rim.



#### 4.3.4 Biotite granite – Sample ST 02B

Thirty six spots were analysed in sample ST 02B and from this set 26 spots were selected (Table 5). Two Paleoproterozoic inherited ages were identified and the  $^{207}$ Pb/ $^{206}$ Pb weighted mean average age for those spots is of 2061 ± 0.014 Ma (MSWD = 0.98). Also, other two (#11.1 and #27.1) concordant individual grain  $^{207}$ Pb/ $^{206}$ Pb age of 1100 ± 53 Ma (discordance  $\leq$  7%) were obtained and are interpreted as inherited ages. One individual age (#3.1) indicates an Archaean inherited age of 2700  $\pm$  33 Ma (discordance  $\leq$  6%). Concordia of Archaean, Paleoand Mesoproterozoic inheritance ages is shown in figure 8. Eight analyses (#5.1, #6.1, #8.2, #10.1, #1.1, #13.1, #24.1, #30.1) with discordance  $\leq 2\%$ , obtained in cores and rims of crystals with concentric and oscillatory zoning pattern and preserved bipyramial terminations, define a Neoproterozoic age cluster. However, 4 spots define an older concordia age of 660.7 ± 8.8 Ma (MSWD= 0.15), interpreted as Neoproterozoic inheritance, and other 4 spots define a younger concordia age of  $612.9 \pm 2.6$  Ma (MSWD = 0.56) (fig. 9), interpreted as the rock crystallization age. These spots have  ${}^{207}$ Pb/ ${}^{206}$ Pb weighted mean average age calculated at 655 ± 42 Ma (MSWD = 0.065) and 607 ± 13 Ma (MSWD = 0.45), respectively.



ST-02B- 27.1

(32um)

#### Instituto de Geociências

## Programa de Pós-Graduação em Geociências

Table 5. LA-MC-ICP-MS U-Pb data used for U-Pb age calculation - sample ST 02B (Biotite granite).												
		Abso	lute	Absolute			Abso	lute	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	Error	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	Error
Spot	Spot size	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ	rho	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1σ	Age (Ma)	1σ	Age (Ma)	1σ
Biotite	granite - Sa	mple ST - 0	2B									
Magmatic Age	- % discorda	ance ≤ 2%										
ST-02B- 1.1	(32um)	0.8770	0.0193	0.1036	0.0013	0.48	0.0614	0.0013	0.636	0.007	0.652	0.047
ST-02B- 5.1	(32um)	0.8041	0.0167	0.0980	0.0011	0.99	0.0595	0.0013	0.603	0.006	0.586	0.048
ST-02B-6.1	(32um)	0.8414	0.0456	0.1023	0.0019	0.40	0.0597	0.0037	0.628	0.011	0.591	0.137
ST-02B- 8.2	(32um)	0.8228	0.0187	0.0995	0.0012	0.71	0.0599	0.0014	0.612	0.007	0.602	0.05
ST-02B- 10.1	(32um)	0.8427	0.0430	0.1036	0.0014	0.40	0.0590	0.0032	0.635	0.008	0.567	0.118
ST-02B- 13.1	(32um)	0.9313	0.0231	0.1106	0.0010	0.54	0.0611	0.0016	0.676	0.006	0.642	0.055
ST-02B- 24.1	(32um)	0.9134	0.0159	0.1081	0.0008	0.93	0.0613	0.0011	0.661	0.005	0.650	0.038
ST-02B- 30.1	(32um)	0.9180	0.0155	0.1077	0.0008	0.94	0.0618	0.0011	0.659	0.005	0.668	0.038
Inherited core -	% discorda	nce ≤10%										
ST-02B- 3.1	(32um)	13.1498	0.2763	0.4989	0.0066	0.95	0.1912	0.0040	2.609	0.029	2.752	0.033
ST-02B- 4.1	(32um)	6.2752	0.1197	0.3557	0.0042	0.61	0.1280	0.0023	1.962	0.02	2.070	0.032
ST-02B- 7.1	(32um)	7.0551	0.1331	0.3902	0.0045	0.08	0.1311	0.0024	2.124	0.021	2.113	0.032
ST-02B- 8.1	(32um)	6.2960	0.1260	0.3602	0.0044	0.51	0.1268	0.0026	1.983	0.021	2.054	0.035
ST-02B- 9.1	(32um)	5.9310	0.1182	0.3435	0.0042	0.37	0.1252	0.0025	1.903	0.02	2.032	0.034
ST-02B- 11.1	(32um)	1.9796	0.0547	0.1877	0.0020	0.90	0.0765	0.0021	1.109	0.011	1.108	0.053
ST-02B- 15.1	(32um)	6.0946	0.0932	0.3531	0.0029	0.04	0.1252	0.0019	1.95	0.014	2.031	0.026
ST-02B- 16.1	(32um)	6.5557	0.0909	0.3735	0.0029	0.97	0.1273	0.0017	2.046	0.014	2.061	0.024
ST-02B- 17.1	(32um)	6.4412	0.0966	0.3686	0.0031	0.59	0.1267	0.0018	2.023	0.015	2.053	0.025
ST-02B- 18.1	(32um)	6.5494	0.0927	0.3691	0.0030	0.93	0.1287	0.0018	2.025	0.014	2.080	0.024
ST-02B- 19.1	(32um)	6.5761	0.0911	0.3724	0.0029	0.99	0.1281	0.0019	2.041	0.014	2.072	0.027
ST-02B- 21.1	(32um)	6.0810	0.0780	0.3488	0.0024	0.99	0.1264	0.0017	1.929	0.012	2.049	0.024
ST-02B- 25.1	(32um)	6.2362	0.0811	0.3562	0.0025	0.94	0.1270	0.0018	1.964	0.012	2.056	0.024

0.96

0.0779 0.0014 1.074

0.008

1.143

0.034

1.9460 0.0345 0.1813 0.0014

% Disc

3.0 -2.0 -4.0 -1.0 -11.0 -5.0 -1.0 2.0

6.0
6.0
0.0
4.0
7.0
0.0
5.0
1.0
2.0
3.0
2.0
5.0
5.0

7.0



## Programa de Pós-Graduação em Geociências

ST-02B- 28.1	(32um)	6.7712	0.1063	0.3780	0.0031	0.92	0.1299	0.0022	2.067	0.014	2.097	0.029	2.0
ST-02B- 28.2	(32um)	6.6448	0.1063	0.3722	0.0031	0.68	0.1295	0.0022	2.040	0.014	2.091	0.029	3.0
ST-02B- 29.1	(32um)	5.5559	0.0836	0.3265	0.0025	0.90	0.1234	0.0019	1.821	0.012	2.006	0.027	10.0

All Pb ratio corrected for common Pb. Errors are 1o. % Disc is discordance. c= core and r= rim.





Programa de Pós-Graduação em Geociências

Figure 8 – LA-ICP-MS Concordia diagram of inheritance age for biotite granite (sample ST 02B) with cathodoluminescence (CL) images of zircon crystals.





Figure 9 – LA-ICP-MS Concordia diagram of Neoproterozoic crystallization age for biotite granite (sample ST 02B) with cathodoluminescence (CL) images of zircon crystals. (Light grey elipses - crystallization age; dark grey elipses - older Neoproterozoic inherited ages).

## 5. Discussion

The integrated approach based on field studies, petrography and LA-MC-ICP-MS U-Pb zircon dating has led to the characterization of a Rhyacian peraluminous magmatism in the eastern portion of the Dom Feliciano Belt. In adittion, a magmatic Neoproterozoic record was identified, bearing Archaean, Rhyacian and older Neoproterozoic inheritances. The ages determined from the three studied rock types are interpreted on the basis of crystal morphology, core-border textural relations and Th/U ratios.



### Programa de Pós-Graduação em Geociências

The structural framework registered in the set of units formed by the peraluminous orthogneiss, porphyritic biotite granodiorite and fine-grained gneiss points out the synchronous development of dip-slip and strike-slip structures resulting from transpressive deformation, possibly related to an oblique collision regime.

Deformation is partitioned into two progressive phases  $D_1$  and  $D_2$ .  $D_1$  is marked by the generation of L>>S fabric, with gently-dipping foliation  $S_1$  bearing down-dip stretching lineation  $L_1$ . This phase is responsible for the tectonic interleaving of units along  $S_1$ , generating thrust structures of top-to-the-northwest shear sense. The evidence demonstrates the activity of dip-slip deformation in contractional domains. Transcurrent kinematic is marked by dextral slip along steeply-dipping axial-plane foliation planes  $S_{2a}$  bearing oblique stretching lineation  $L_{2a}$ which develop into dextral strike-slip shear zones that displace  $S_1$ . The L-tectonite domain, typical of constrictive deformation best developed at the hinges of  $F_2$  folds, but also found on the limbs of  $F_2$  allows to establish a connection between development of  $L_1$  and folding ( $F_2$ ). Such relation points toward synchronicity of these structures. Considering further that the generation of  $F_2$  folds promotes the development of  $S_2$ , we conclude for the progressive nature of  $D_1$  and  $D_2$  structures.

 $L_1$  results from a constrictive regime and, therefore, one dominated by pure shear, whilst  $L_2$  develops in a transcurrent regime, and therefore, dominanted by simple shear. The contemporaneity of these two lineations in two regimes (pure and simple shear) characterizes deformation occurred in transpressive environment.

Structural and petrographic studies carried out on the main rock types (pog, pbg and fgg) support the peraluminous nature of these rocks and suggests that the porphyritic biotite granodiorite and the fine-grained gneiss represent, the same rock, with different degrees of deformation and recrystallization. Microstructural features of all studied rocks suggest high temperature conditions (~ 650°C) for the metamorphic and deformational process, compatible with upper amphibolite facies. These conditions are the same conditions described by Gregory et al. (2015).

Geochronological data indicate  $2126 \pm 7.6$  Ma as the peraluminous orthogneiss crystallization age. Inheritance ages of 2.2 Ga evidence the contribution of old crustal source to this rock. The slightly younger ages identified in this rock



#### Programa de Pós-Graduação em Geociências

were attributed to lead loss, since they are all very discordant. The porphyritic biotite granodiorite, as determined by its intrusive nature is younger, with a crystallization age of 2083  $\pm$  25 Ma. Inherited ages of *ca.* 2.1 Ga are registered in brighter and truncated cores, correlated with the peraluminous orthogneiss crystallization age. Considering the crystallization age and the emplacement of pbg locally controlled by S<sub>1</sub>, as well as the progressive development of structures, the deformation is taken to be also Rhyacian.

Comparing geochronological with the data of these rocks two geochronological data in Gregory et al. (2015) relative to TTG-type associations of the Arroio dos Ratos Complex (A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub> and A<sub>3</sub>), an overlap is recognized between the porphyritic biotite granodiorite magmatic age and the igneous ages of tonalitic and granodioritic gneiss of their  $A_3$  (2077  $\pm$  13 Ma). For the peraluminous orthogneiss an overlap with the age of their  $A_2$  tonalite (2136 ± 27 Ma) is possible only when uncertainties related with these ages are considered. However, according to the central age values the peraluminous orthogneiss is younger by ca.20 Ma.

The Neoproterozoic overprint is limited to local features. It is mainly ascribed to the emplacement of biotite granite parallel to  $F_2$  axial planes, but no direct contact relations are found. Geochronological data from this rock reveals crystallization age of 612.9 ± 2.6 Ma. The inheritance ages, predominantly Paleoproterozoic (2.0 Ga), and minor Archaean (2.7 Ga), Mesoproterozoic (1.1 Ga) and Neoproterozoic (~ 660 Ma) suggest important crustal recycling in Neoproterozoic times. Because the studied rocks and the Arroio dos Ratos Complex TTG-type association compose vestigial records embedded in the tectono-stratigraphic arrangement, and because they are not found in direct contact, the spatial correlation is hindered by the discontinuity of the record. However, from the integration of the dataset obtained in this study with the one presented by Gregory et al. (2015, 2017) it is possible to construct a model for the genesis and evolution of the units in a hypothetic oblique collision environment.

The proposed model is based on the three main stages of development of a collisional orogeny (Fig. 10). In this model the  $A_1$  and  $A_2$  TTG-type associations defined by Gregory *et al.* (2015) represent the pre-collisional stage of the orogen at



2.15 Ga, characterized by continental arc magmatism. About 20 Ma after that, the crystallization of the peraluminous orthogneiss protholith marks the collisional stage with crustal melting and generation of peraluminous magmatism at approximately 2.13 Ga. Post-collisional stage is registered about 2.08 Ga with the emplacement of peraluminous magmas in different places of the orogen, represented by the porphyritic biotite granodiorite (2083  $\pm$  25 Ma) and by the A<sub>3</sub> rocks (2077  $\pm$  13 Ma). Different compositions represented by these units can be explained by the input of magmas (from the partial melting of different sources), triggered by slab-breakoff after the collision climax. The post-collisional stage is further evidenced by the transpressive deformation, whose partitioning and consequent development of thrust and transcurrence zones are described as typical of this stage (Tikoff & Teyssier, 1994; Teyssier *et al.*, 1995).

Zhao et al. (2002, 2004) correlate the collision events occurred during 2.1 - 1.8 Ga reported on a global scale with the assembly of Columbia Supercontinent. According to Hawkesworth et al. (2016) the peaks of ages identified along the geological records reflect the better preservation potential of rocks generated in continental collision environments and coincident with the supercontinent development. Inclusion of the Rio de La Plata Craton in the reconstructions of the Columbia supercontinent is hampered by the reduced number of preserved exposures of Paleoproterozoic units (Zhao et al., 2002) and by the absence of paleomagnetic data for these segments (Santos, 2012). However, the participation of the Rio de la Plata Craton in the assembly of Columbia is strongly considered since most of this supercontinent has developed along the Equator (Rogers & Santosh, 2002, 2003; Santos, 2012).



## **Continental magmatic Pre-Collisional** arc (TTG) 2.15 Ga Passive margin Early peraluminous 2.13 Ga granites - Orthogneiss Arc rocks protolith Passive margin **COLLISIONAL OROGEN** Metamorphism ? 2.13 to 2.08 Crustal melting Late peraluminous magmatism 2.08 Ga Heat flow ¥ Slabbreakoff 2 3 1 Δ

#### Programa de Pós-Graduação em Geociências

Figure 10 – Schematic geotectonic evolution model of Rhyacian collisional orogen. 1- Arc rocks (TTG); 2- orthogneiss protolith; 3- peraluminous orthogneiss; 4- porphyritic biotite granodiorite and fine-grained gneiss.



## 6. Conclusions

Based on the geochronological results combined with petrographic and field studies and with previously discussed data from Gregory at al., (2015) the studied rocks are interpreted to record a Rhyacian collisional orogen established at 2.1 - 2.0 Ga. Considering the wide occurrence of collisional orogens described between 2.1-1.8 Ga and correlated to the assembly of supercontinent Columbia (Zhao et al., 2002), it is possible to suppose that a connection exists between the collisional event responsible for the generation of the studied rocks and the assembly of Columbia Supercontinent.

## Acknowledgements

We acknowledge financial support provided by: (i) Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes) as an MSc Scholarship to S. Carvalho da Silva, (ii) the Brazilian National Research Council (CNPq) - Universal Project Nº 471266/2010-8 granted to M.F. Bitencourt, and (iii) to the Rio Grande do Sul State Research Foundation (FAPERGS) Project Nº 10.16039 granted to L. Nardi and M.F. Bitencourt.



#### References

- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. Lithos 46, 605–626.
- Basei, M.A.S., Neto, M.C.C., Lopes, A.P., Nutman, A.P., Liu, D., Sato, K. 2013. Polycyclic evolution of Camboriú Complex migmatites, Santa Catarina, Southern Brazil: integrated Hf isotopic and U-Pb age zircon evidence of episodic reworking of a Mesoarchean juvenile crust. Brazilian Journal of Geology, 43 (3), 427-443.
- Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S., 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. Revista Brasileira de Geociências, 30, 184 187.
- Bitencourt ,M.F., Bongiolo E.M., Philipp R.P., Morales L.F.G., Rubert R.R., Melo, C.L., Luft Jr., J.L. 2008. Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na Região de Garopaba-Paulo Lopes, SC. Revista Pesquisas em Geociências 35, 109-136.
- Bossi, J. & Ferrando, L. 2001. Carta Geológica del Uruguay, versión 2.0. Escala 1:500.000. Geo editores. Montevideo.Uruguay.
- Bossi, J., Preciozzi, F., and Campal, N., 1993, Predevoniano en el Uruguay I: Terreno Piedra Alta: Montevideo, Dirección Nacional de Minería y Geología 1, 1–50.
- 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.
- Camozzato, E., Philipp, R.P., Chemale Jr., F., 2013. Evolução Tectônica e Geocronologia U-Pb em zircão da terminação sul do Terreno Tijucas (RS, Brasil). *In:* VII Congreso Uruguayo de Geología, Montevideo, Resúmenes Extendidos, p. 7.
- Cawood, P.A., Hawkesworth, C.J., Dhuime, B., 2013. The continental record and the generation of continental crust: GSA Bulletin 125 (1:2), 14–32. doi: 10.1130/B30722.1.
- Condie, K.C., 1997. Plate Tectonics and Crustal Evolution. Fourth ed. Butterworth-Heinemann, Oxford.
- Condie, K.C., Bickford, M.E., Aster, R.C., Belousova, E., Scholl, D.W., 2011. Episodic zircon ages, Hf isotopic composition, and the preservation rate of continental crust: GSA Bulletin 123 (5:6), 951–957. doi: 10.1130/B30344.1
- Florisbal, L.M., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., Heaman, L.M., 2012. Space-time relation of post-collisional granitic magmatism in Santa Catarina, southern Brazil: U-Pb LA-MC-ICP-MS zircon geochronology of coeval mafic-felsic magmatism





related to the Major Gercino Shear Zone. Precambrian Res. 216–219, 132–151. doi:10.1016/j.precamres.2012.06.015

- Gregory, T.R., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2011. Caracterização estrutural e petrológica de metatonalitos e metadioritos do Complexo Arroio dos Ratos na sua seção-tipo, região de Quitéria, RS. Pesquisas em Geocieências 38, 85–108.
- Gregory, T.R., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Florisbal, L.M., 2017. Petrogenesis of metamorphosed Paleoproterozoic, arc-related tonalites, granodiorites and coeval basic to intermediate rocks from southernmost Brazil, based on elemental and isotope geochemistry. Lithos 277, 72–91.
- Gregory, T.R., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Florisbal, L.M., Chemale, F., 2015. Geochronological data from TTG-type rock associations of the Arroio dos Ratos Complex and implications for crustal evolution of southernmost Brazil in Paleoproterozoic times. Journal South America Earth Science 57, 49–60. doi:10.1016/j.jsames.2014.11.009
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C (Eds.), Collision Tectonics, Vol. 19. Geol. Soc.Spec. Publ., pp. 67–81. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04
- Hartmann, L.A., Bossi, J., Santos, J.O.S., Mc Naughton, N.J., Piñeyro, D., 2008a. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Rospide gabbro from the paleoproterozoic San Jose Belt, Rio de La Plata Craton, Uruguay: A chronological proof of magma mingling. Revista Sociedad Uruguaya de Geología. 15, 40–53
- Hartmann, L.A., Campal, N., Santos, J.O., McNaughton, N., Bossi, J., Schipilov. A., Lafon, J.M., 2001. Archean crust in the Río de La Plata Craton, Uruguay– SHRIMP U-Pb zircon reconnaissance geochronology. Journal South American Earth Sciences 14, 557–570.
- Hartmman, L.A., Chemale Jr., F., Phillip, R.P., 2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Frantz, J.C. & Ianuzzi, R. (Eds.), Geologia do Rio Grande do Sul – 50 Anos do IG-UFRGS. Porto Alegre, Editora Comunicação e Identidade. CIGO e IG-UFRGS, p 97-123.
- Hartmman, L.A., Liu, D., Wang, Y., Massone, H.-J., Santos, J.O.S., 2008b. Protolith age of Santa Maria Chico granulites dated on zircons from an associated amphibolites-facies granodiorite in southernmost Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 80(3), 543-551.
- Hartmann, L.A., Piñeyro, D., Bossi, J., Leite, J., Mcnaughton, N., 2000. Zircon Ur-Pb shrimp dating of Paleoproterozoic Isla Mala granitic magmatism in the Rio de la Plata craton, Uruguay. Journal of South American Earth Sciences 13 (2), 105-113. Elsevier.



- Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Leite, J.A.D., Porcher, C.C., Mcnaughton, N.J., 2003 Metamorphic evolution and U-Pb zircon SHRIMP geochronology of the Belizário ultramafic amphibolite, Encantadas complex, southernmost Brazil. An. Acad. Bras. Cienc. 75, 393–403. doi:10.1590/S0001-37652003000300010
- Hawkesworth, C. J., Cawood, P. A., Dhuime, B., 2016. Tectonics and crustal evolution. GSA Today 26 (9), 4-11. doi: 10.1130/GSATG272A.1
- Hawkesworth, C., Dhuime, B., Pietranik, A., Cawood, P., Kemp, T., Storey, C., 2010. The generation and evolution of the continental crust: Journal of the Geological Society 167, 229–248. doi: 10.1144/0016-76492009-072
- Khruhl, J.H., 1996. Prism- and basis-parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. J. Metamorph. Geol. 14, 581–589.
- Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., Fernandes, L.A.D., McNaughton, N.J., Soliani Jr., E., Koester, E., Santos, J.O.S., Vasconcellos, M.A.Z., 2000. Zircon UePb SHRIMP dating of gneissic basement of the Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. J. South Am. Earth Sci. 13, 739-750.
- Liégeois, J.P., 1998. Some words on the post-collisional magmatism. Preface to Special Edition on Post-Collisional Magmatism. Lithos 45, xv-xvii.
- Lopes, A.P., 2008. Geologia do Complexo Camboriú (SC). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, pp.119.
- Mallmann, G., Chemale Jr., F., Morales, L.F.G., 2004. Evolução estrutural da porção sul do Terreno Nico Pérez, Uruguai: registro da convergência entre as Placas Rio de La Plata e Kalahari no final do Neoproterozóico. Revista Brasileira de Geociências 34(2), 201-212.

Moores, E.M., Twiss, R.J., 1995. Tectonics. New York, W.H. Freeman & Co., 415 p.

Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Presnyakov, S., Layer, P., 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). J. Geol. Soc. 166, 1075–1084

Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., 2011. The Río de la Plata Craton: A review of units, boundaries, ages and isotopic signature. Int. J. Earth Sci. 100, 201–220. doi:10.1007/s00531-010-0580-8

Passchier, C.W. & Trouw, R.A. 2005. Microtectonics. Springer, Berlin.

- Peel E., Preciozzi F., 2006. Geochronologic synthesis of the Piedra Alta Terrane, Uruguay. In: V South American Symposium on Isotope Geology. Punta del Este, Uruguay, pp. 234–237.
- Peternell, M., Bitencourt, M.F., Kruhl, J.H., Stäb, C., 2010. Macro and microstructures as indicators of the development of syntectonic granitoids and host rocks in the




Camboriú region, Santa Catarina, Brazil. J. South Am. Earth Sci. 29, 738–750. doi:10.1016/j.jsames.2009.11.006

- Philipp, R.P., Lusa, M., Nardi, L.V.S., 2008. Petrology of dioritic, tonalitic and trondhjemitic gneisses from Encantadas Complex, Santana da Boa Vista, southernmost Brazil: Paleoproterozoic continental-arc magmatism. An. Acad. Bras. Cienc. 80, 735–748. doi:10.1590/S0001-37652008000400013
- Pluijm, B.A.V.D. & Marshak, S., 2004. Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics. International Student Edition. New York/London, W.W. Norton & Company, Inc., 412-498 p.
- Rogers, J.J.W., Santosh, M., 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. Gondwana Research 5, 5–22.
- Rogers, J.J.W., Santosh, M., 2003. Supercontinents in Earth history. Gondwana Research 6, 357–368.
- Santos, F.B., 2012. Estudo Paleomagnético de unidades Paleoproterozoica do Cráton Amazônico. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosfericas, Universidade de São Paulo, pp. 252.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., Piñeyro, D., McNaughton, N.J., 2003. Duration of the Trans-Amazonian Cycle and Its Correlation within South America Based on U-Pb SHRIMP Geochronology of the La Plata Craton, Uruguay. Int. Geol. Rev. 45, 27–48. doi:10.2747/0020-6814.45.1.27

Schobbenhaus C and Brito Neves BB. 2003. Geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul Americana. In: Bizzi, A.L., Schobbenhaus, C., Vidotti, M.R., Gonçalves, J.H. (Eds.), Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil, Brasília: Serviço Geológico do Brasil-CPRM, pp. 5-54.

- Silva, L.C., 2006. Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros. Brasília: Publicações Especiais do Serviço Geológico do Brasil CPRM, pp.132
- Silva, L.C., Armstrong, R., Pimentel, M.M., Scandolara, J., Ramgrab, G., Wildner, W., Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Rizzoto, G., Quadros, M.L.E.S., Sander, A., Rosa, A.L.Z., 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos Pré-Cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte iii: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena. Revista Brasileira de Geociências. doi:10.5327/rbg.v32i4.1005
- Silva, L.C., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I., 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of a Neoproterozoic overprint in Paleoproterozoic graniticgneissic terranes, southern Brazil. Am. Mineral. 85, 649–667.

Silva, L.C., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2005. SHRIMP U-Pb zircon



geochronology of Neoproterozoic crustal granitoids (Southern Brazil): A case for discrimination of emplacement and inherited ages. Lithos 82, 503–525. doi:10.1016/j.lithos.2004.09.029

- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmidt, S.M. 2002. The eastern Tonale fault zone: a "natural laboratory for crystal plastic deformation of quartz over temperature range from 250 to 700°C. Journal of Structural Geology 24, 1861-1884.
- Sylvester, P.J., 1998, Post-collisional strongly peraluminous granites. Lithos,45, 29-44.
- Teyssier, C., Tikoff, B., Marley, M., 1995. Oblique plate motion and continental tectonics. Geology 23, 447 450.
- Tikoff, B., Teyssier, C., 1994. Strain modeling of displacement field partitioning in transpressional orogens. Journal of Structural Geology 16, 1575-1588.
- Tullis, J., Stünitz, H., Teyssier, C., & Heilbronner, R., 2000. Deformation microstructures in quartzo-feldspathic rocks. In: Journal of the Virtual Explorer, Vol. 2.
- Vernon, R.H., Williams, V.A., Darcy, W.F., 1983. Grain-size reduction and foliation development in a deformed granitoid batholith. Tectonophysics 92, 123-145.

Zhao, G.C., Cawood, P.A., Wilde, S.A., Sun, M., 2002. Review of global 2.1-1.8 Ga orogens: implications for a pre Rodinia supercontinent. Earth-Science Reviews 59, 125-162.

Zhao, G.C., Sun, M., Wilde, S. A., Li S. Z., 2004. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup. Earth-Science Reviews 67, 91-123.

Zhu, D.-C., Wang, Q., Zhao, Z.-D., Chung, S.-L., Cawood, P.A., Niu, Y., Liu, S.-A., Wu, F.-Y., Mo, X.-X., 2015. Magmatic record of India-Asia collision. Scientific Report 5, 14289. doi:10.1038/srep14289





# CAPÍTULO V CONSIDERAÇÕES FINAIS

O arcabouço estrutural do conjunto de unidades constituído pelo Ortognaisse peraluminoso, Biotita granodiorito porfíritico e Biotita gnaisse fino, atesta o desenvolvimento síncrono de estruturas de empurrão *(dip-slip)* e componentes de transcorrência (*strike-slip*), resultado de um regime transpressivo, possivelmente associado a um ambiente de colisão oblíqua.

A deformação foi particionada em duas fases progressivas. A primeira marcada pelo desenvolvimento da trama L>>S e pela intercalação das unidades ao longo da foliação de baixo ângulo (S<sub>1</sub>). A presença da lineação de estiramento (L<sub>1</sub>) de alto *rake*, com registro de movimento de topo para noroeste evidencia a atividade da componente do tipo *dip-slip* em um domínio contracional. A fase de transcorrência é demonstrada pela foliação sub-vertical (S<sub>2a</sub>) contendo uma lineação de estiramento (L<sub>2</sub>). Dado o caráter oblíquo da L<sub>2</sub>, verifica-se que o movimento não foi puramente horizontal. O desenvolvimento de domínios locais de tectonito L, típicos de regimes constritivos, melhor desenvolvidos nas charneiras das dobras F<sub>2</sub>, mas também presentes nos flancos permite estabelecer uma conexão entre a L<sub>1</sub> e esta fase de dobramento, o que demonstra a contemporaneidade destas duas estruturas. Considerando ainda que a geração das dobras F<sub>2</sub> resulta no desenvolvimento da foliação plano axial S<sub>2</sub>, afirma-se o caráter progressivo das estruturas S<sub>1</sub>, L<sub>1</sub> e S<sub>2</sub>, L<sub>2</sub>.

A  $L_1$  é resultante de um regime constritivo e, portanto com predomínio de cisalhamento puro, enquanto a  $L_2$  se desenvolve em um regime transcorrente e, por consequência em um domínio de cisalhamento simples. A contemporaneidade entre estas duas lineações, logo entre os dois regimes (puro e simples) caracteriza uma deformação em ambiente transpressivo com predomínio de cisalhamento puro.

Os estudos estruturais e petrográficos corroboram o caráter peraluminoso das rochas estudadas e sugerem que o biotita granodiorito porfíritico e o gnaisse fino representam a mesma unidade com diferentes graus de deformação e



recristalização. As microestruturas descritas apontam um intervalo de temperatura compatível com fácies anfibolito superior (~ 650 °C) para os processos metamórficos e deformacionais das unidades.

Os dados geocronológicos obtidos para o ortognaisse peraluminoso indicam uma idade de cristalização de 2126  $\pm$  7,6 Ma, com contribuição de crosta antiga, evidenciada pela presença de idades herdadas de 2,2 Ga. As concórdias obtidas para o biotita granodiorito porfíritico indicam uma intrusão e cristalização em 2083  $\pm$ 25 Ma. Considerando a idade de cristalização desta unidade e seu posicionamento, localmente controlado pela foliação sub-horizontal S<sub>1</sub>, bem como o caráter progressivo de desenvolvimento das estruturas (S<sub>1</sub>, L<sub>1</sub>; S<sub>2</sub>, L<sub>2</sub>) conclui-se que a deformação é paleoproterozoica.

O registro do retrabalhamento neoproterozoico ocorre de forma localizada. É representado pelo biotita Granito, cujo posicionamento é concordante à atitude dos planos axiais das dobras F<sub>2</sub>, mas sem relações de contato direta com as demais unidades. Os dados geocronologicos obtidos para este litotipo revelam uma idade de cristalização de 612 Ma. A presença de heranças predominantemente paleoproterozoicas (2.0 Ga), além de idades arqueana (2,7 Ga), mesoproterozoica (1,1 Ga) e neoproterozoica (~660 Ma) evidenciam importantes processos de reciclagem crustal, ocorridos no neoproterozoico.

Por constituírem registros vestigiais incorporados ao arranjo tectonoestratigráfico do Cinturão Dom Feliciano, e por não apresentarem relações de contato entre si, a correlação espacial das associações TTG do Complexo Arroio dos Ratos com as rochas estudadas é dificultada pela descontinuidade do registro. Entretanto, a partir da integração do conjunto de dados obtidos neste estudo com aqueles previamente descritos por Gregory *et al.* (2015; 2017), torna-se viável a construção de um modelo de gênese e evolução em ambiente de colisão oblíqua.

O modelo proposto baseia-se nos três principais estágios de desenvolvimento de uma orógeno colisional. As associações TTG (A1 e A2) definidas por Gregory *et al.* (2015) representam o registro do estágio pré-colisional do orógeno em 2,15 Ga, marcado pela ocorrência de magmatismo típico de arco continental. Cerca de 20 Ma depois a cristalização do protólito do ortognaisse peraluminoso, assinala o estágio



colisional com fusão crustal e geração de magmatismo peraluminoso, há aproximadamente 2,13 Ga.

O estágio pós-colisional é registrado em torno de 2,08 Ga com a intrusão de magmas peraluminosos em diferentes locais do orógeno, representados pelo biotita granodiorito porfirítico (2083 Ma) e pelas rochas da Associação 3 (2077 ± 13 Ma). O magmatismo de composições diversas refletido por estas unidades pode ser explicado pelo processo de entrada de magmas (oriundos da fusão parcial de fontes distintas), desencadeado pelo *slab-breakoff* após o climax da colisão (Ligeois, 1998; Zhu *et al.* 2015).

Este estágio é também evidenciado pelo caráter transpressivo da deformação, cuja partição e o consequente desenvolvimento de estruturas de empurrão e zonas de cisalhamento são descritos como típicos do estágio pós-colisional (Tikoff & Teyssier, 1994; Teyssier *et al.* 1995).

Assim, este conjunto de rochas é intepretado como o registro de um orógeno colisional estabelecido no paleoproterozoico entre 2.1 – 2.0 Ga. Tendo em vista a ampla ocorrência de orógenos colisionais descritos entre 2,1 – 1,8 Ga e, conforme pontuado por Zhao *et al.* (2002), correlacionáveis à amalgamação do supercontinente Columbia, é possível aventar a hipótese de que o orógeno caracterizado no presente trabalho tenha conexão com este evento de aglutinação de massas continentais. Trabalhos futuros de tratamento e comparação de dados geoquímicos permitirão refinar o modelo propososto.





Figure 4 – Modelo de evolução geotectônica proposto para o orógeno colisional. 1- Rochas do arco (TTG); 2- protólito do ortognaisse; 3- ortognaisse peraluminoso; 4- biotite granodiorito porfirítico e ganisse granodirítico fino.





# CAPÍTULO VI REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F.F.M., Amaral, G., Cordani, U.G., Kawashita, K., 1973. The Precambrian evolution of the South American cratonic margin, South of Amazonas River. *In*: Nairn, A.C.M., Kanes, W.H., Stehli, F.G. (Eds.), The Ocean Basins and Margins. Plenum, New York, pp 411 – 446.

Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B, Fuck R. A. 1977. As províncias estruturais do Brasil. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Bol. Esp., 12p.

Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. Lithos 46, 605–626.

Basei, M.A.S., Neto, M.C.C., Lopes, A.P., Nutman, A.P., Liu, D. & Sato, K. 2013. Polycyclic evolution of Camboriú Complex migmatites, Santa Catarina, Southern Brazil: integrated Hf isotopic and U-Pb age zircon evidence of episodic reworking of a Mesoarchean juvenile crust. Brazilian Journal of Geology, 43 (3), 427-443.

Bitencourt, M.F. & Nardi, L.V.S., 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. Revista Brasileira de Geociências, 30, 184 – 187.

Bitencourt ,M.F., Bongiolo E.M., Philipp R.P., Morales L.F.G., Rubert R.R., Melo, C.L., Luft Jr., J.L. 2008. Estratigrafia do Batólito Florianópolis, Cinturão Dom Feliciano, na Região de Garopaba-Paulo Lopes, SC. Revista Pesquisas em Geociências 35, 109-136.

Bossi, J. & Ferrando, L. 2001. Carta Geológica del Uruguay, versión 2.0. Escala 1:500.000. Geo editores. Montevideo.Uruguay.



Bossi, J., Preciozzi, F., Campal, N. 1993. Predevoniano en el Uruguay I: Terreno Piedra Alta. Montevideo, Dirección Nacional de Minería y Geología 1, 1–50.

Camozzato, E., Lopes, R.C., Philipp, R.P., 2012. Programa Geologia do Brasil -PGB. Mapa Geológico da Folha Hulha Negra (SH.22.Y-C-1). Carta Geológica. Porto Alegre, CPRM, 1 vol., (1):1-128, escala: 1:100.000.

Camozzato, E., Philipp, R.P., Chemale Jr., F., 2013. Evolução Tectônica e Geocronologia U-Pb em zircão da terminação sul do Terreno Tijucas (RS, Brasil). *In:* VII Congreso Uruguayo de Geología, Montevideo, Resúmenes Extendidos, p. 7.

Cawood, P.A., Hawkesworth, C.J., Dhuime, B., 2013. The continental record and the generation of continental crust: GSA Bulletin 125 (1:2), 14–32. doi: 10.1130/B30722.1.

Centeno, A., Nardi, L.V.S., Bitencourt, M.F., 2012. Os granitóides sintectônicos póscolisionais Sanga do Areal, intrusivos no Complexo Arroio dos Ratos, na região de Quitéria, RS. Dissertação de mestrado. IGEO/UFRGS, Porto Alegre [66 f.] il.

Condie, K.C., Bickford, M.E., Aster, R.C., Belousova, E., Scholl, D.W., 2011. Episodic zircon ages, Hf isotopic composition, and the preservation rate of continental crust: GSA Bulletin 123 (5:6), 951–957. doi: 10.1130/B30344.1

Condie, K.C., 1997. Plate Tectonics and Crustal Evolution. Fourth ed. Butterworth-Heinemann, Oxford.

Delgado, I.M., Souza, J.D., Silva, L.C., Silveira Filho, N.C., Santos, R.A., Pedreira, A.J., Guimarães, J.T., Agelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Gomes, I.P., Lacerda Filho, J.V., Valente, C.R., Perrotta, M.M., Heineck, C.A., 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico, in: Bizzi, L.A., Schobenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds.), Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil, Brasília: CPRM. Serviço Geológico do Brasil, pp. 227-334.



Dewey, J.F., Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., 1998. Transpression and transtension zones. *In:* Holdsworth, R.E., Strachan, R.A, Dewey, J.F. (Eds), Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. Geological Society, London, Special Publication 135: 1-14.

Fernandes, L.A.D., Tommasi, A., Porcher, C.C., Vieira Jr., N.,Marques-Toigo, M., Guerra-Sommer, M., Piccoli, A. E., 1988. Mapa geológico de parte das folhas de Quitéria (SH 22-Y-B-I-4) e Várzea do Capivarita (SH 22-Y-B-I- 3), RS. Porto Alegre, UFRGS, Série Mapas, 1 v., 1 mapa preto e branco, escala 1:50.000

Florisbal, L.M., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., Heaman, L.M., 2012. Space-time relation of post-collisional granitic magmatism in Santa Catarina, southern Brazil: U-Pb LA-MC-ICP-MS zircon geochronology of coeval mafic-felsic magmatism related to the Major Gercino Shear Zone. Precambrian Res. 216–219, 132–151. doi:10.1016/j.precamres.2012.06.015

Fontana, E., Nardi, L.V.S., Bitencourt, M.F., Knijnik, D.B., 2012. Caracterização geoquímica e petrogenética dos Granitóides Arroio Divisa, região de Quitéria, Rio Grande do Sul. Geol. USP 12 (3), 33-56.

Fossen, H. & Tikoff, B., 1993. The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression-transtension tectonics. Journal os Structural Geology 15, 413-422.

Gregory, T.R., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2011. Caracterização estrutural e petrológica de metatonalitos e metadioritos do complexo arroio dos ratos na sua seção-tipo, região de Quitéria, RS. Pesqui. em Geociencias 38, 85–108.

Gregory, T.R., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Florisbal, L.M., 2017. Petrogenesis of metamorphosed Paleoproterozoic, arc-related tonalites, granodiorites and coeval basic to intermediate rocks from southernmost Brazil, based on elemental and isotope geochemistry. Lithos 277, 72–91.



Gregory, T.R., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Florisbal, L.M., Chemale, F., 2015. Geochronological data from TTG-type rock associations of the Arroio dos Ratos Complex and implications for crustal evolution of southernmost Brazil in Paleoproterozoic times. Journal South American Earth Science 57, 49–60.

Harbert, W., 1991. Late Neogene relative motions of the Pacific and North American plates. Tectonics 10, 1–16.

Harland, W.B. 1971. Tectonic Transpression in Caledonian Spitsbergen. Geological Magazine 108, 27-42.

Harris, N.B.W., Pearce, J.A., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C (Eds.),Collision Tectonics, Vol. 19. Geol. Soc.Spec. Publ., pp. 67–81.

Hartmann, L.A., Bitencourt, M.F., Santos, J.O.S., Mcnaughton, N.J., Rivera, C.B., Betiollo, L., 2003a. Prolonged Paleoproterozoic magmatic participation in the Neoproterozoic Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Brazil, based on zircon U-Pb SHRIMP geochronology. J. South Am. Earth Sci. 16, 477-492.

Hartmann, L.A., Bossi, J., Santos, J.O.S., Mc Naughton, N.J., Piñeyro, D., 2008a. SHRIMP U-Pb Zircon Geochronology of the Rospide Gabbro from the Paleoproterozoic San Jose Belt, Rio de La Plata Craton, Uruguay: A chronological proof of magma mingling. Revista Sociedad Uruguaya de Geología 15,40–53

Hartmann, L.A., Campal, N., Santos, J.O., McNaughton, N., Bossi, J., Schipilov. A., Lafon, J.M., 2001. Archean crust in the Río de La Plata Craton, Uruguay–SHRIMP U-Pb zircon reconnaissance geochronology. Journal South American Earth Sciences 14, 557–570.

Hartmman, L.A., Chemale Jr, F., Phillip, R.P., 2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Frantz, J.C. & Ianuzzi, R. (Eds.), Geologia do



Rio Grande do Sul – 50 Anos do IG-UFRGS. Porto Alegre, Editora Comunicação e Identidade. CIGO e IG-UFRGS, p 97-123.

Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., Mcnaughton, N.J., Santos, J.O.S. 1999. Deepest exposed crust of Brazil – SHRIMP establishes three events. Geology. 27(10), 947-950.

Hartmann, L.A., Leite, J.A.D., Silva, L.C., Remus, M.V.D., Mc Naughton, N.J., Groves, D.I., Fletcher, I.R., Santos, J.O.S., Vasconcellos, M.A.Z., 2000b. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. Australian Journal of Earth Science, 47, 829–844.

Hartmman, L.A., Liu, D., Wang, Y., Massone, H.-J., Santos, J.O.S., 2008b. Protolith age of Santa Maria Chico granulites dated on zircons from an associated amphibolites-facies granodiorite in southernmost Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 80(3), 543-551.

Hartmann, L.A., Piñeyro, D., Bossi, J., Leite, J. A.D & Mcnaughton, N. 2000a. Zircon U-Pb shrimp dating of Paleoproterozoic Isla Mala granitic magmatism in the Rio de La Plata craton, Uruguay. Journal of South American Earth Sciences 13 (2),105-113.

Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Leite, J.A.D., Porcher, C.C., Mcnaughton, N.J., 2003b. Metamorphic evolution and U-Pb zircon SHRIMP geochronology of the Belizário ultramafic amphibolite, Encantadas complex, southernmost Brazil. An. Acad. Bras. Cienc. 75, 393–403.

Hawkesworth, C. J., Cawood, P. A., Dhuime, B., 2016. Tectonics and crustal evolution. GSA Today 26 (9), 4-11. doi: 10.1130/GSATG272A.1

Hawkesworth, C., Dhuime, B., Pietranik, A., Cawood, P., Kemp, T., Storey, C., 2010. The generation and evolution of the continental crust: Journal of the Geological Society 167, 229–248. doi: 10.1144/0016-76492009-072



Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M., Silva, L.C., Trouw, R.A.J., Janasi, V.C. 2004. A Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito Neves, B.B. (Eds.), O desvendar de um continente: a moderna geologia da América do Sul e o legado da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, pp. 203-234.

Knijnik, D.B., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Pinto, V.M., Fontana, E., 2012. Caracterização Geoquímica do Granodiorito Cruzeiro do Sul: magmatismo shoshonítico pós-colisional neoproterozóico em zona de transcorrência, região de Quitéria, RS. Geologia USP 12 (1), 17-38.

Laux, J.H. & Bongiolo, E.M., 2011. Geoquímica do Complexo Granulítico Santa Maria Chico: arco de ilha Proterozóico no Rio Grande do Sul. *In*: Anais Congresso Brasileiro de Geoquímica, 13, 744-747.

Laux, J.H.; Bongiolo, E.M; Klein, C., Iglesias, C.M.F., 2012. Programa de Geologia do Brasil-PGB. Folha Lagoa da Meia Lua, SH.21-Z-B-VI. Estado do Rio Grande do Sul. Carta Geológica. Porto Alegre, CPRM, 1 mapa colorido, escala 1:100.000.

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

Le Maitre, R.W. 1989. A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell Scientific Publ., London, 193p.

Liégeois, J.P., 1998. Some words on the post-collisional magmatism. Preface to Special Edition on Post-Collisional Magmatism, Lithos, 45, xv-xvii.



Lopes, A.P., 2008. Geologia do Complexo Camboriú (SC). Tese de Doutorado. Curso de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Universidade de São Paulo. São Paulo, 102 pp.

Ludwig, K.R., 2003. Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel\_ (revised version). In: Special Publication 4. Berkeley Geochronological Center, Berkeley, CA, 70 pp.

Mallmann, G., Chemale Jr., F., Morales, L.F.G., 2004. Evolução estrutural da porção sul do Terreno Nico Pérez, Uruguai: registro da convergência entre as Placas Rio de La Plata e Kalahari no final do Neoproterozóico. Revista Brasileira de Geociências 34(2), 201-212.

Meert, J.G., 2002. Paleomagnetic evidence for a Paleo-Mesoproterozoic supercontinent, Columbia. Gondwana Research 5, 207–215.

Meert, J.G., 2012. What's in a name? The Columbia (Paleopangaea/Nuna) supercontinent. Gondwana Research 21, 987–993.

Moores, E.M., Twiss, R.J., 1995. Tectonics. New York, W.H. Freeman & Co., 415 p.

Nardi, L.V.S. & Hartmann, L.A., 1979. O Complexo Granulítico Santa Maria Chico do Escudo Sul-Rio-grandense. Acta Geologica Leopoldensia, 6, 45-75.

Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Presnyakov, S., Layer, P., 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). J. Geol. Soc. 166, 1075–1084

Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K. 2011. The Río de la Plata Craton: A review of units, boundaries, ages and isotopic signature. Int. J. Earth Sci. 100, 201–220. doi:10.1007/s00531-010-0580-8



Peel E., Preciozzi F., 2006. Geochronologic synthesis of the Piedra Alta Terrane, Uruguay. In: V South American Symposium on Isotope Geology. Punta del Este, Uruguay, pp. 234–237.

Pesonen, L.J., Elming, S.-A, Mertanen, S., Pisarevsky, S., D'Agrella-Filho, M.S., Meert, J.G., Schmidt, P.W., Abrahamsen, N., Bylund, G., 2003. Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic. Tectonophysics 375, 289–324.

Peternell, M., Bitencourt, M.F., Kruhl, J.H., Stäb, C., 2010. Macro and microstructures as indicators of the development of syntectonic granitoids and host rocks in the Camboriú region, Santa Catarina, Brazil. J. South America Earth Science 29, 738–750. doi:10.1016/j.jsames.2009.11.006

Philipp, R.P., Lusa, M., Nardi, L.V.S., 2008. Petrology of dioritic, tonalitic and trondhjemitic gneisses from Encantadas Complex, Santana da Boa Vista, southernmost Brazil: Paleoproterozoic continental-arc magmatism. An. Acad. Bras. Cienc. 80, 735–748. doi:10.1590/S0001-37652008000400013

Pluijm, B.A.V.D. & Marshak, S., 2004. Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics. International Student Edition. New York/London, W.W. Norton & Company, Inc., 412-498 p.

Quintela, O., 2016. Petrologia dos Ortognaisses do Complexo Granulítico Santa Maria Chico – Municípios de Bagé e de Dom Pedrito, RS. Monografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, pp.65.

Rogers, J.J.W., Santosh, M., 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. Gondwana Res 5, 5–22.

Rogers, J.J.W., Santosh, M., 2003. Supercontinents in Earth history. Gondwana Res 6:357–368.



Rogers, J.J.W., Santosh, M., 2004. Continents and supercontinents. Oxford University Press, New York.

Sanderson, D.J., Marchini, W.R.D., 1984. Transpression. Journal of Structural Geology 6, 449–458.

Santos, F.B., 2012. Estudo Paleomagnético de unidades Paleoproterozoica do Cráton Amazônico. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosfericas, Universidade de São Paulo, pp.252.

Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., Piñeyro, D., McNaughton, N.J., 2003. Duration of the Trans-Amazonian Cycle and Its Correlation within South America Based on U-Pb SHRIMP Geochronology of the La Plata Craton, Uruguay. Int. Geol. Rev. 45, 27–48. doi:10.2747/0020-6814.45.1.27

Schobbenhaus, C & Brito Neves B.B. 2003. Geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul Americana. in: Bizzi, L.A., Schobenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds.), Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil, Brasília: CPRM. Serviço Geológico do Brasil, pp. 5-54.

Silva, L.C., 2006. Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros. Brasília: CPRM,132 p. (Publicações Especiais do Serviço Geológico do Brasil; 1) Disponível em: < www.cprm.gov.br > Data de acesso: 16/11/2016

Silva, L.C., Armstrong, R., Pimentel, M.M., Scandolara, J., Ramgrab, G., Wildner,W., Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Rizzoto, G., Quadros, M.L.E.S., Sander, A., De Rosa, A.L.Z., 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos Pré-Cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena. RevistaBrasileira de Geociências 2 (4), 529–544. doi:10.5327/rbg.v32i4.1005.



Silva, L.C., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Fletcher, I., 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of a Neoproterozoic overprint in Paleoproterozoic granitic-gneissic terranes, southern Brazil. Am. Mineral. 85, 649–667.

Silva, L.C., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2005. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Neoproterozoic crustal granitoids (Southern Brazil): A case for discrimination of emplacement and inherited ages. Lithos 82, 503–525. doi:10.1016/j.lithos.2004.09.029

Soliani Jr., E., Koester, E., Fernandes, L.A.D. 2000. A Geologia Isotópica do Escudo Sul-rio-grandense. Parte II: os dados isotópicos e interpretações petrogenéticas. IN: Michael Holz & Luis Fernando De Ros. (Eds). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: Editora da UFRGS/Centro de Investigação do Gondwana – Instituto de Geociências, p. 175-230.

Streckeinsen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth Sci. Rev., 12, 1-33.

Sylvester, P.J., 1998, Post-collisional strongly peraluminous granites. Lithos, 45, 29-44.

Teyssier, C., Tikoff, B., Marley, M., 1995. Oblique plate motion and continental tectonics. Geology 23, 447 - 450.

Tikoff, B., Teyssier, C., 1994. Strain modeling of displacement field partitioning in transpressional orogens. Journal of Structural Geology 16, 1575-1588.

UFRGS 2006. Mapeamento Geológico 1:25.000 de parte da Folha Quitéria SH22-Y-B-I-4 (MI2985/4), RS. Porto Alegre. 1 vol., 2 mapas. Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

UFRGS 2007. Mapeamento Geológico 1:25.000 de parte da Folha Quitéria SH22-Y-B-I-4 (MI2985/4) e Serra do Erval SH 22-Y-B-II-3 (MI2986/3), RS. Porto Alegre. 1



vol., 2 mapas. Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

UFRGS 2015. Mapeamento Geológico 1:25.000 de parte da Folha Vila Afonso Jacinto SH21-Z-D-III-1 (MI-3007/1), RS. Porto Alegre. 1 vol., 2 mapas. Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Zhao, G.C., Cawood, P.A., Wilde, S.A., Sun, M., 2002. Review of global 2.1-1.8 Ga orogens: implications for a pre Rodinia supercontinent. Earth-Science Reviews 59, 125-162.

Zhao, G.C., Sun, M., Wilde, S. A., Li S. Z., 2004. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup. Earth-Science Reviews 67, 91-123.

Zhu, D.-C., Wang, Q., Zhao, Z.-D., Chung, S.-L., Cawood, P.A., Niu, Y., Liu, S.-A., Wu, F.-Y., Mo, X.-X., 2015. Magmatic record of India-Asia collision. Scientific Report 5, 14289. doi:10.1038/srep14289

Instituto de Geociências



Programa de Pós-Graduação em Geociências

# ANEXO A

Successfully received: submission Zircon geochronology of Rhyacian peraluminous magmatism from the basement of the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil: a record of collisional event related to the assembly of Columbia Supercontinent? for Precambrian Research

+	Precambrian Research <evisesupport@elsevier.com></evisesupport@elsevier.com>		21:10 (Há 18 minutos)
	inglês português	Traduzir mensagem	Desativar para: inglês
	This message was sent automatically. Please do not reply.		

Ref: PRECAM 2018 69

Title: Zircon geochronology of Rhyacian peraluminous magmatism from the basement of the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil: a record of collisional event related to the assembly of Columbia Supercontinent? Journal: Precambrian Research

Dear Mrs. carvalho,

Thank you for submitting your manuscript for consideration for publication in Precambrian Research. Your submission was received in good order.

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

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Precambrian Research

#### Have questions or need assistance?

For further assistance: The state of the sta

Copyright © 2018 Elsevier B.V. | Privacy Policy

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

# ANEXO I

### Título da Dissertação/Tese:

## " MAGMATISMO PERALUMINOSO NO EMBASAMENTO PALEOPROTEROZOICO DO CINTURÃO DOM FELICIANO: O REGISTRO DE UM ORÓGENO COLISIONAL RHYACIANO NO COMPLEXO ARROIO DOS RATOS, SEGMENTO LESTE DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE"

Area de Concentração: Geoquímica

Autor: Stéphanie Carvalho Da Silva

Orientadora: Prof.ª Dr.ª Maria de Fátima Saraiva Bitencourt

Examinador: Prof. Dr. Claudio Alejandro Salazar Mora

Data: 09.02.2018

Conceito: B

#### PARECER:

A dissertação apresenta interessantes dados geocronológicos inéditos dos registros Paleoproterozoicos no embasamento do cinturão Dom Feliciano. Além disso, uma análise estrutural de campo e microtectônica é apresentada para embasar a contextualização dos dados em um regime colisional transpressivo durante o Riaciano.

A estruturação da dissertação é clara e bem organizada. Entretanto, nota-se uma clara diferença entre os capítulos iniciais e o capítulo IV, o qual compõe o artigo científico submetido à *Precambrian Research*. Os capítulos inicias apresentam muitos erros de digitação e às vezes frases não terminadas (cf. página 33). Estou devolvendo junto com este parecer o PDF da dissertação com diversas correções de escrita e comentários ao longo do texto inteiro. Sugiro que sejam arrumados para uma eventual publicação da dissertação como referência bibliográfica. O *abstract* da dissertação também deveria ser totalmente revisado, pois faltam palavras e há frases extremamente mal traduzidas.

O capítulo II, sobre o estado da arte, apresenta uma boa contextualização geológica dos escudos Catarinense, Uruguaio e Sul-rio-grandense. Já o estado da arte sobre orógenos colisionais e regimes transpressivos apresenta uma revisão bibliográfica extremamente limitada, baseada, principalmente, em livros-texto. Espera-se uma revisão bem mais atualizada. Aqui, sugiro a leitura de trabalhos mais atualizados como: Jamieson & Beaumont (2013). *On the origin of orogens.* Bull. Geol. Soc. Am.; Vanderhaeghe, O. (2012). *The thermal-mechanical evolution of crustal orogenic belts at convergent plate boundaries: A reappraisal of the orogenic cycle.* Jourmal of Geodynamics.; e referências contidas nesses *papers.* No capítulo III, de metodologia, acredito que outros membros da comissão

julgadora terão mais embasamento quanto aos métodos utilizados no CPEGEO.

O capítulo IV, que corresponde ao artigo, está melhor escrito do que o resto da dissertação, notando-se um maior enfoque na revisão dessa parte do trabalho. Sobre o artigo, seguem alguns comentários:

(1) o segundo parágrafo da introdução está explicando temas muito básicos para uma publicação na *Precambrian Research*, ainda mais estando embasado quase que exclusivamente em livros-texto. Eu tiraria esse parágrafo. Para o terceiro parágrafo, fuja dos livros-texto. Sugiro enriquecer essa introdução com trabalhos mais atualizados, como:

Schellart, W.P., Rawlinson, N., 2010. Convergent plate margin dynamics: new perspectives from structural geology, geophysics and geodynamic modelling. Tectonophysics 483, 4–19.

Cawood, P.A., et al., 2009. *Accretionary orogens through Earth history*. Geological Society Special Publications, 1–36

Jamieson & Beaumont (2013). On the origin of orogens. Bull. Geol. Soc. Am.

Vanderhaeghe, O. (2012). The thermal-mechanical evolution of crustal orogenic belts at convergent plate boundaries: A reappraisal of the orogenic cycle. Jourmal of Geodynamics.

Outros detalhes na introdução devem ser vistos no PDF em anexo.

(2) No *Geological setting*, o início do segundo parágrafo está extremamente confuso. Rever a primeira frase do terceiro parágrafo.

(3) Nas figuras 3, 4 e 5 seria interessante indicar o norte para o leitor associar melhor as estruturas com o estereograma ao lado.

 (4) Na figura 5, você coloca que a foliação tem os polos com concentrações em E-NE – S-SW, típico de alto ângulo. Portanto, a clivagem não pode ter direção E-NE!
Apesar desse detalhe, a análise estrutural é bem consistente.

(5) No ítem 4.3.2, valores de razões Th/U são ainda extremamente discutíveis. Você precisa citar qual trabalho você está utilizando como padrão para considerar esses valores como magmáticos. Sugiro as seguintes leituras:

Harley, S.L., Kelly, N.M., Moller, A., 2007. Zircon behavior and the thermal histories of mountain chains. Elements 3, 25–30.

Hokada, T., Harley, S.L., 2004. Zircon growth in UHT leucosome: constraints from zircon-garnet rare earth element relations in Napier Complex, East Antarctica. J. Mineral. Petrol. Sci. 99, 180–190.

Rubatto, D. (2017). Zircon: the metamorphic mineral. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 88: 261-295.

(6) Por fim, em relação à correlação ao supercontinente Columbia. De fato parece que as idades sugerem isso, mas não seria melhor colocar também um mapa de paleogeografia à época do Columbia localizando melhor o magmatismo desse trabalho?

Assinatura:

Data:15/02/18

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

# **ANEXO I**

Título da Dissertação/Tese:

" MAGMATISMO PERALUMINOSO NO EMBASAMENTO PALEOPROTEROZOICO DO CINTURÃO DOM FELICIANO: O REGISTRO DE UM ORÓGENO COLISIONAL RHYACIANO NO COMPLEXO ARROIO DOS RATOS, SEGMENTO LESTE DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE"

Area de Concentração: Geoquímica

Autor: Stéphanie Carvalho Da Silva

Orientadora: Prof.ª Dr.ª Maria de Fátima Saraiva Bitencourt

Examinadora: Profa. Dra. Brenda Chung da Rocha

Data: 18/02/18

Conceito: (A) EXCELENTE

## PARECER:

O presente trabalho descreve e estabelece a cronologia de eventos magmáticos em unidades peraluminosas do Complexo Arroio dos Ratos, no Escudo Sul-Rio-Grandense. A relação espaço-tempo é utilizada na compreensão da gênese e evolução do magmatismo Riaciano no embasamento do Cinturão Dom Feliciano. A dissertação encontra-se muito bem organizada e bem estruturada. No capítulo introdutório é situado o problema abordado, bem como seu contexto geológico. Se trata de um estudo integrado de geologia de campo, petrografia, geologia estrutural e geocronologia. São apresentados dados inéditos de geocronologia da área, o que possibilitaram a correlação entre o ambiente geotectônico de geração destas unidades com a configuração geotectônica global do Paleoproterozóico. A presente dissertação é apresentada na forma de artigo científico submetido à revista com conceito A1, o que considero como um excelente resultado. O presente trabalho é de grande relevância no entendimento dos processos de geração de crosta continental atuantes durante o Paleoproterozóico em escala global, e pode inclusive questionar os atuais modelos de geração e preservação de crosta neste período. A redação do texto está no geral boa, porém alguns parágrafos são muito extensos e a falta de pontuação adequada em alguns locais deixa o texto um pouco confuso. No pdf em anexo faço algumas sugestões referentes à redação do texto, tanto em português como em inglês, e algumas correções gramaticais, que considero secundárias. Adicionalmente, faço algumas observações referentes às ferramentas teóricas de trabalho, à apresentação de dados petrográficos e geocronológicos, bem como o correto tratamento e interpretação destes dados, com a sugestão de leitura de diversos artigos científicos relevantes no tema de pesquisa, de maneira construtiva e buscando contribuir com a melhoria do trabalho.

Frenda Chung Rocha			
Assinatura:	Data: 18/02/18		
Ciente do Orientador:			
Ciente do Aluno			

	ANEXO I
	Título da Dissertação/Tese:
" MAGN CIN RHYAC	<i>IATISMO PERALUMINOSO NO EMBASAMENTO PALEOPROTEROZOICO D NTURÃO DOM FELICIANO: O REGISTRO DE UM ORÓGENO COLISIONAL XIANO NO COMPLEXO ARROIO DOS RATOS, SEGMENTO LESTE DO ESCUD SUL-RIO-GRANDENSE</i> "
Área de (	Concentração: Geoquímica
Autor: St	éphanie Carvalho Da Silva
Orientad	ora: Prof.ª Dr.ª Maria de Fátima Saraiva Bitencourt
Examina	dor: Prof. Dr. Léo Afraneo Hartmann
Data: ()	7/02/2018
Conceito	A (Excelente)
un den gest den gebenden bei	PARECER:
A	dimertação de mastrado da Stephanie enve
aeroo	lução do magnatismo peraliminoso de un
segue	into significativo do escudo. Ela realizar to
lealho-	· de geologia de campo, petrografia e datação d
zircão	de vies anostras de rochascom laser. Tose
MA	to de dados e afresou fado e morpretado na
and	tide en capitulo pinal. Conquiso for organz
minal	11 ma CARES
0	a de des são quelitivo dos estão liem ano su ta do
interio	stados adoquadamento. Calle destador a inser
do est	tudo local em un priorana mais amplo
include	ne de supercontinente.
Z	n analis a dissentação como muito qualificad
	Allo
4	

1 1 1 1

0

D1100 1	
Assinatura: Josffart	Data: 07/02/2018
Ciente do Orientador:	
Ciente do Aluno:	