

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

**GEOCRONOLOGIA U-Pb E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sr-Nd DOS
GRANITOIDES SINTECTÔNICOS ÀS ZONAS DE CISALHAMENTO
TRANSCORENTES QUITÉRIA SERRA DO ERVAL E DORSAL DE
CANGUÇU, RIO GRANDE DO SUL, BRASIL**

DANIEL BARBOSA KNIJNIK

ORIENTADOR – Prof^a. Dr^a. Maria de Fátima Bitencourt

CO-ORIENTADOR – Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi

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

Knijnik, Daniel Barbosa

Geocronologia U-Pb E Geoquímica Isotópica Sr-Nd dos Granitoides Sintectônicos às Zonas de Cisalhamento Transcorrentes Quitéria Serra do Erval e Dorsal de Canguçu, Rio Grande do Sul, Brasil. / Daniel Barbosa Knijnik. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2018.

[260 f.] il.

Tese (Doutorado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2011.

Orientador(es): Dra. Maria de Fátima Bitencourt

Co-Orientador: Dr. Lauro V.S. Nardi

1. Zona de cisalhamento Dorsal de Canguçu. 2. Zona de cisalhamento Quitéria Serra do Erval. 3. Magmatismo sintectônico pós-colisional. I. Título.

CDU 550.4

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Renata Cristina Grun

CRB 10/1113

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 3308-6569

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**GEOCRONOLOGIA U-Pb E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sr-Nd DOS
GRANITOIDES SINTECTÔNICOS ÀS ZONAS DE CISALHAMENTO
TRANSCORENTES QUITÉRIA SERRA DO ERVAL E DORSAL DE
CANGUÇU, RIO GRANDE DO SUL, BRASIL**

DANIEL BARBOSA KNIJNIK

ORIENTADORA: DR^a. MARIA DE FÁTIMA BITENCOURT
CO-ORIENTADOR: DR. LAURO V.S. NARDI

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer – Departamento de Geodésia - Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof^a. Dra. Luana Moreira Florisbal – Departamento de Geociências - Universidade Federal de Santa Catarina

Prof^a. Dra. Geane Carolina Gonçalves Cavalcante - Departamento de Geologia – Universidade Federal do Paraná

Tese de Doutorado apresentada como requisito parcial para a obtenção do Título de Doutor em Ciências

PORTO ALEGRE
2018

" O resto é mar ... "

Wave

também conhecida como

"Vou te contar ..."

Antônio Carlos Jobim

Dedicatória

Este trabalho é dedicado às pessoas que saíram do sertão, e às que fugiram de guerras para construir um país e reconstruir suas vidas.

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus familiares que me apoiaram nesta jornada. O Geólogo da turma de 1964 da Escola de Geologia, Paulo Roberto Knijnik e a Dra. Leódia Maria Barbosa ambos formados nessa Universidade. A minha segunda mãe Zilda Rodrigues de Lima. Agradeço a todos Geólogos que ajudaram a construir essa história, onde pouco se sabe do começo e não há perspectivas de um fim. Aos Professores que dedicam suas vidas para ensinar e fazem com amor, pessoas como meus orientadores, como o Professor Dr. Nelson Amoretti Lisboa e tantos outros que convivem/conviveram diariamente com as dificuldades de trabalhar com Ciência e Educação em um país que pouco investe nessa base. A Professora Dra. Maria de Fátima Bitencourt, que me formou como Geólogo, Mestre e me recebeu novamente nessa Tese. Ao Professor Dr. e Filósofo Lauro Stoll Nardi, referência de vida, uma das pessoas mais equilibradas que já conheci, e também me ajudou em todas as fases da academia. Ao Professor Dr. Léo Hartmann que me abriu portas, pessoa pela qual tenho admiração, respeito e que mesmo não finalizando a proposta de tese inicial, conseguimos desenvolver metodologias avançadas para achar zircão em rochas basálticas (agulha em palheiro), contribuindo com a evolução do pensamento da Província Vulcânica do Paraná. As pessoas que me ajudaram dentro dos laboratórios de geocronologia, de imageamento e de separação mineral tais como os Professores Doutores Márcio Pimentel, Richard Armstrong, Máximo Raveggi, Luana Florisbal, Léo Hartmann, Neal McNaughton, João Orestes Santos e Viter Pinto. Aos laboratoristas, que são uma das bases da pesquisa, Denise Canarim, Marcelo Krümel, Mauricio Dias de Souza, Kei Sato, Junnel Alegado, Vasco Loios, Graham Hutchinson entre outros... Aos funcionários da Universidade que tentam manter as condições mínimas para os alunos sobreviverem e concluir suas atividades dentro e fora da mesma. Aos motoristas da Geologia (Jarson, Adalton, Claudinho, Paulo, entre outros) sem eles não iríamos tão longe. Ao pessoal da Biblioteca e do PPGGEO (Renata Grun, Letícia Barbosa, Roberto Pereira).

Agradeço aos meus colegas de Turma que deram continuidade na época de graduação (2006/2007) aos trabalhos de Mapeamento na área da presente Tese (Prof. Dr. Tiago Gregory, Prof. Dr. Felipe Guadaning, Prof. Dr. Eduardo Fontana e o Msc. Felipe Adegas). Aos meus colegas do grupo de Pesquisa Magmatismo Sintectônico, em especial ao doutorando Giuseppe De Toni, pelas ideias geológicas, amizade sincera e exemplo de luta por um bem comum dentro da universidade. Ao

Msc. João Victor Mello pelas campanhas de campo e ajuda desde o início até o final da Tese, e a todos os outros do grupo que de alguma forma contribuíram para a evolução do conhecimento geológico no assunto e me ajudaram de forma direta ou indireta (Samuel, Camila, Evelyn, Dioni, Felipe, Diego, Mariana, são uns 20 ...).

Agradeço aos estudantes de graduação e Geólogos da UFRGS que me ajudaram diretamente nas revisões e na elaboração de algumas figuras da Tese, os Geólogos Lucas Bofiiil, Mauricio Bidone e os graduandos Laura Menezes e Gabriel Hinrich (UFSC), grandes amigos de rocha e água salgada. A todos os integrantes do Projeto de Extensão GeoSurf, que ao longo desses anos, por amor, e iniciativa própria, dedicaram seu tempo em nome de divulgar a Geologia e incentivar o esporte em escolas públicas e comunidades litorâneas do sul do Brasil.

Agradeço a todas as pessoas que me apoiaram e me receberam em suas casas durante essa vida de doutorando (Sandro Haetinger, Ian Walker "Butcher", Diana e Eduardo Werner Puricelli, Eduardo, Simone e Vitória Teixeira Giovaninni, Fernando Camargo e Sheila, David Rubin, Roberto Sacks, Thiago Grimouth e Eduardo Fontana).

Agradeço as universidades MONASH, USP, UFPR, CURTIN, AUSTRALIAN NATIONAL UNIVERSITY, UFRGS, UFSC e UNIVERSITY OF WESTERN AUSTRALIA, onde desenvolvi a tese. Ao Prof. Dr. Roberto Weinberg, um dos grandes nomes da Geologia, e uma pessoa que me possibilitou ter uma das minhas maiores experiências de vida dentro e fora da geologia.

Agradeço a todos os colegas do CAEG - UFRGS que construíram na época o Centro Acadêmico mais organizado do país, representando a geologia dentro e fora da universidade, lugar que pude desfrutar de bons momentos durante o tempo de doutorado.

Agradeço aos membros da Banca que aceitaram fazer parte da defesa. Agradeço ao povo brasileiro que paga seus impostos mas não vê retorno, e que financiou meus estudos. Ao CNPQ, CAPES e ao Programa Ciências Sem Fronteiras que pagou grande parte da tese.

Enfim, tem muita gente que me ajudou nesses anos, não vou lembrar de todos, mas como diria um dos maiores artistas da música Brasileira, *"nunca se vence um guerra lutando sozinho"*. *Mahalo my friends !!! Terimakasih !!!*

RESUMO

No sul do Brasil, zonas de cisalhamento tem um papel importante na geração e posicionamento de magmas graníticos e básicos. As zonas de cisalhamento transcorrentes Quitéria-Serra do Eral (ZCQSE) e Dorsal de Canguçu (ZCTDC) fazem parte do Cinturão de Cisalhamento Sul brasileiro (CCSb), uma descontinuidade formada no Neoproterozoico, que compreende zonas de cisalhamento kilométricas, anastomosadas, de escala crustal, com cinemática predominantemente transcorrente, e estão relacionadas com a construção de um extenso batólito de quase 1000 Km (650-575Ma). Seu desenvolvimento iniciou após a colisão principal (ca. 650 Ma) entre os cratons Rio de La Plata e Kalahari. A ZCQSE controlou o posicionamento do Granodiorito Cruzeiro do Sul (635Ma) e dos Diques Tardios granodioríticos a monzograníticos (605Ma), dos granitoides de afinidade tholeítica, Arroio Divisa (625Ma), e seu pulso mais evoluído, os Granitoide Sanga do Areal (620Ma). A presença de enclaves máficos contemporâneas com esses granitoides, indicam que fontes mantélicas foram ativas durante seus posicionamentos. Valores de ϵ_{Nd} entre -3.32 a -10.93 e razões de $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ entre 0.7048 to 0.7223 obtidas para os granitoides da QSESZ sugerem fontes mantélicas com alguma componente crustal. Xenólitos das rochas encaixantes, como as do Complexo Arroio dos Ratos (2.14Ga), são interpretadas como parte da contaminação crustal. Os padrões geoquímicos dos granitoides da ZCQSE indicam fontes e processos de diferenciação similares para todas as unidades. Dados geocronológicos dos magmatismos shoshoníticos com idades entre 635 e 605 Ma definem o período mínimo de atividade tectônica e magmática da ZCQSE, assim como expandem o intervalo do magmatismo shoshonítico no sul do Brasil, indicando uma ativação precoce de fontes mantélicas no Batólito Pelotas. Estes magmatismos de natureza shoshonítica e tholeítica registram os estágios iniciais do CCSb (640-630Ma), em um ambiente pós-colisional, logo após a colisão principal (650Ma) no ciclo Brasileiro / Pan-Africano. Neste trabalho, complexos processos de fusão parcial de fontes mantélicas e crustais envolvendo influxo de água, fluxo de calor adicional através de injeções félsicas e máficas, *mixing*, *mingling*, e descompressão relacionada a atividade de zonas de cisalhamento durante mais de 30 Ma, são sugeridos. O magmatismo ao longo da ZCTDC teve seu início com o Granito Quitéria e foi seguido pelo Granito Arroio Francisquinho, o primeiro de derivação mantélica e o segundo de fusão crustal. Novos dados U-Pb SHRIMP do Granito Quitéria apontam uma idade de 634 Ma, interpretada como idade de cristalização. Para o Granito Arroio Francisquinho, a idade de cristalização obtida em monazita e nas bordas de zircões, foi cerca de 610 Ma. Estas idades definem o período principal da atividade tectônica e magmática da ZCTDC. Uma compilação

extensiva de dados isotópicos do magmatismo dentro e fora dos três batólitos que compõe o CCSb e do seu embasamento, permitiu estimar o intervalo do magmatismo pós-colisional no sul do Brasil entre 640 e 560Ma, e o intervalo dos picos termais causados por esse magmatismo no embasamento, entre 650 e 560 Ma. As idades de cristalização, heranças e os dados de Sr-Nd compilados, levaram a conclusão que estes três segmentos devem ser tratados como um único batólito.

ABSTRACT

Crustal-scale shear zones play an important role in the generation and emplacement of granitic and basic magmatism within the Neoproterozoic post-collisional setting of southern Brazil. The strike-slip Quitéria-Serra do Eral Shear Zone (QSESZ) and the Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone (DCTSZ) are part of the Southern Brazilian Shear Belt (SBSB), a major crustal discontinuity formed in the Neoproterozoic, which comprises several km-wide, anastomosing shear zones of dominantly transcurrent kinematics and is related with the building of an extensive, nearly 1000 km long batholith (650-575Ma). Its development is thought to have initiated after the main collision (ca. 650 Ma) between the Río de la Plata and Kalahari cratons. The QSESZ has controlled the emplacement of the shoshonitic Cruzeiro do Sul Granodiorite (635Ma) and late granodiorite to monzogranite dikes (Late Dikes, 605Ma), the tholeiitic Arroio Divisa granitoids (625Ma) and its more evolved pulse, the Sanga do Areal (620Ma). The presence of mafic rocks coeval with each of these granite magmas, found as mingled mafic enclaves, indicates that mantle sources were active during their emplacement. ϵ_{Nd} values of -3.32 to -10.93 and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$ ratios from 0.7048 to 0.7223 obtained for the QSESZ granitoids suggest mantle sources with some evolved sources such as old continental crust. Host-rock xenoliths of the Paleoproterozoic Arroio dos Ratos Complex (2.14 Ga) are interpreted as crustal contaminants. Geochemical trends indicate similar sources and processes of differentiation for the QSESZ granitoids. Geochronological data of the QSESZ shoshonitic magmatism indicates ages between 635 and 605 Ma and defines the minimum period of magmatic and tectonic activity of the Quitéria-Serra do Eral Shear Zone, as well as expand the time span for the shoshonitic magmatism in southern Brazil indicating an early activation of mantle sources in the Pelotas Batholith. These magmatism of shoshonitic and tholeiitic nature records the initial stages of the SBSB (640 - 630Ma) in a post-collisional period, just after the Brasiliano / Pan-African main collisional event (650Ma). A complex process of partial melting of mantle and crustal sources involving water influx, additional heat flux from felsic and mafic injections, mixing, mingling and decompression related to the shear zone activity over 30 Ma duration is suggested. Magmatism emplaced along the DCTSZ has started with the mantle-derived Quitéria Granite and was followed by crustal melts such as the Arroio Francisquinho Granite (AFG). New U-Pb SHRIMP zircon data from the Quitéria Granite yielded a value of 634 Ma, interpreted as its crystallization age. The AFG crystallization age obtained in monazite, and zircon outer rims is ca. 610 Ma. The ages of these granites define the main period of coeval tectonic and magmatic activity of the DCTSZ. An extensive isotope data compilation of the magmatism within and outside the

SBSB three batholith segments and its basement allows to estimate the time span of post-collisional magmatism in southern Brazil from 640 to 560 Ma, and the interval of the main thermal effects on the basement between 650 and 560 Ma. The crystallization/inherited ages and the Sr-Nd isotope data, lead to conclude that three segments should be addressed as a single batholith.

CCSb - Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro

ESRG - Escudo Sul-Rio-Grandense

ZCTDC - Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu

ZCQSE - Zona de Cisalhamento Quitéria Serra do Erval

CVC - Complexo Várzea do Capivarita

GCS - Granodiorito Cruzeiro do Sul

GAD - Granitoides Arroio Divisa

GSA - Granitoides Sanga do Areal

CAR - Complexo Arroio dos Ratos

GAF - Granito Arroio Francisquinho

GQ - Granito Quitéria

SUMÁRIO

RESUMO.....	1
ABSTRACT.....	3
1. TEXTO EXPLICATIVO DA ESTRUTURA DA TESE.....	5
2. INTRODUÇÃO.....	6
2.1 Objetivos.....	7
2.2. Estado da Arte: O Cinturão de Cisalhamento Sul Brasileiro e o Magmatismo Pós-Colisional Neoproterozoico no Sul do Brasil.....	8
2.2.1. Geologia dos Granitos Sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu.....	22
2.2.2. O magmatismo pós-colisional neoproterozoico no Uruguai.....	28
2.3. Materiais e Métodos.....	32
2.3.1. Revisão Bibliográfica.....	32
2.3.2. Mapeamento Geológico e Estrutural.....	33
2.3.3. Petrografia e microestruturas.....	41
2.3.4. Geocronologia U-Pb.....	46
2.3.4.1. Separação mineral (zircão e monazita).....	50
2.3.4.2. Imageamento por Microscópio Eletrônico de Varredura.....	56
2.3.5 A técnica SHRIMP.....	57
2.3.6 A Técnica LA-ICP-MS.....	58
2.3.7. Geoquímica Isotópica Rb-Sr e Sm-Nd em Rocha Total.....	59
3. ARTIGOS.....	60
3.1 Artigo 1 Submetido à Revista <i>Precambrian Research</i>	61
3.2 Artigo 2 Submetido à Revista <i>Journal of South American Earth Science</i>	102
3.3 Artigo 3 Submetido à Revista <i>International Geology Review</i>	160
4. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES.....	225
5. REFERÊNCIAS.....	228
6. ANEXOS.....	243
Anexo 1. Mapa de pontos com amostras coletadas para geocronologia.....	243
Anexo 2. Dados de geocronologia não utilizados para elaboração dos artigos.....	244
Anexo 3. Tabele de amostras analisadas.....	258

1. TEXTO EXPLICATIVO DA ESTRUTURA DA TESE

Esta tese de Doutorado está estruturada em torno de artigos submetidos à periódicos internacionais. Conseqüentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

- a) Introdução sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa de Doutorado, onde estão sumarizados os objetivos e a filosofia de pesquisa desenvolvidos, e o estado da arte sobre o tema de pesquisa.
- b) Os três artigos submetidos a periódicos internacionais com corpo editorial permanente e revisores independentes, escritos pelo autor durante o desenvolvimento de seu Doutorado.
- c) Considerações Finais e Conclusões
- d) Referências bibliográficas do corpo da tese que não constam nos artigos
- d) Anexos, compreendendo: documentação pertinente de natureza numérica (tabelas de pontos amostrados), gráfica (mapas de pontos) e dados que foram gerados nesta tese porém não foram utilizados na elaboração dos três artigos.

2. INTRODUÇÃO

Os granitoides e metagranitoides representam grande parte da história evolutiva da terra e são uma das mais relevantes manifestações do magmatismo orogênico em profundidade, acessível a estudos (Nardi e Bitencourt, 2007). A integração de diversas metodologias para o estudo das rochas graníticas fornecem importantes informações sobre as propriedades reológicas e a evolução tectono-magmática e composicional da crosta. Visto como um sistema particular, cada corpo granítico representa uma história evolutiva, que comporta aspectos estruturais, composicionais (químico-mineralógicos) e cronológicos interdependentes (Bitencourt 1997). Estes corpos graníticos trazem também parte da história de suas rochas encaixantes, que pode ser observada através de minerais herdados e na contaminação crustal, afetando suas composições.

Na região Sul do Brasil, um grande volume de rochas granitoides neoproterozoicas expostas na porção Leste do Escudo Sul-rio-grandense, em uma faixa de direção NE que se estende de Santa Catarina ao Uruguai, tem sua origem relacionada a um estágio pós colisional à colisão principal entre os crátons do Kalahari e Rio de La Plata (Fig. 1). O presente trabalho tem como área de estudo um importante segmento representativo deste ambiente pós-colisional, no qual granitoides sintectônicos vinculada às duas zonas de cisalhamento transcorrente (Dorsal de Canguçu e Quitéria Serra do Erval) registram a variação composicional e a evolução geoquímica e temporal do magmatismo no interior desse cinturão granítico.

Através de trabalhos de campo, estudos de geologia estrutural, petrografia, da integração de análises geoquímicas prévias, e da obtenção de dados geocronológicos, a tese objetivou caracterizar e entender a evolução tectônica/temporal e o posicionamento estratigráfico destes granitoides.

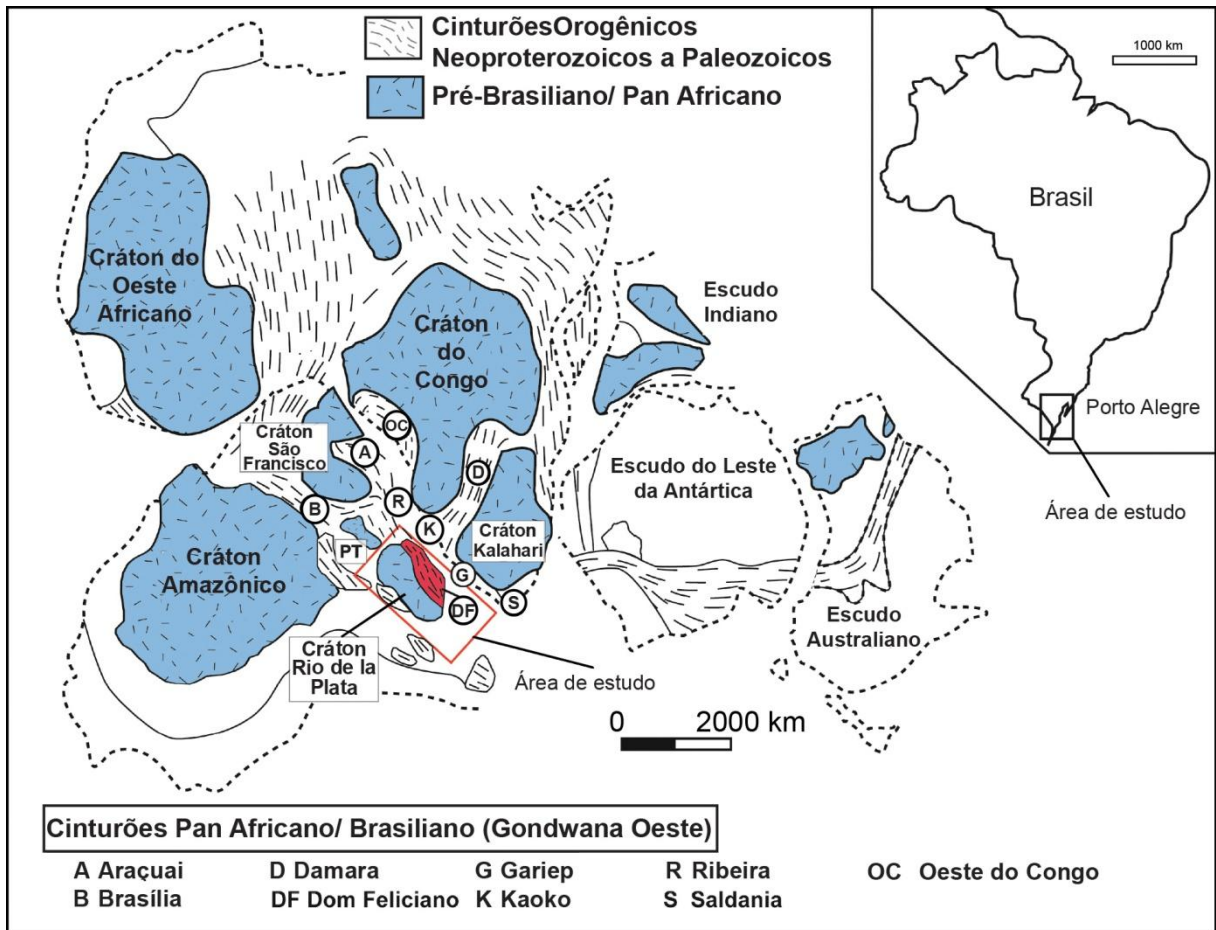


Figura 1. Porção sul do continente Gondwana, mostrando as principais áreas crônicas, o Cinturão Dom Feliciano e os cinturões africanos relacionados.

2.1 Objetivos

O objetivo deste trabalho é um estudo isotópico de investigação do intervalo temporal, das fontes e processos envolvidos na evolução do magmatismo sintectônico às zonas de cisalhamento Quitéria Serra do Erval e Dorsal de Canguçu, procurando identificar a sua composição, os seus principais aspectos estruturais e determinar a sua idade de formação e evolução ao longo do tempo geológico. A comparação dos dados obtidos com a literatura existente, no mesmo contexto geológico permitiu expandir alguns objetivos, e resultou em novas interpretações e considerações a respeito do tema. Os objetivos foram alcançados através de trabalhos de campo com coleta de dados e amostras e análises isotópicas e geocronológicas, segundo os procedimentos apresentados nesta tese. A investigação das fontes e processos envolvidos na gênese e evolução das rochas estudadas aqui, pode contribuir para o entendimento do Neoproterozoico da região, e da evolução da crosta na porção leste do Escudo Sul-rio-grandense, com importante papel na discussão atual sobre o magmatismo pós-colisional.

2.2 Estado da Arte: O Cinturão de Cisalhamento Sul Brasileiro e o Magmatismo Pós-Colisional Neoproterozoico no Sul do Brasil

No sul do Brasil, o magmatismo neoproterozoico pós-colisional (Bitencourt & Nardi, 1993, 2000 - Fig. 2) perfaz o maior volume de rochas granitoides, expostas em uma faixa de direção NE que se estende de Santa Catarina ao Uruguai, e está intimamente associado à tectônica transpressiva do final do Ciclo Brasileiro (Nardi & Bitencourt, 2007). Designado Batólito Pelotas por Fragoso Cesar *et al.* (1986), no Escudo Sul-rio-grandense, Batólito Florianópolis, no Escudo Catarinense por Silva L.C. (1999) e Batólito Aiguá no Uruguai, essa faixa é composta predominantemente por granitoides, frequentemente associados a rochas máficas em menor volume, representados por enclaves microgranulares, diques sinplutônicos e corpos dioríticos sincrônicos, além de septos do embasamento Paleoproterozoico, e rochas vulcânicas e subvulcânicas em menor proporção.

Bitencourt & Nardi (2000) defendem a ideia de que o magmatismo plutônico desses batólitos foi controlado, em sucessivas etapas, pela mesma descontinuidade de escala litosférica, ativa entre 650 e 580 Ma, o denominado Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb) (Fig. 2). Essa descontinuidade compreende diversas zonas de cisalhamento anastomosadas, de espessura quilométrica e cinemática predominantemente transcorrente. A maior parte dessas zonas é subvertical, com direção variável entre NS e N60E, e deslocamento horário ou anti-horário.

As primeiras concepções geotectônicas do escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG) surgiram na década de setenta. A porção leste, correspondente ao CCSb foi originalmente denominado de "Sistema de Falhas Dorsal de Canguçu", esse sistema foi caracterizado por Picada (1971) como uma "zona de falhas profundas ('fratura abissal') de direção N35E a N75E [...] com cerca de 10 km de largura e 150 km de extensão [...] ao longo da qual se alinham corpos de granitos e migmatitos recortados por brechas de milonitos e cataclasitos de grandes dimensões". Hasui *et al.* (1975) designou de Maciço Pelotas este cinturão de rochas gnáissicas, migmatitos e granitos da porção leste do escudo. Fragoso César *et al.* (1980) definiu essa porção como fazendo parte de um cinturão orogênico denominado Cinturão Dom Feliciano (Fig. 1) representando uma faixa móvel Brasileira que marginava o Cráton Rio de La Plata (Almeida *et al.*, 1973). Nesta definição incluem-se as seqüências metamórficas supracrustais e a cobertura vulcano-sedimentar

neoprotetozoica a cambriana (Fig. 2). Por outro lado, Silva & Dias (1981), Silva (1983, 1984, 1987, 1991), Silva *et al.* (1994), Hartmann *et al.* (1994) e Chemale Jr. *et al.* (1994) excluem do Cinturão Dom Feliciano, as sequencias metavulcano-sedimentares, as quais são consideradas, tanto em Santa Catarina como no Rio Grande do Sul, como remanescentes de terrenos paleo a mesoproterozoicos retrabalhados durante o Ciclo Brasileiro.

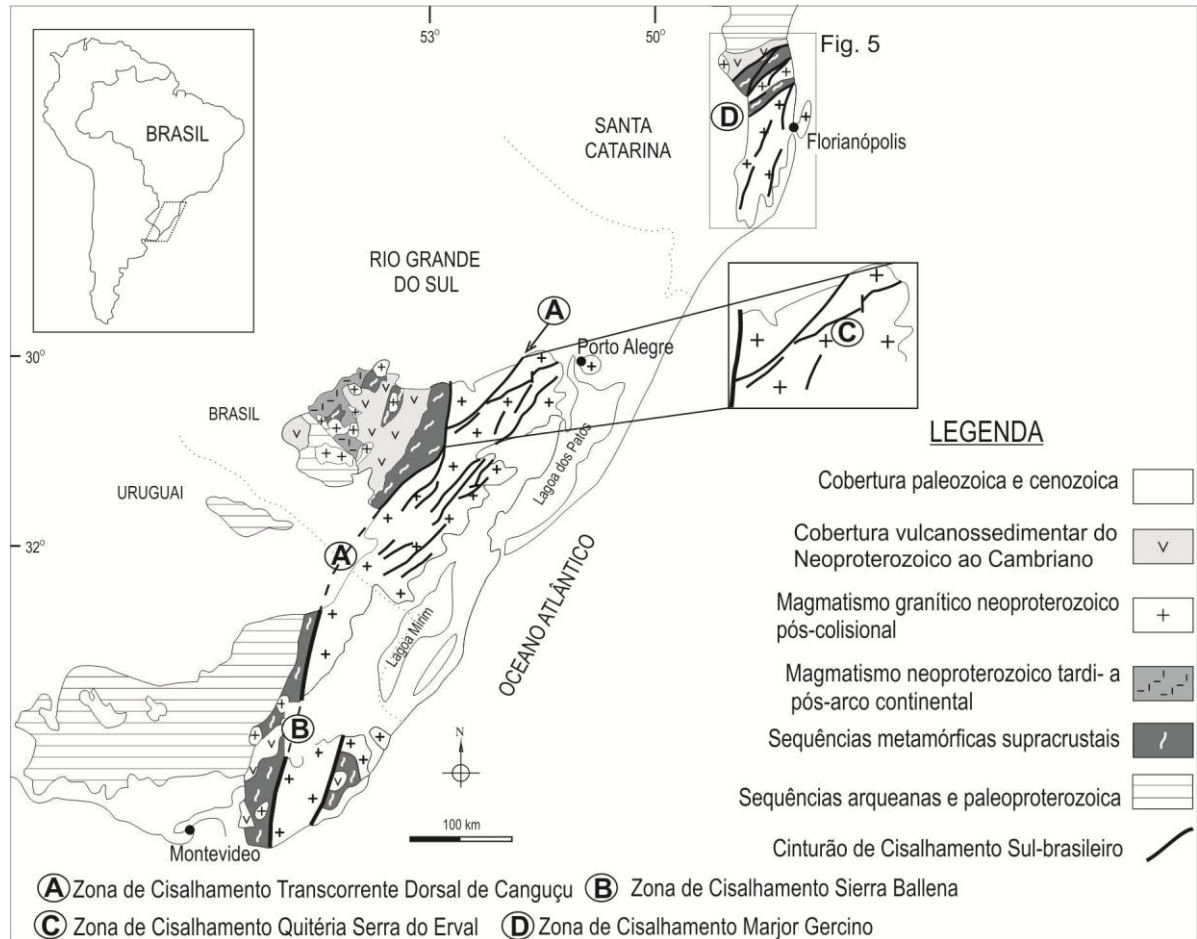


Figura 2. Principais unidades geotectônicas do Sul do Brasil e Uruguai e localização da área de estudo. (Modificado de Nardi & Bitencourt, 2007).

Devido à similaridade das associações de rochas e de grandes traços tectônicos, bem como sua extensão geográfica para sul, no Escudo Uruguaio, a correlação de áreas pré-cambrianas do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina levou diversos autores a tratá-las como uma área contínua (Hasui *et al.* 1975; Fragozo César, 1980; Jost & Hartmann, 1984; Fragozo César *et al.* 1986, 1990; Basei, 1990; Basei & Hawkesworth, 1993; Fernandes *et al.* 1992; Silva *et al.* 1994). Na figura 3 é apresentada uma correlação proposta por Fragozo César, 1980, através da revisão bibliográfica de trabalhos pioneiros de Carvalho (1932), no Rio

Grande do Sul, e de MacMillan (1933), no Uruguai, entre outros (Ferrando & Fernandez, 1971; Picada, 1971; Carraro *et al.*, 1974; Bossi *et al.*, 1975; Ribeiro & Fantinel, 1978; Jost & Bitencourt, 1980).

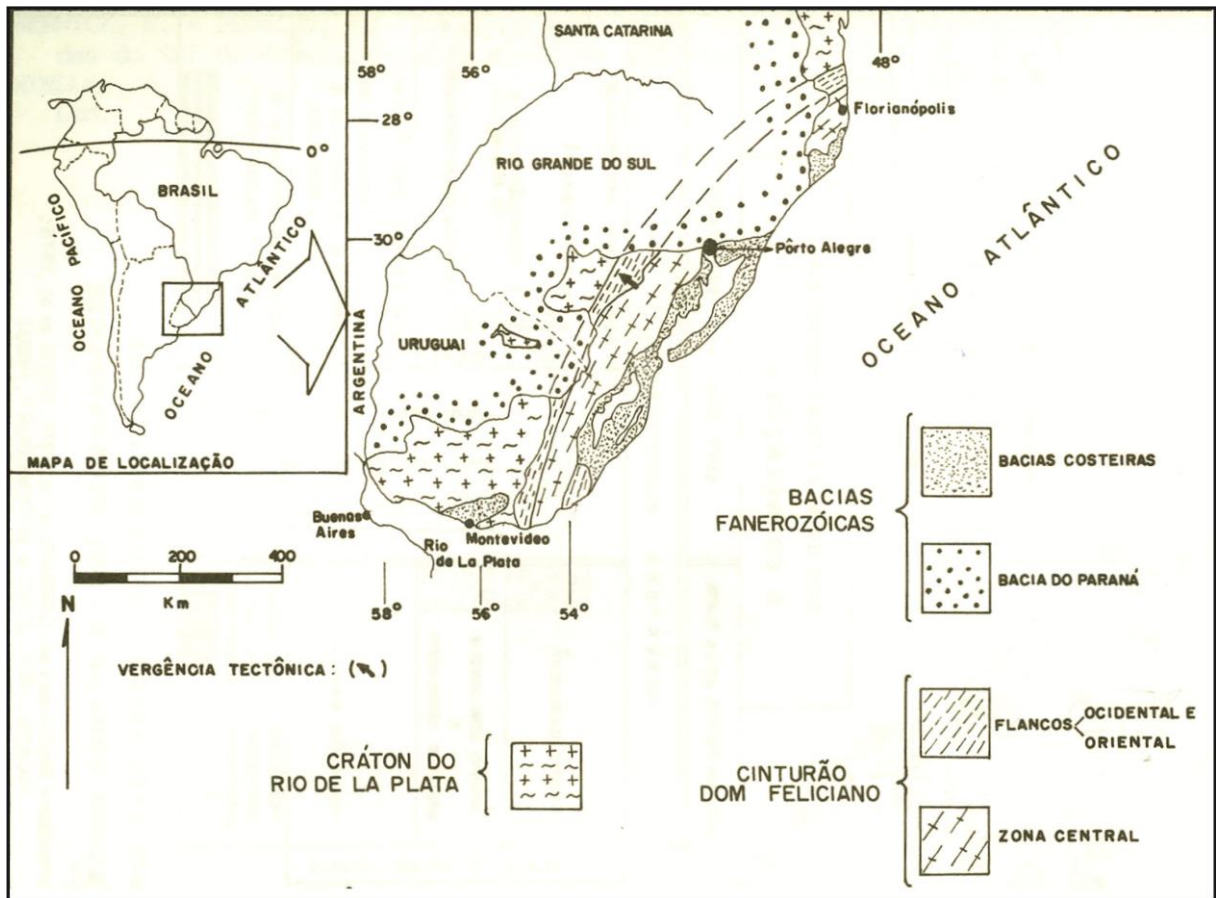


Figura 3. Unidades geotectônicas do extremo sudeste da plataforma sul-americana (Uruguai, Rio Grande do Sul e Santa Catarina). (Retirado de Frago Cesar. 1980).

Nas décadas de 80 e 90, com a introdução de um modelo colisional para evolução do ESRG, diversos trabalhos discutiram sobre as associações graníticas do leste do estado como representantes de um arco magmático (e.g. Jost, 1981; Issler, 1982, 1983; Frago Cesar *et al.*, 1982, 1986; Tommasi, 1991; Fernandes *et al.*, 1992; Passarelli & Basei, 1996; Fernandes & Koester, 1999; Chemale *et al.*, 2003). Fernandes *et al.*, 1995, atribuíram a origem do grande volume de magmatismo no Batólito Pelotas a um ambiente de arco magmático acima de zona de subducção, com mergulho para oeste. Entretanto outros autores (Bitencourt & Nardi, 1993; Bitencourt, 1996; Philipp, 1998), apresentaram diferente significado geotectônico deste cinturão granítico. Ao invés de um arco magmático, os autores interpretaram esta extensa faixa granítica como manifestação de magmatismo tardi-a pós-colisional, com importante contaminação crustal e a existência de um

magmatismo de arco em associações de metagranitoides e ortognaisses mais antigos.

Trabalhos mais recentes (Philipp *et al.*, 2002; Bitencourt & Nardi, 2000; Oyhantçabal *et al.*, 2007, 2009; Florisbal *et al.*, 2012; Peternell *et al.*, 2010; Philipp *et al.* (2016); Lara *et al.*, 2017) utilizando dados de geoquímica de rocha total e isotópos (Sm-Nd, Rb-Sr, U-Pb, Pb-Pb), mapeamento geológico em diferentes escalas, assim como o levantamento de dados estruturais, corroboram com a geração do magmatismo dos Batólitos Florianópolis, Pelotas e Aiguá em um ambiente pós-colisional. A estruturação desse ambiente pós-colisional estaria relacionada com a passagem de um regime tangencial, responsável pela geração de um bandamento gnáissico milonítico originalmente subhorizontal, para uma tectônica de escape, responsável pela nucleação de zonas de cisalhamento transcorrentes de escala crustal. Segundo Philipp *et al.* (2016), "*essas estruturas são profundas e promoveram a geração e a ascensão de magmas máficos, que, associados ao elevado gradiente térmico regional, induziram um extenso evento de retrabalhamento crustal, responsável pela formação do Batólito Pelotas*".

Os primeiros estudos em geocronologia utilizando os métodos K-Ar e Rb-Sr (Cordani *et al.*, 1974; Soliani Jr. 1986) obtiveram idades entre 630 e 550 Ma para os granitoides do Batólito Pelotas. Mesmo que, de maneira geral, o intervalo de tempo obtido por estes autores estivesse correto, devido à grande sensibilidade desses métodos e pelo fato de as análises serem realizadas, na maior parte das vezes em rocha total, essas idades ainda apresentavam erros muito grandes. Somente no final do século XX e início do século XXI, com a utilização da geocronologia U-Pb, principalmente em grãos de zircão se permitiu uma maior precisão dos dados. Por meio da revisão, reavaliação e obtenção de dados geocronológicos, Philipp *et al.* (2002, 2003) apontaram que a atividade magmática do Batólito Pelotas ocorreu em um período de aproximadamente 80 Ma, com três estágios principais para a geração e posicionamento de magmas. Segundo a subdivisão de Philipp *et al.* (2002) e Oliveira *et al.*, (2001), em um complexo granítico e sete suítes principais (Fig. 4); seguem os estágios; (1) Neoproterozoico I – Granito Quitéria, Suíte Cordilheira, Complexo Pinheiro Machado, Suíte Erval e Suíte Viamão, idades de 650 e 620 Ma, (2) Neoproterozoico II – Suíte Piquirí, Suíte Encruzilhada do Sul e Suíte Dom Feliciano, idades entre 610 e 590 Ma; (3) Cambriano – Suíte Itapuã, idades de 600 e 550 Ma.

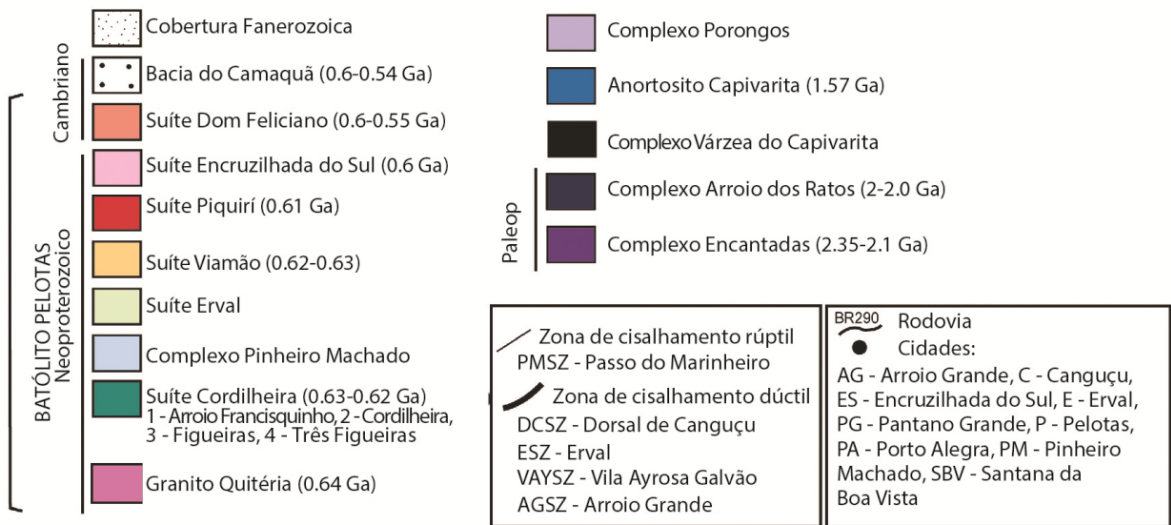
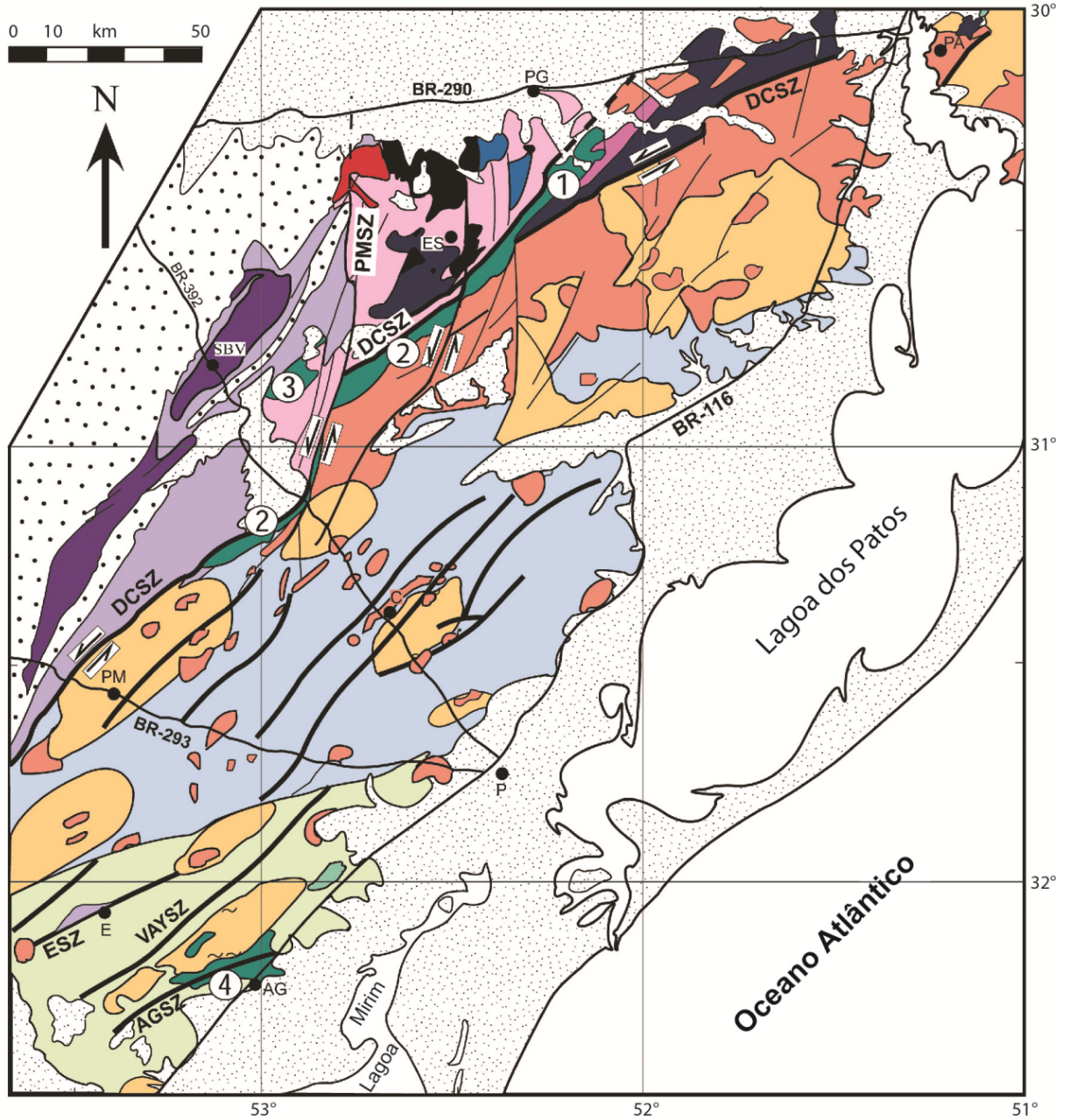


Figura 4 - Mapa geológico do Batólito Pelotas, apresentando as principais unidades graníticas segundo Philipp *et al.* (2003).

Nos últimos 15 anos diversos trabalhos contribuíram para o avanço do entendimento da evolução temporal, espacial e geoquímica dos Batólitos Florianópolis, Pelotas e Água. Autores como Florisbal *et al.* 2012; Chemale Jr. *et al.* 2003; Lopes, A.P. 2008; Florisbal *et al.* 2010; Koester *et al.* 2001; Koester *et al.* 2008; Frantz *et al.* 2003; Hartmann *et al.* 2003; Silva *et al.* 2005; Chemale *et al.*, 2011; Chemale Jr., *et al.*, 2012; Passarelli *et al.* 2010; Koester *et al.*, 1997; Bitencourt *et al.* 2012; Hartmann *et al.* 2002; Oyhantçabal *et al.* (2005; 2007; 2009; 2010); Basei *et al.* (1990; 2000; 2013) Silva *et al.* 1999; Knijnik *et al.* 2017; Bitencourt *et al.* 2015; Lara *et al.* 2017; Jelinek *et al.* 2005; Preciozzi *et al.* 1999; Philipp *et al.* 2016; Martini *et al.* 2015 podem ser citados

Em relação à variação composicional e à evolução geoquímica do magmatismo dos Batólitos Florianópolis, Pelotas e Água, dados reunidos por Bitencourt & Nardi (1993; 2000), Philipp *et al.* (2000;2016) e Florisbal *et al.*, (2007; 2012) Oyhantçabal *et al.* (2007), Lara *et al.* (2017), entre outros, permitiram estabelecer a dominância do magmatismo cálcio-alcalino alto-K, na fase precoce (650-620 Ma), seguido por associações shoshoníticas (ca. 600 Ma) e associações alcalinas (590-580 Ma). Granitoides sintectônicos peraluminosos são descritos no intervalo de 630-617 Ma. Sommer *et al.* (2006) interpretam a variação composicional e evolução do magmatismo pós-colisional no sul do Brasil como o resultado da fusão de uma fonte mantélica heterogênea, que inclui granada - flogopita peridotitos, peridotitos venulados com abundância de fases hidratadas, tais como anfibólio, apatita e flogopita e, eventualmente com adição de um componente astenosférico. O mesmo trabalho aponta que anomalias negativas de Nb típicas de magmas relacionados a fontes metassomatizadas durante subducção prévia são verificadas nesse magmatismo. Enquanto a maior parte dos autores, com base em razões isotópicas e em elementos traços tem interpretado que a fonte mantélica do magmatismo pós-colisional do sul do Brasil é do tipo OIB-EM1. Segundo Nardi & Bitencourt. (2007), a contribuição crustal é dominante no caso das associações leucocráticas peraluminosas, tornando-se menos intensa no magmatismo fora do Cinturão de cisalhamento Sul brasileiro e pouco perceptível no magmatismo granítico shoshonítico e do tipo A. Estes últimos dois, representariam o magmatismo tardio do batólito, concomitante a fase extensional e à formação das sequências vulcano sedimentares em bacias do tipo *strike-slip*.

A Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC) pode ser citada como a principal descontinuidade do CCSb no Escudo Sul-rio-grandense. Essa zona de cisalhamento de orientação NE (Fig. 2) tem sido motivo de diversas discussões e interpretações distintas. Originalmente designado de "Sistema de Falhas Dorsal de Canguçu", diversos geólogos, como Issler (1982), Figueiredo *et al.*, (1990), Fragoso-César *et al.* (1990), interpretaram como uma sutura entre duas placas litosféricas; Fragoso César *et al.* (1986) definiram como uma zona de cisalhamento intraplaca relacionada a uma colisão oblíqua durante o Ciclo Brasileiro. Outros autores Jost. (1981), Frantz & Jost (1983) e Jost *et al.* (1984) buscaram critérios mais adequados para caracterizar esse sistema de falhas; porém, a ideia em voga, e também acolhida no presente trabalho, foi apresentada por Fernandes *et al.* (1993) explicando a ZCTDC como uma zona de cisalhamento intracontinental, de escala litosférica do tipo *strike-slip*, acreditando em uma possível continuidade física dessa zona para o sul, em território uruguaio, chamada de Zona de Cisalhamento Sierra Ballena (Fig. 2).

A evolução das principais zonas de cisalhamento transcorrentes que seccionam o Batólito Pelotas e compõem a ZCTDC estão intimamente relacionadas ao posicionamento sintectônico de associações graníticas. Segundo Hartmann, Chemale Jr & Philipp (2007), essas zonas principais de direção NE-SW mostram-se reativadas em três estágios principais, inicialmente em regime compressivo e em condições dúcteis, evoluindo para dúcteis a dúctil-rúpteis e, posteriormente, em regime extensional, sob condições dúcteis a dúctil-rúpteis. Segundo Philipp *et al.* (2002) nas suítes graníticas que compõem o Batólito Pelotas são reconhecidos três grupos principais de estruturas magmáticas e tectônicas associadas, um grupo mais antigo (D1), de baixo ângulo, desenvolvido em condições de deformação dúctil, e dois grupos mais novos, de alto ângulo; um desenvolvido em condições de deformação dúctil (D2) e, outro, em condições de deformação rúptil (D3). As estruturas D1 possuem orientação geral N45-60°E com mergulhos quase sempre baixos para NW a NNW contendo lineação de estiramento mineral com caimento baixo para NE e ENE. Os indicadores cinemáticos destas zonas (pares de foliações S-C, enclaves microgranulares assimétricos) sugerem movimentos de topo para leste (Philipp & Machado, 2002). As estruturas D2 possuem orientação N60 - 80°E, com os indicadores cinemáticos (pares de foliações S-C, porfiroclastos assimétricos e bandas de cisalhamento discretas) sugerindo em ambos os casos movimentação essencialmente sinistral. As estruturas D3 são caracterizadas por zonas de

cisalhamento rúpteis métricas a decamétricas orientadas segundo duas direções principais: uma N10 - 20°E e outra N50° - 65°E. São estruturas que deslocam as estruturas anteriores e são acompanhadas pelo desenvolvimento de rochas miloníticas de baixa temperatura. Muitas dessas estruturas reativam as estruturas D2. Os indicadores cinemáticos observados nestas zonas (bandas de cisalhamento discretas e estrias de atrito) sugerem movimentação direcional sinistral.

Fernandes *et al.* (1993) compartilharam de ideias semelhantes sobre a evolução da ZCTDC, apontando que “*a fase de movimentação precoce da ZCTDC é registrada por zonas de cisalhamento transcorrente de escala litosférica, que acomodaram a principal movimentação tectônica longitudinal do cinturão. Tais zonas são reconhecidas principalmente a partir das ocorrências, características petrológicas e estruturais de granitoides porfiríticos e peraluminosos sintectônicos[...]* Essa fase de movimentação precoce estaria registrada pela trama magmática dos granitoides porfiríticos sintranscorrência (Granito Quitéria - Figura 5), que é materializada por conspícua foliação subvertical e lineação subhorizontal, definidas pela orientação dimensional de megacristais de feldspato potássico. O "Metagranito" Arroio Francisquinho, descrito por Fernandes *et al.* (1988,1990), assim como o Granito Cordilheira de Tessari & Picada (1966), ambos definidos como sintectônicos às zonas de transcorrência, são incluídos na Suíte Granítica Cordilheira e seriam exemplos de granitos peraluminosos citados acima. Fernandes *et al.* (1993) ainda sugere estágios de deformação de baixa temperatura caracterizado pelo intenso desenvolvimento de filonitos e milonitos, assim como inúmeras reativações das estruturas desse sistema de transcorrência, sob condições de temperaturas ainda mais baixas, formando rochas da série cataclástica, durante o final do Pré-Cambriano e Fanerozoico.

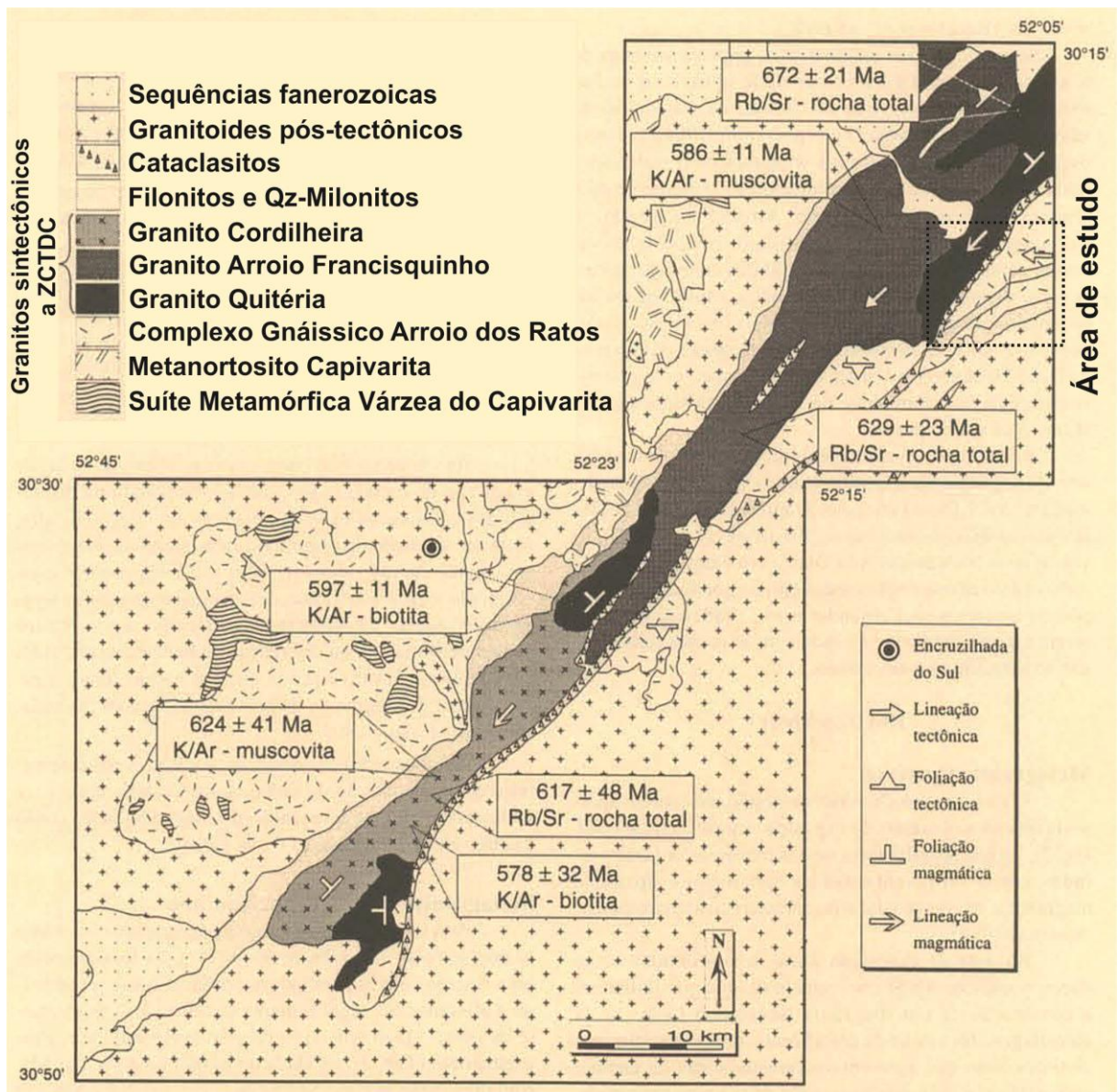


Figura 5. Mapa geológico da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu e seus granitos sintectônicos. A área de estudo da presente tese é identificada no quadrado pontilhado. Mapa e Idades K/Ar e Rb/Sr retirado de Koester et al. (1997).

A Zona de Cisalhamento Major Gercino (Fig. 6), que representa uma das zonas de transcorrência de grande porte contidas no CCSb, já foi alvo de correlação com a ZCTDC. Apesar de estar inserida no mesmo contexto geológico, mostrar temperaturas de deformação compatíveis e características similares a ZCTDC; o sentido de cisalhamento reportado como dextral (Bitencourt *et al.*, 1989) é incompatível com a interpretação apresentada para a ZCTDC (Fernandes *et al.*, 1993).

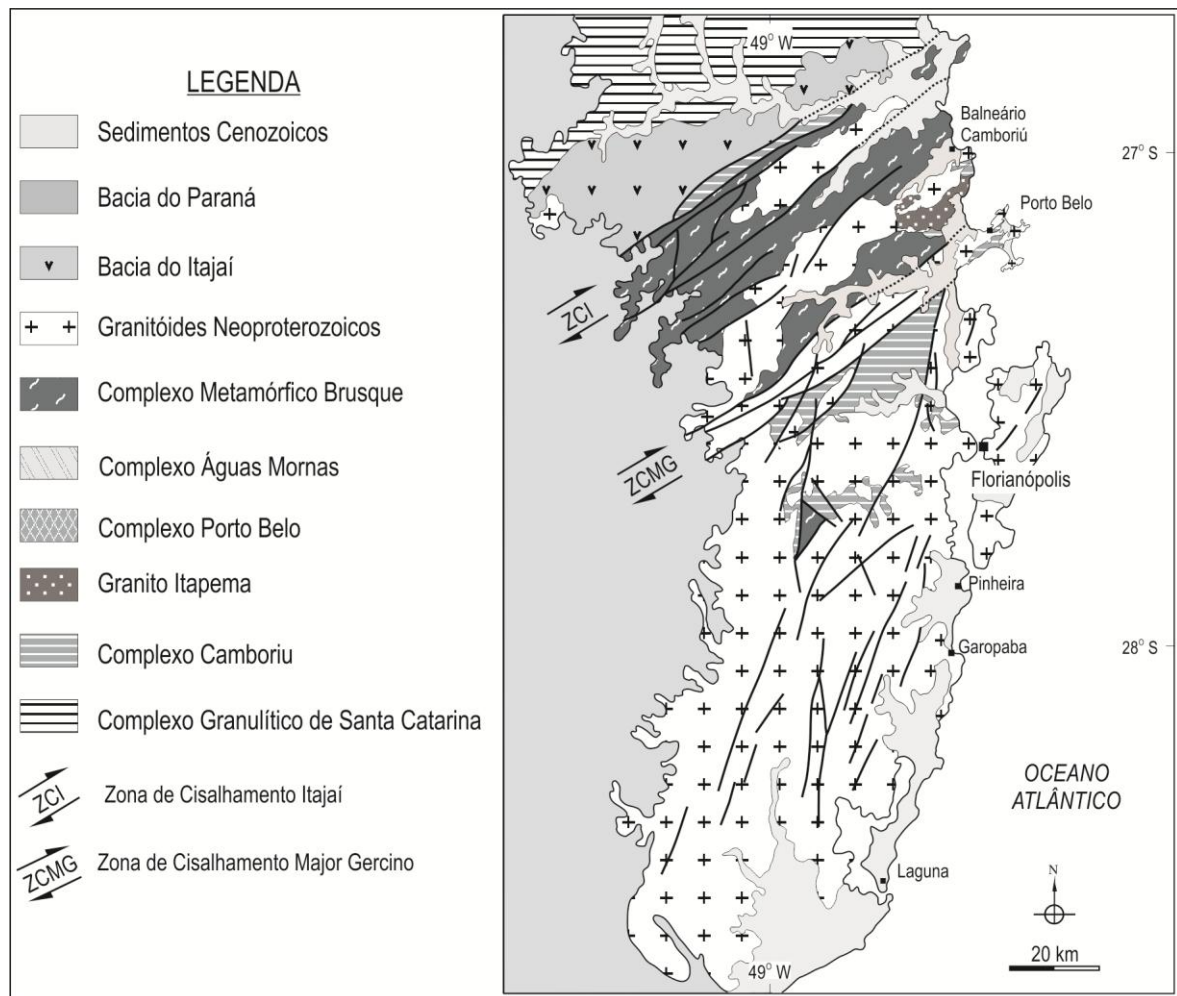


Figura 6. (a) Contexto geológico e geotectônico do sul do Brasil e Uruguai; (b) principais unidades geológicas e traços tectônicos do Escudo Catarinense. Retirado de Nardi & Bitencourt (2007).

A Zona de Cisalhamento Quitéria Serra do Erval (ZCQSE - Knijnik et al., 2013), área de estudo do presente trabalho (Fig. 7 e 8), possui quase 30 km de extensão e cerca de 5 km de espessura esta localizada na porção leste do Escudo Sul-Rio-Grandense (Fig. 2 e 7), fazendo parte do sistema de zonas de cisalhamento que compõem o CCSB. Tem caráter transcorrente, direção ENE (Fig. 9), sentido de movimento sinistral e condicionou o posicionamento de um volume significativo de magmas, representados (em ordem cronológica) pelo Granodiorito Cruzeiro do Sul (GCS) e pelos granitoides Arroio Divisa (GAD) e Sanga do Areal (GSA). O limite noroeste da ZCQSE com os granitos Quitéria (631 ± 6 Ma - Koester et al., 2001), e Arroio Francisquinho, vinculados à movimentação inicial da ZCTDC, é marcado por cristas de quartzo-milonitos e filonito e zonas de cataclase sobrepostas, enquanto a sudoeste, o limite com o Granito Serra do Erval e Riolito Ana Dias é marcado por

uma zona de cataclase regional. Nessa região, Mesquita (1991) descreveu quartzo milonito e filonitos e os relacionou a movimentações tardias de transcorrência da ZCTDC em condições de fácies xistos verdes. Trabalhos mais recentes de Mello (2015, 2018) demonstram que os corpos de quartzo milonito e filonito que afloram na ZCQSE e estão dispostos em faixas estreitas e descontínuas, alongados em direção N65°E, têm arranjo geométrico concordante às estruturas impressas pela zona de cisalhamento. Sua geração envolve a circulação de fluidos tardi-magmáticos e, de acordo com as microestruturas formadas nos grão de quartzo as temperaturas de deformação são compatíveis com o fácies anfibolito.

As rochas embasamento correspondem ao Complexo Arroio dos Ratos, ocorrem como encaixantes dos granitoides sintectônicos e como xenólitos nos mesmos, possuem dimensões decimétricas a kilométricas (*roof pendants*). Estas litologias foram originalmente definidas como Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos (Fernandes *et al.*, 1988), compreendendo ortognaisses tonalíticos a granodioríticos leucocráticos com bandamento milimétrico (G1). No Projeto de Mapeamento Geológico Básico Serra do Erval-Quitéria, de UFRGS (2007), retirou-se o termo “gnáissico” da nomenclatura da unidade, pois, na área mapeada, que incluía sua seção-tipo, predominam termos sem bandamento metamórfico. Gregory (2016) em Tese de doutorado reconheceu três associações (A1, A2 e A3) do tipo tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG) no Complexo Arroio dos Ratos, e idades em torno de 2,1 Ga (U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS). Segundo o mesmo autor, as três associações apresentam foliação com direção E-W com alto ângulo de mergulho (apenas A1 apresenta dispersão) e lineação de estiramento raramente observada com baixo a médio caimento para W e SW. Os dados obtidos por Gregory (2014) são compatíveis com a evolução geológica do CAR como registro de um arco magmático meso- a tardi-rhyaciano seguido de um período intraplaca (anorogênico, ou mesmo tafrogênico), estateriano. Na área de estudo (Figura 8), ainda ocorrem como xenólitos de gnaisses calciossilicatados com até um quilômetro de comprimento, que correspondem as litologias do Complexo Várzea do Capivarita, contidos nos Granitoides sintectônicos da ZCQSE. Essa unidade geológica foi primeiramente definida e denominada como Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita por Frantz *et al.* (1984) e incluía as associações gnáissicas de alto grau que ocorrem na região de Encruzilhada do Sul (Figura 5). Contudo, a área aflorante destas litologias foram redefinidas e desmembradas por uma série de mapeamentos levando à reestruturação das concepções estratigráficas e geológicas, e atualmente

definida como Complexo Várzea do Capivarita (CVC) por Martil (2016). O "CVC" é interpretado como uma sequência de sedimentos de plataforma, do tipo margem continental passiva (Fragoso César, 1991), metamorfizada em condições de fácies anfibolito superior a granulito. Gross *et al.* (2006) relacionam estas rochas a um evento tectôno-termal com condições P-T entre 750-800°C e pressão entre 3-4 Kbar. Estes autores mencionam ainda idades radiométricas Sm-Nd em granadas entre 604 e 626 Ma para o metamorfismo principal da sequência, que são interpretadas como relacionadas à amalgamação dos crátons Rio de La Plata e Kalahari. Os estudos geocronológicos de Martil (2016) enfatizaram os ortognaisses do CVC e obtiveram idades de cristalização em zircão entre 780 e 790 Ma, e idades entre 640 - 650 Ma em sobrecrescimentos de zircão, sendo interpretadas como o registro da idade do metamorfismo de alto grau e fusão parcial associada.

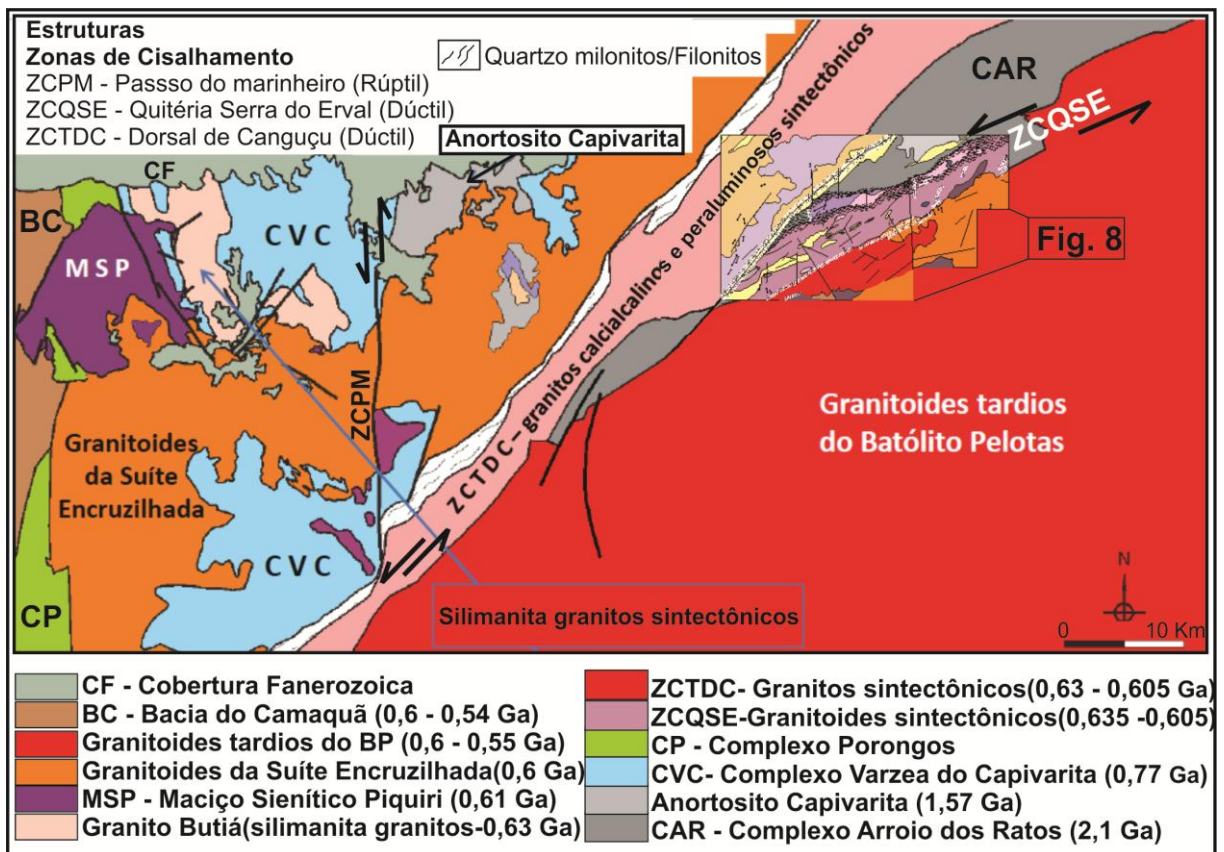


Figura 7. Mapa geológico esquemático de parte do Escudo Sul-rio-grandense, mostrando a área de estudo ilustrada na Fig. 8. Modificado de Bitencourt (2013).

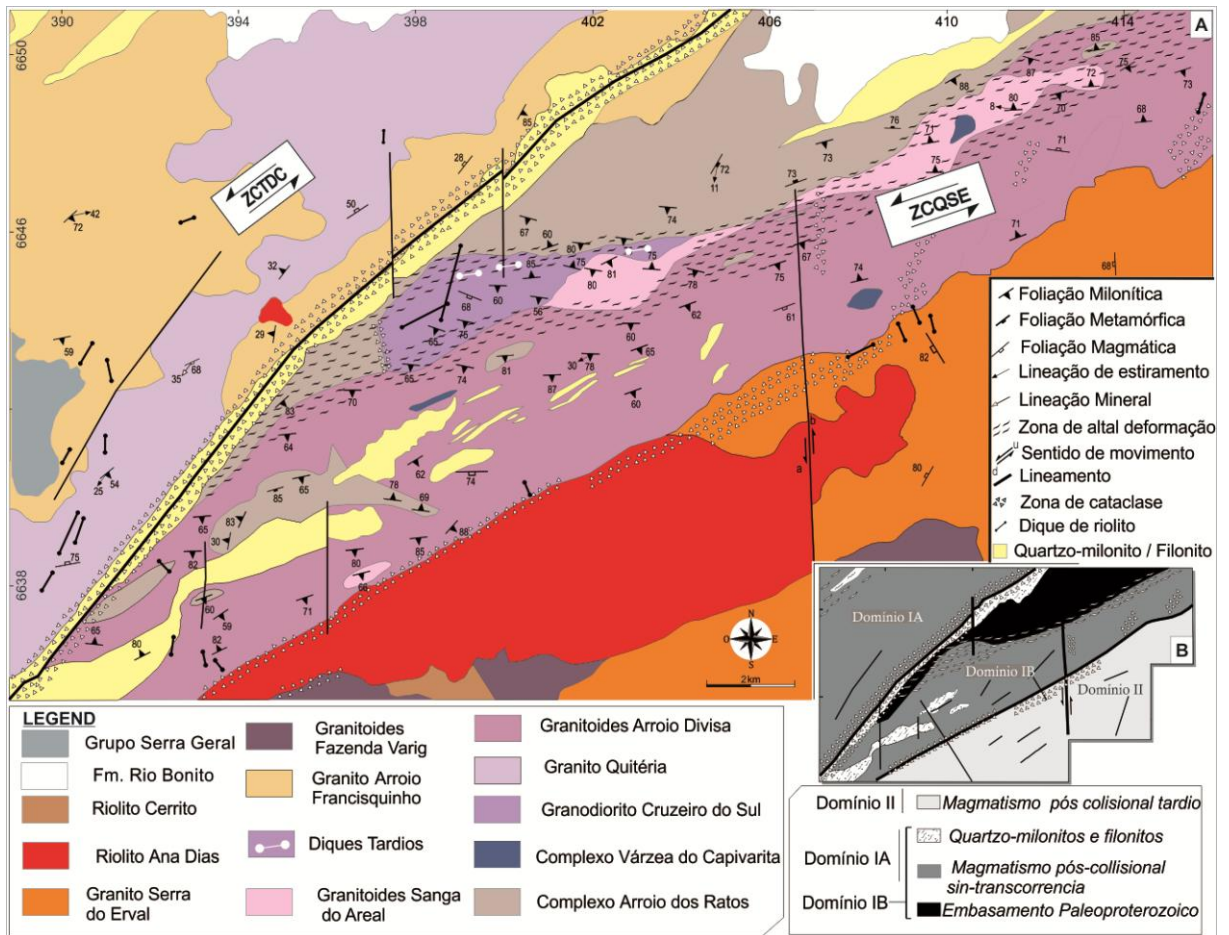


Figura 8. (A) mapa geológico da região de Quitéria-Serra do Erval; (B) mapa dos domínios estruturais e litológicos. Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu.

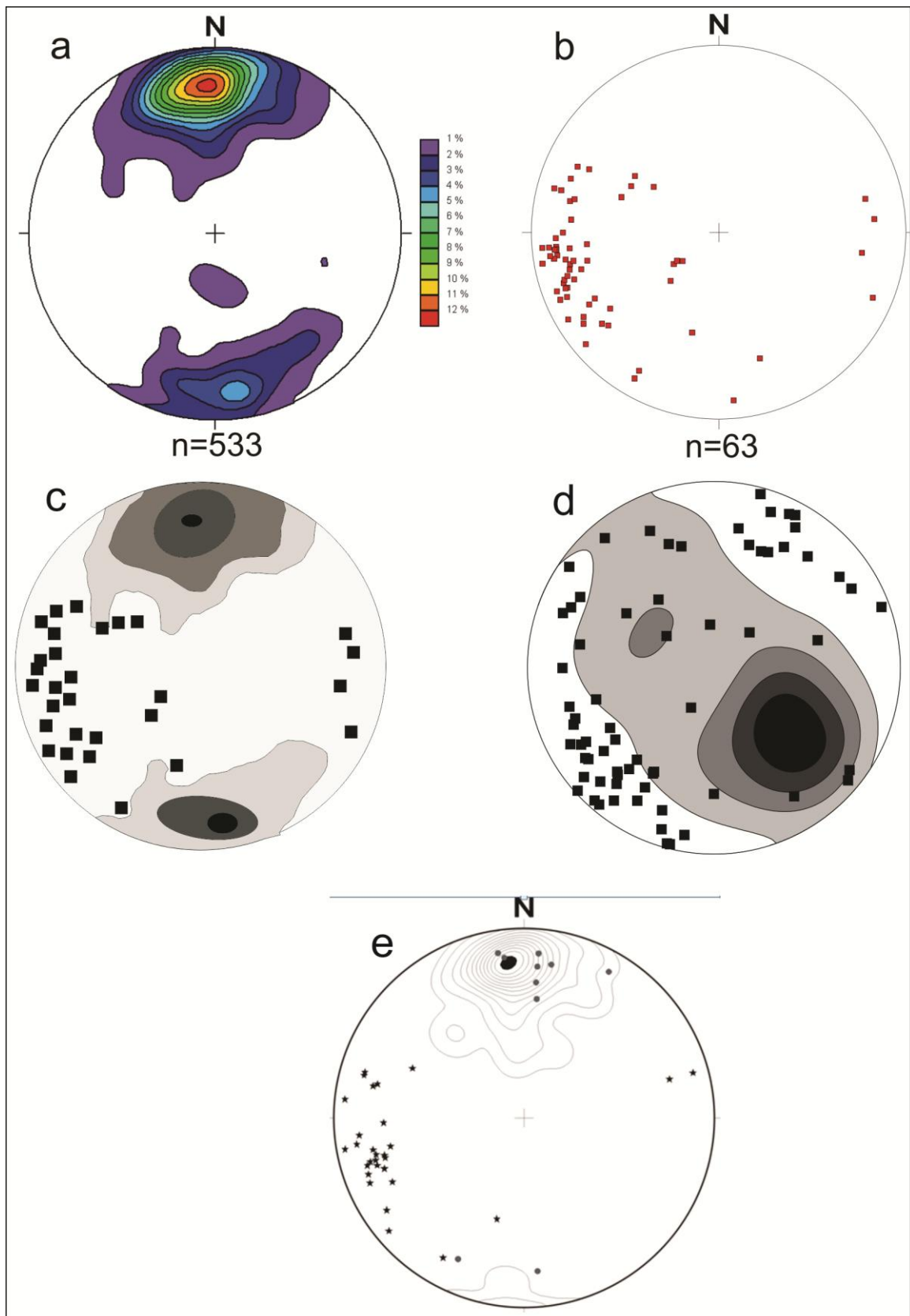


Figura 9. Projeções estereográficas em rede de Schmidt (hemisfério inferior); (a) Estereograma das foliações ígnea e milonítica do Granodiorito Cruzeiro do Sul, Granitoides Arroio Divisa e Granitoides Sanga do Areal e do bandamento gnáissico

dos *roof pendants* do Complexo Arroio dos Ratos. Em (a) pode-se verificar o padrão geral concordante (E-W a ENE com alto a médio ângulo de mergulho) entre todos os tipos de estruturas planares encontrados nestas unidades. Em (b) observa-se uma tendência das lineações (de estiramento e mineral das mesmas unidades de (a) com, com baixo caimento, principalmente para os quadrantes W e SW. A baixa obliquidade entre as lineações e seus planos de foliação indica um regime de transcorrência para a geração destas estruturas; (c) Estereograma das foliações magmática e milonítica (n=533) dos granitoides sintectônicos à ZCQSE e atitude da lineações mineral e de estiramento (n=30); (d) Estereograma das foliações magmática e milonítica (n=648) dos granitoides sintectônicos à ZCTDC e atitude das lineações mineral e de estiramento (n=72) - (c) e (d) com contornos dos pólos em isolinhas de 20%; (e) Projeção estereográfica para os elementos estruturais do GCS - Contornos em 1.0, 2.0, 4.0, 6.0 ... e 24.0% para os pólos da foliação milonítica (N = 89); pólos da Foliação magmática (pontos cinza - N = 11); lineação de estiramento (estrela - N = 30). (a) e (b) retirado de UFRGS (2008); (c) e (d) compilação e revisão de dados de UFRGS (2007, 2008) e Knijnik (2011); (e) retirado de Knijnik (2011).

2.2.1 Geologia dos Granitos Sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu

Os leucogranitos peraluminosos com duas micas, situados na região leste do Escudo Sul-rio-grandense, com posicionamento controlado por um sistema de falhas transcorrente de direção NE, foram originalmente descritos por Picada (1965) sob a designação de Cordilheira Granitos e Migmatitos Associados. Frantz e Remus (1986), Fragoso-César *et al.* (1986), Fernandes *et al.* (1990) e Nardi e Frantz (1995) relacionaram esses granitos com uma orogênese Brasileira e sugeriram processos de fusão crustal na produção desses granitos. Segundo Nardi e Frantz (1995), a Suíte Intrusiva Cordilheira é constituída por sienograníticos a monzograníticos, com textura inequigranular afetada por efeitos de deformação milonítica. A mineralogia é constituída por K-feldspato, plagioclásio, quartzo, muscovita e biotita, com granada, turmalina, apatita, zircão, esfeno e fluorita. No mesmo trabalho, os autores apresentam dados geoquímicos para essa Suíte com uma variação em SiO₂ situada entre 71,55 a 77,68%, com uma razão K₂O/Na₂O decrescente com a diferenciação. Koester *et al.* (2001), apontam que os leucogranitos peraluminosos, como o metagranito Arroio Francisquinho e o metagranito Cordilheira, com características de

granitos do "tipo-S", demonstrado por sua mineralogia e química (alto SiO_2 , coríndon normativo $> 2\%$), elevadas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e valores negativos de ϵNd . Por outro lado, relações de campo, tipologia dos enclaves e características químicas e petrológicas sugerem que essas rochas representam um magmatismo com derivação crustal, porém, a partir de fusões de crosta ortognáissica com xenólitos de rochas metassedimentares. Philipp et al. (2013) aponta uma afinidade cálcio alcalina - alto K (Fig. 10) e um caráter peraluminoso (Fig. 11), com baixos conteúdos de LILE (Large Ion Lithophile Elements) e de ETR (Elementos terras Raras) para os granitos da Suíte Cordilheira (Fig. 12). Ainda sugerem temperaturas de fusão parcial para formação dos granitos entre 740 e 820 $^{\circ}\text{C}$, e pressões de ~ 9 Kbar, a partir de gnaisses pelíticos do Complexo Várzea do Capivarita e em menor proporção de gnaisses do Complexo Arroio dos Ratos.

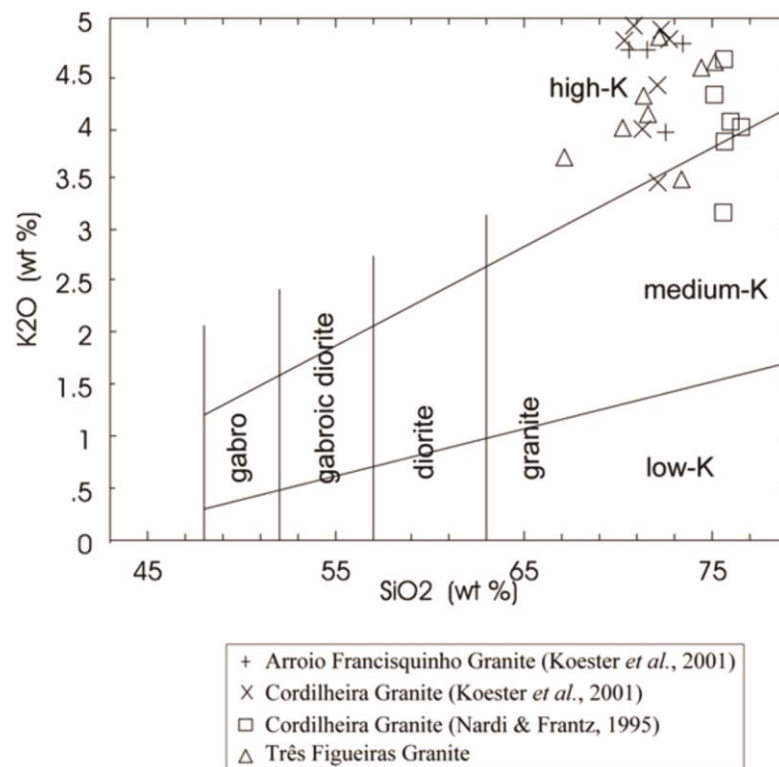


Figura 10. Diagrama K_2O x SiO_2 (wt.%) de Le Maitre (1989) dos granitos da suíte Cordilheira. Retirado de Philipp et al. (2013).

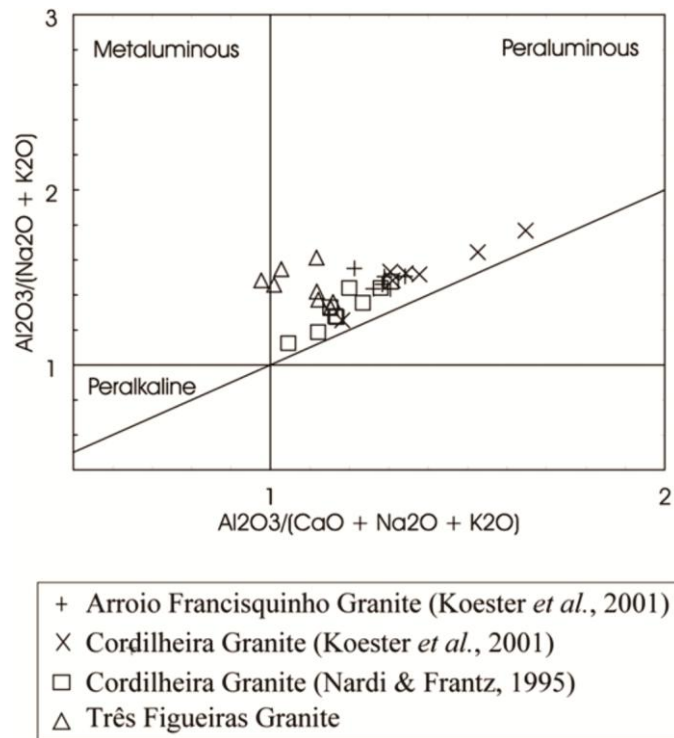
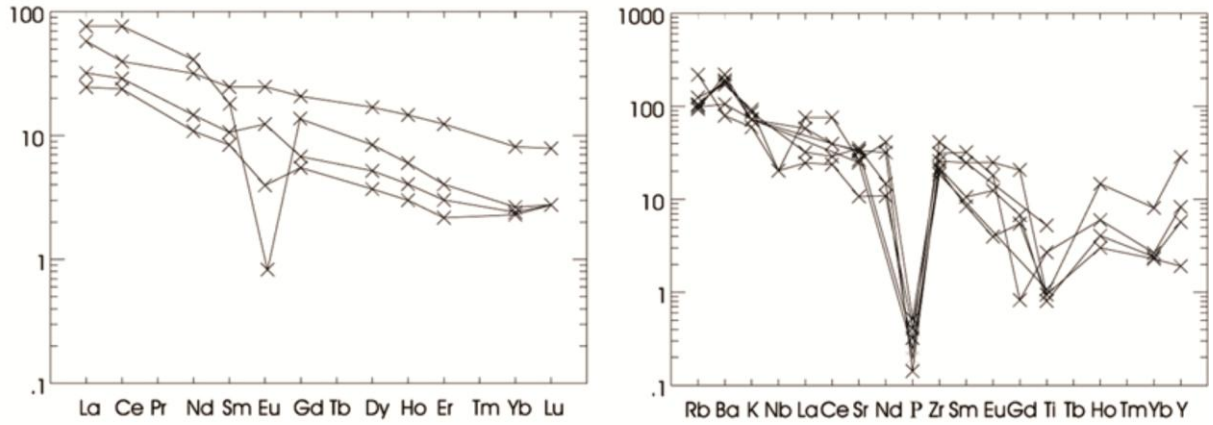
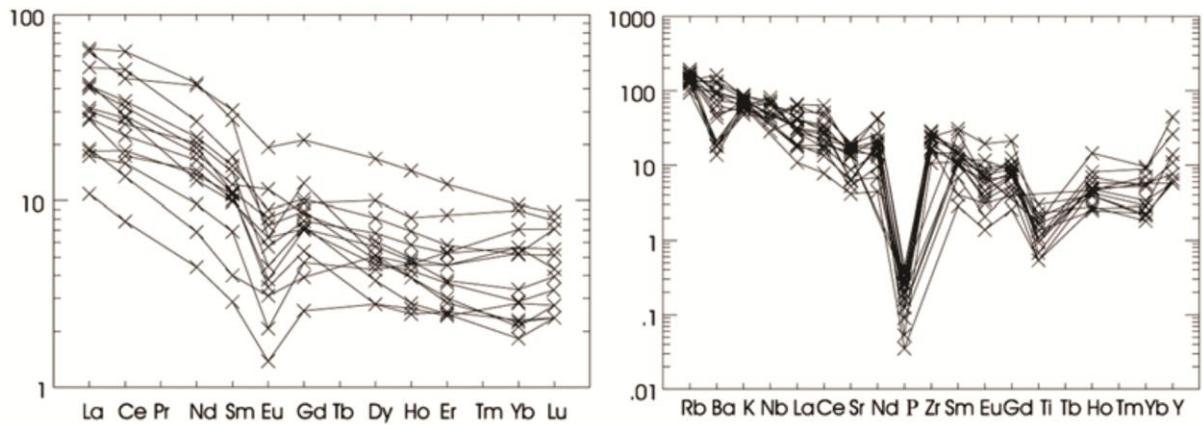


Fig. 11. Diagrama A/CNK (Shand 1943) dos granitos da suíte Cordilheira. Retirado de Philipp *et al.* (2013).

Granito Arroio Francisquinho



Granito Cordilheira



Granito Três Figueiras

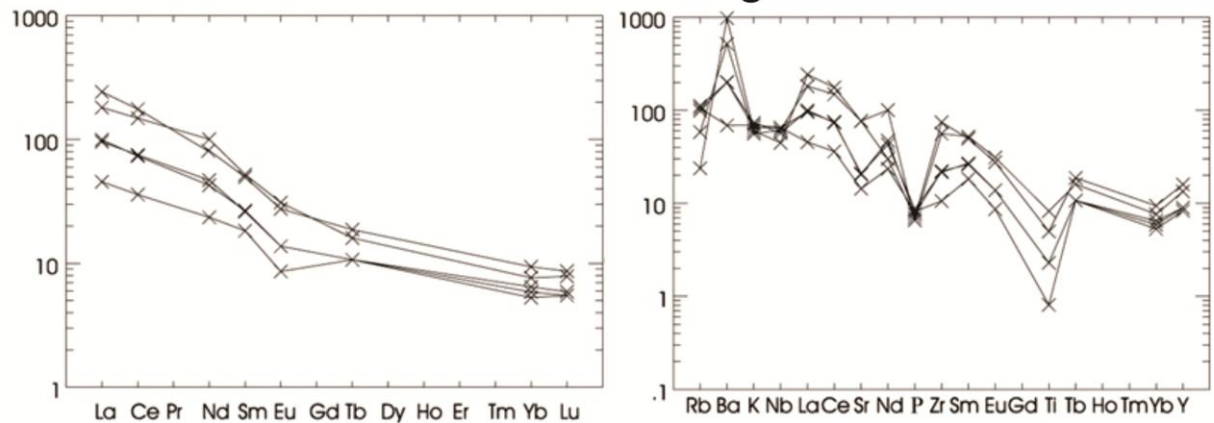


Figura 12. Padrões de Elementos Terras Raras e *spidergrams* dos granitos da suíte Cordilheira normalizado pelos valores do condrito de Sun (1982). Retirado de Philipp et al. (2013).

Segundo Koester et al., (2001a) o "metagranito" Quitéria apresenta uma participação de material crustal marcada pelas elevadas razões iniciais de isótopos de Sr, valores negativos de ϵNd e baixos conteúdos de Zr e V, e assim, uma fonte mista, envolvendo material do manto e crustal, originada a partir de um mecanismo de assimilação com concomitante cristalização fracionada. A componente mantélica estaria representada por enclaves máficos microgranulares enquanto a componente crustal, por ortognaisses e subordinadamente metassedimentos. No mesmo ano, Koester et al. (2001b) aponta para o metagranito Quitéria; teores de SiO_2 variável de 64 a 71%; afinidade cálcio-alcálica alto-K; alta razão de LILE/HFSE, bem como anomalias negativas de Nb (Fig. 13); forte fracionamento em elementos terras raras (Fig. 13), e razão de $^{87}Sr/^{86}Sr$ igual a 0,716. A Figura 14 ilustra a classificação modal Q-A-P (Streckeiseir, 1976) para os granitos sintectônicos à ZCTDC e rochas associadas segundo Koester et al. (2001b).

Diversas idades U-Pb em zircão dos granitos sintectônicos à ZCTDC foram obtidas nestes últimos quinze anos, porém a falta de dados geocronológicos, tais como imagens dos grãos com os pontos analisados, tabelas e até mesmo a localização das amostras levantam dúvidas sobre a sua validade. Porém essas idades foram amplamente utilizadas e citadas em diversos artigos científicos. A figura 15 mostra um exemplo do que foi citado acima, onde as Concórdias obtidas por Frantz et al. (2003), apesar de serem dados aceitáveis, não é possível ter um controle analítico e geológico das análises.

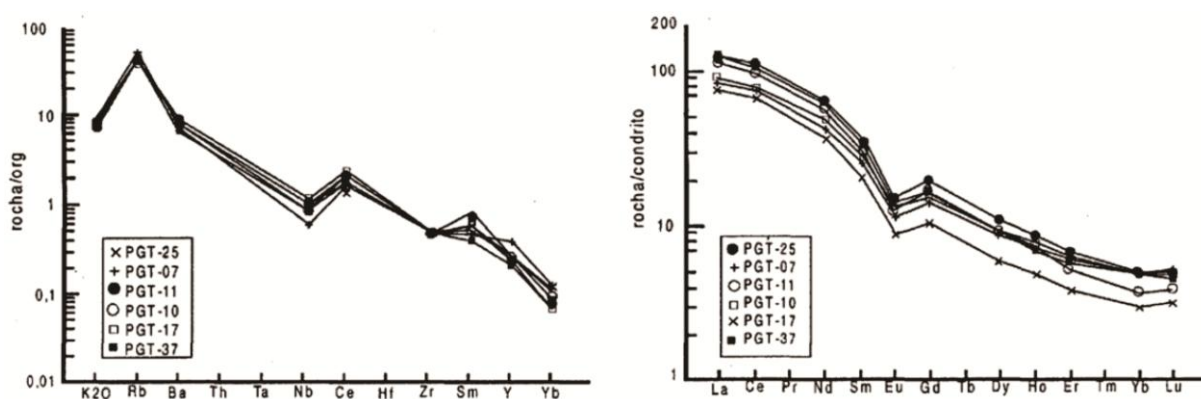


Figura 13. (Esq.) Spidergram para o metagranito Quitéria, normalizados para valores de ORG (ocean ridge granites, Pearce *et al.*, 1984); (Dir) Padrões de ETR para o metagranito Quitéria, normalizados para valores condriticos (Taylor & McLennan, 1985). Retirado de Koester et al. (2001b).

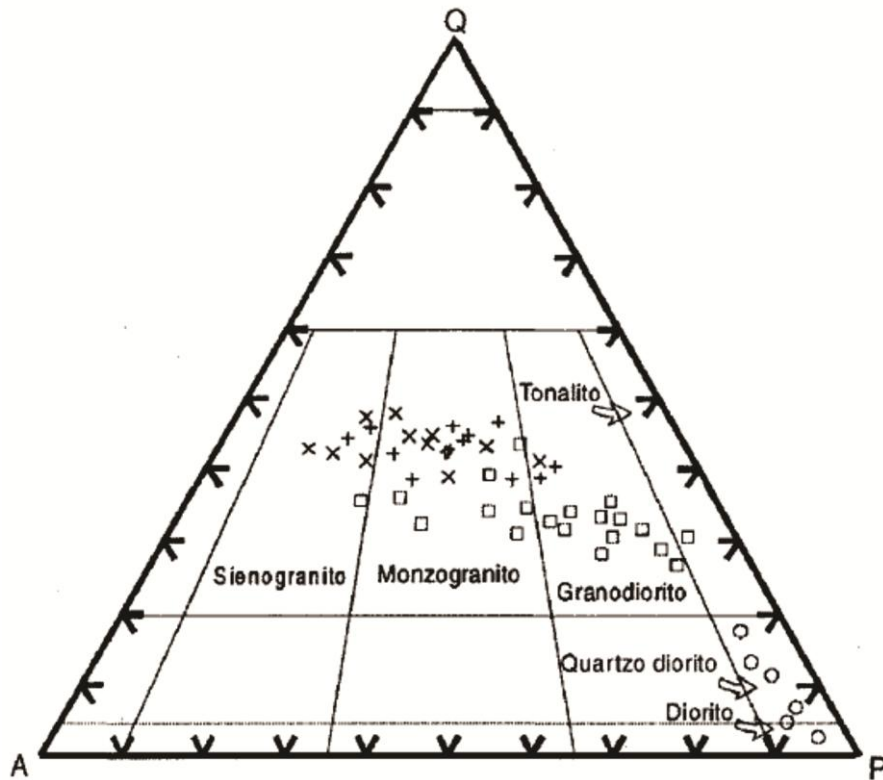


Figura 14 - Diagrama de classificação modal Q-A-P (Streckeiseir, 1976) para: o metagranito Quitéria (□), composição média - K-feldspato: ± 25 %, plagioclásio: ± 30 %, quartzo: ± 30 %, biotita: ± 15 %, acessórios: < 1 %, secundários: < 1 %; os enclaves microdioríticos do metagranito Quitéria (o), composição média - K-feldspato: ± 3 %, plagioclásio: ± 47 %, quartzo: ± 5 %, biotita: ± 45 %, acessórios: < 1 %, secundários $< 0,5$ %; o metagranito Arroio Francisquinho (+), composição média - K-feldspato: ± 23 %, plagioclásio: ± 27 %, quartzo: ± 35 %, muscoviía: ± 8 %, biotita: ± 5 %, acessórios: < 2 %, secundários: $< 1,5$ %; o metagranito Cordilheira (x), composição média - K-feldspato: ± 28 %, plagioclásio: ± 22 %, quartzo: ± 35 %, muscovita: ± 10 %, biotita: ± 10 %, acessórios: $< 1,5$ %, secundários: $< 0,5$. Retirado de Koester et al. (2001b).

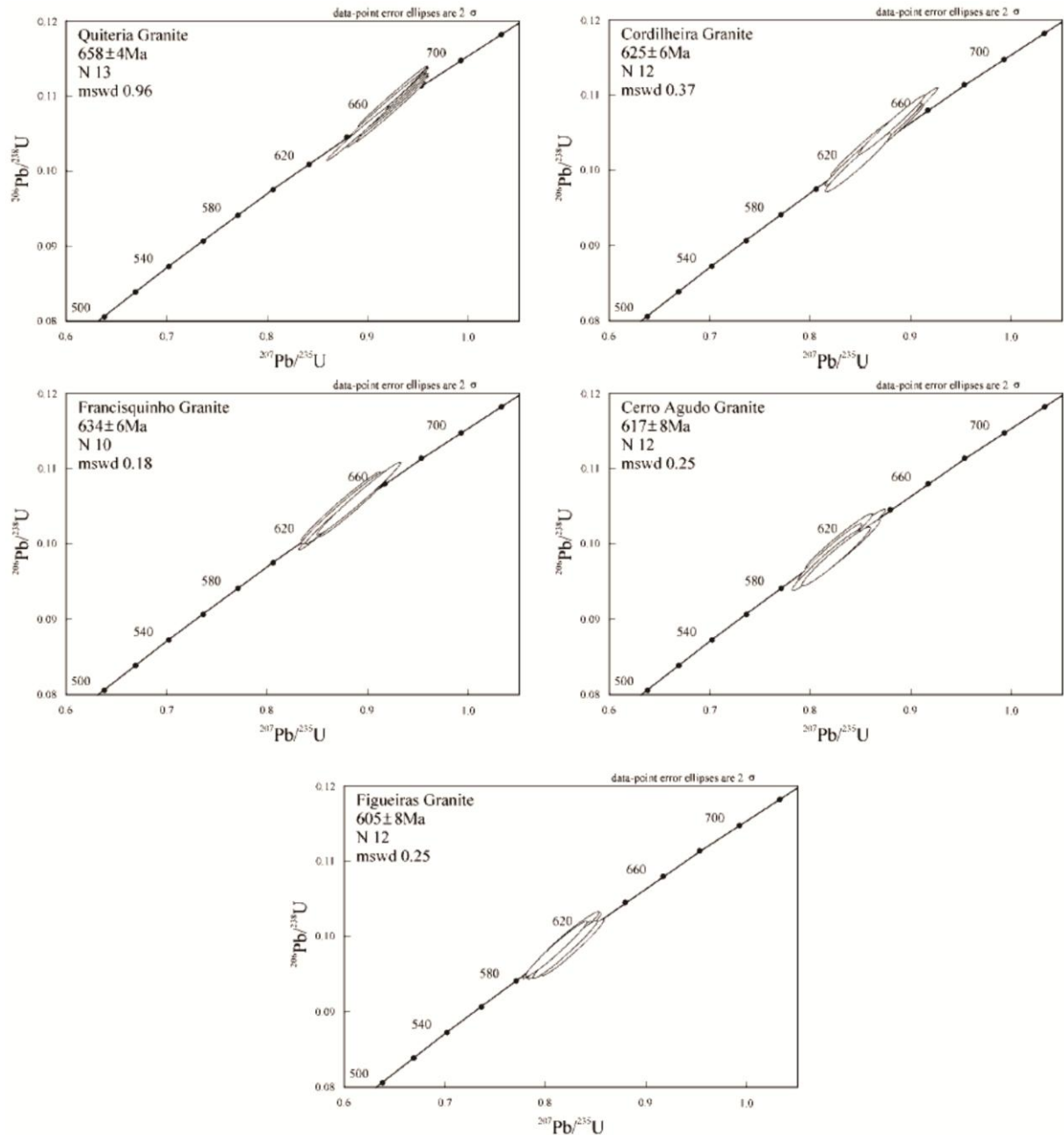


Figure 15: Diagrama das Concórdias das idades calculadas dos Granitos da Suíte Cordilheira. Retirado de Frantz et al. (2003).

2.2.2 O magmatismo pós-colisional neoproterozoico no Uruguai

Conforme a concepção de Basei *et al.* (2000), adotada por Oyhançabal *et al.* (2007) no Uruguai, o Cinturão Dom Feliciano (Fig. 16) é composto por três unidades principais: um cinturão granítico; um cinturão de xistos neoproterozoico pré-colisional que compreendem um cinturão de dobramento e cavalgamento de rochas metavulcano sedimentares com metamorfismo no fácies xisto verde a anfibolito inferior; e um cinturão de antepais que inclui diversas sucessões vulcânicas e

sedimentares marinhas a depósitos molássicos pós-colisionais associadas à evolução do CDF. No embasamento pré-brasiliano, uma foliação anterior a 630 Ma, de baixo ângulo, associada com altas temperaturas de deformação e extensão regional, é observada e relacionada com os estágios colisionais (Oyhantçabal, 2005).

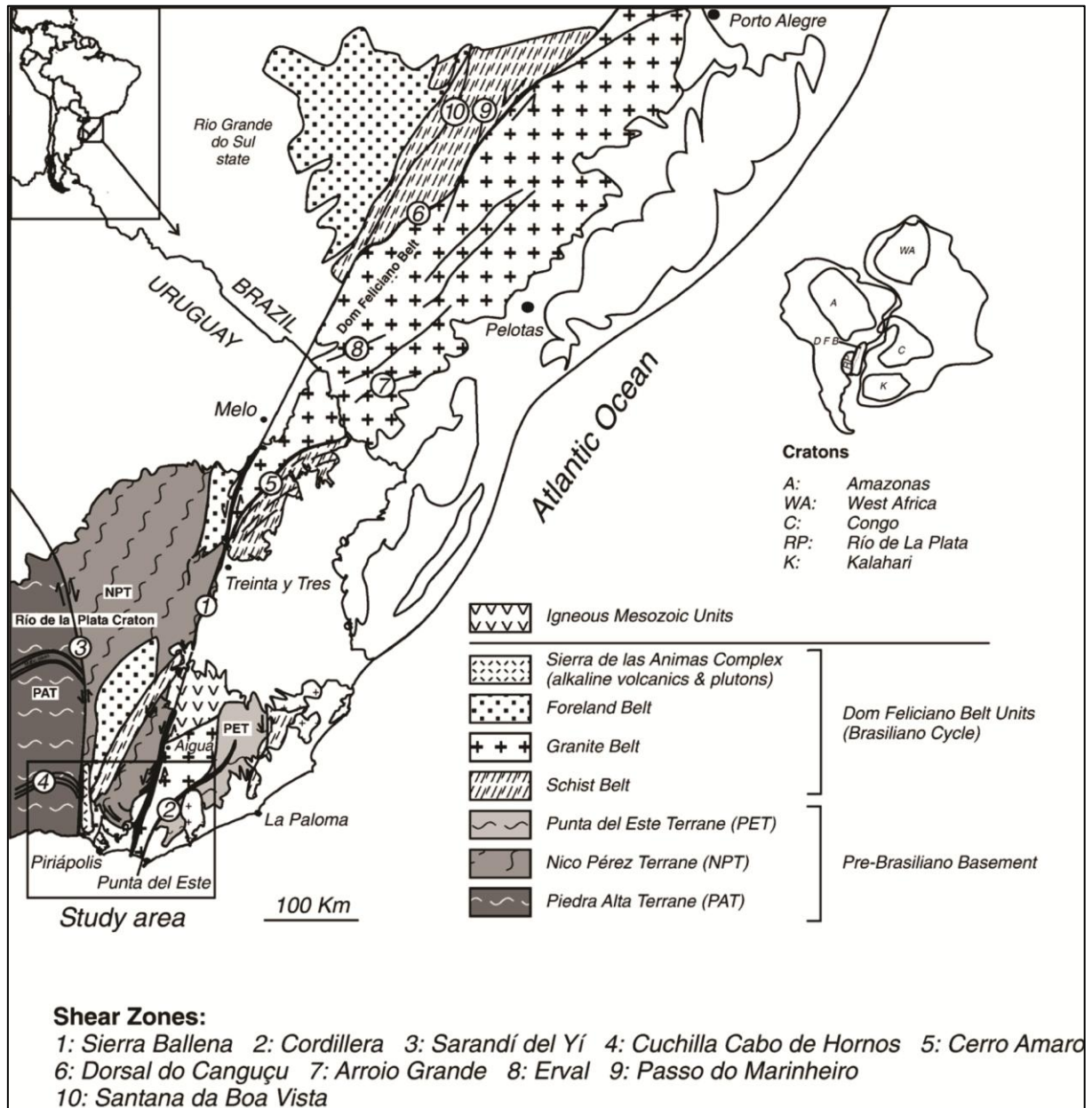


Figura. 16. Mapa geológico do Cinturão Dom Feliciano e do embasamento Pré-Brasiliano no Rio Grande do Sul e Urugua. Retirado de Oyhantçabal et al. (2007).

De acordo com Oyhantçabal et al., (2007) , nos domínios uruguaiois, extremo sul do Cinturão Dom Feliciano, as duas principais zonas de cisalhamento, Sarandí del Yí e Sierra Ballena (Fig. 17), controlam o posicionamento de granitoides (Batólito Aguá), assim como a abertura e evolução de bacias molássicas com magmatismo

associado. Segundo (Oyhantçabal, 2005), o Batólito Aiguá é formado por múltiplas intrusões, e esta em uma área de interação entre a zona de cisalhamento sinistral Sierra Ballena, e a zona de cisalhamento Cordillera, uma posição estrutural favorável para o posicionamento de granitos. Oyhantçabal et al., (2007), admitem o papel importante da tectônica transcorrente apontado por (Bitencourt e Nardi, 2000) em ativar o magmatismo neste cinturão granítico, e também propõem processos como o de *Slab Breakoff* na produção de imensas quantidades de magma envolvidos nos batólitos Aiguá e Pelotas. Os mesmos autores, apontam que, apesar de os dados geocronológicos serem escassos, as relações de campo indicam que o magmatismo alcalino é mais jovem, e uma evolução de magmas calcialcalinos altamente fracionados para shoshoníticos e finalmente alcalinos é proposta. Como sugerido por Bonin (2004), o *slab breakoff* estaria associado com a geração destes magmas calcialcalinos alto-K, e provavelmente, como fonte o manto litosférico subcontinental enriquecido com K durante a subducção que precedeu a colisão. Esta evolução de uma tectônica transcorrente relacionada com a geração e posicionamento de magmas graníticos até uma tectônica extensional associada com a formação de bacias molássicas e posicionamento de diques shoshoníticos, e magmas com afinidade alcalina ocorreu entre 615 e 575 Ma.

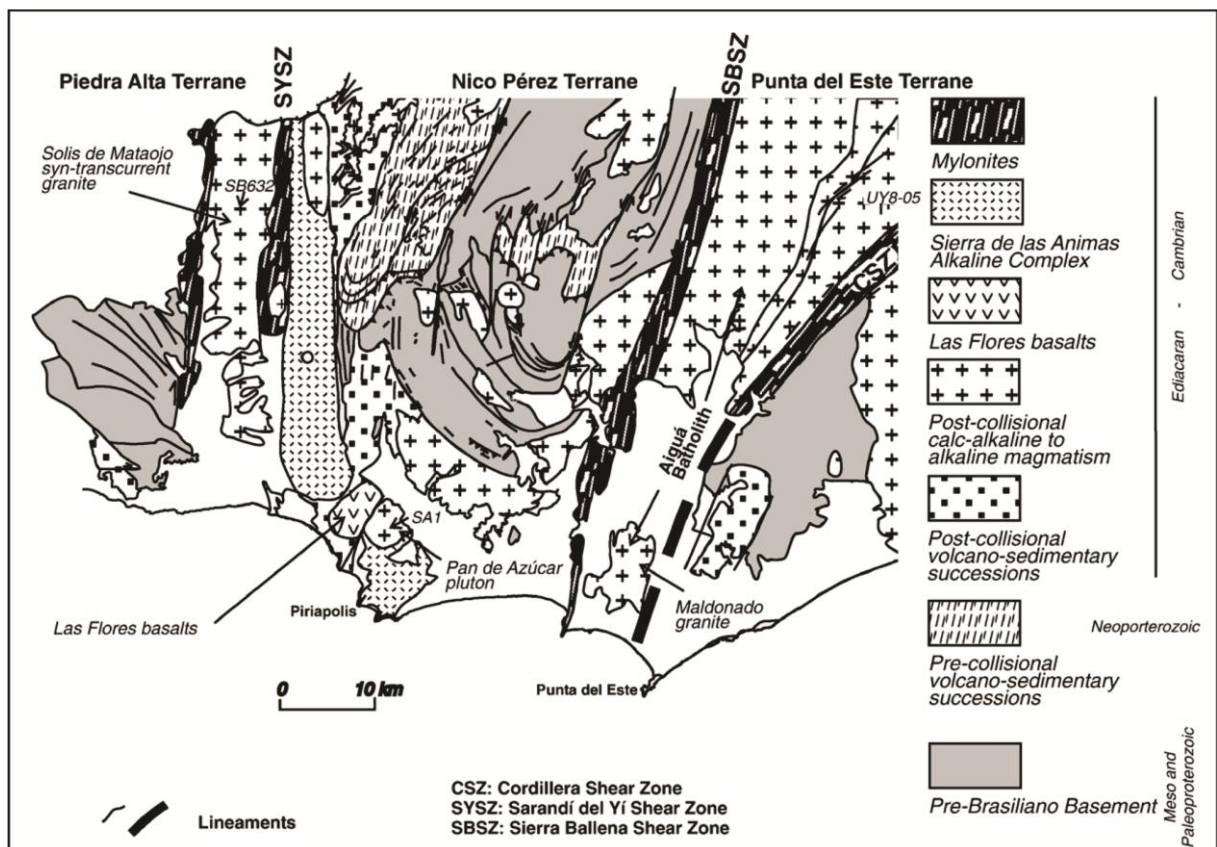


Figura. 17. Mapa geológico do Uruguai com as principais zonas de cisalhamento, Sarandí del Yí e Sierra Ballena. Retirado de Oyhançabal et al. (2007).

Na primeira década de 2000, como se pode observar, os trabalhos de Oyhançabal e colaboradores se destacam dentro da pesquisa do contexto geológico do cinturão granítico neoproterozoico uruguaio. Em especial, o artigo de Oyhançabal et al., (2007) que caracteriza muito bem a geologia estrutural em macro, meso e micro escala desta região, segue:

- Segundo os autores, a Zona de Cisalhamento Sierra Ballena possui uma tendência de direção 020°; com 4km de espessura, ela é parte de um sistemas de zonas de cisalhamento maior, com diversas ramificações de direção N-S a NE-SW (e.g. zonas de cisalhamento Cordillera e Cerro Amaro, (Figuras. 16 e 17).
- A Zona de Cisalhamento Cordillera apresenta evidências de um sentido de movimentação dextral e é apontada como uma provável falha conjugada da ZCSB (Figuras. 16 e 17). A confluência dessas duas zonas de cisalhamento poderia ser um grande fator controlador da ascensão e criação de espaços para o posicionamento de grande volumes de magmas graníticos.
- Porfiroclastos com caudas assimétricas nos granitos miloníticos da ZCSB normalmente indicam o sentido de movimentação sinistral da mesma, e as microestruturas de deformação do quartzo e dos feldspatos são típicas de temperaturas compatíveis com os fácies xisto verdes anfíbolito inferior.
- A presença de quartzo milonitos e pórfiros miloníticos (diques subvulcânicos) formam cristas que se destacam no relevo da ZCSB, onde se observa uma relação espacial desses quartzo milonitos com filonitos.
- A transição de granitos miloníticos para filonitos são bem expostas na ZCSB e demonstram que esses filonitos foram desenvolvidos a partir de um protólito granítico. Esse processo envolve o influxo de fluidos aquosos e a quebra do feldspatos gerando mica.
- Indicadores cinemáticos como *mica fish* em muscovitas e estruturas S-C indicam a movimentação sinistral nesses filonitos.

2.3 Materiais e métodos

Diferentes técnicas de pesquisa foram utilizadas a fim de compreender o problema geológico discutido nesta tese. A base dos dados estudados, teve como principal fonte os trabalhos de campo realizados nas primeiras fases do projeto, assim como mapeamentos geológicos executados anteriormente. As atividades laboratoriais pré e pós-campo visaram a integrar aspectos estratigráficos, petrológicos e estruturais da área de estudo.

2.3.1 Revisão bibliográfica

A análise bibliográfica consistiu na revisão de trabalhos anteriores com o objetivo de obter embasamento teórico sobre técnicas, conceitos, modelos, assim como informações geológicas da área de estudos. Os trabalhos realizados por outros autores, assim como referências a respeito das teorias e técnicas empregadas no presente trabalho, foram compilados na forma de fichas de resumos, tabelas de dados e figuras. Através de ferramentas de busca como o Portal da CAPES, bibliotecas em diversas universidades e de arquivos pessoais, foram analisados livros, teses, dissertações, monografias, artigos científicos, mapas geológicos e resumos em anais de eventos que deram subsídio teórico para o desenvolvimento desta tese. Devido à importância, complexidade e beleza geológica da área de estudo, essa foi alvo de diversos trabalhos de mapeamento geológico básico (e.g. UFRGS 1988; Ramgrab 1997). Os trabalhos de mapeamento realizados por UFRGS 2006 e 2007, na região de Quitéria e Serra do Erval (Fig. 18) serviram de base para a elaboração do mapa geológico da área de estudo dessa tese. Esses dois mapas foram correlacionados em uma primeira abordagem na Dissertação de Mestrado de Gregory (2009) e posteriormente apresentado de forma mais "definitiva" e compatível com a geologia da região por Knijnik (2011), Fontana (2011), Gregory et al., 2011, Knijnik et al., 2012 e Fontana et al., 2012. Essas referências citadas, serviram tanto como mapa base, como acervo de amostras e lâminas petrográficas para aquisição de dados.

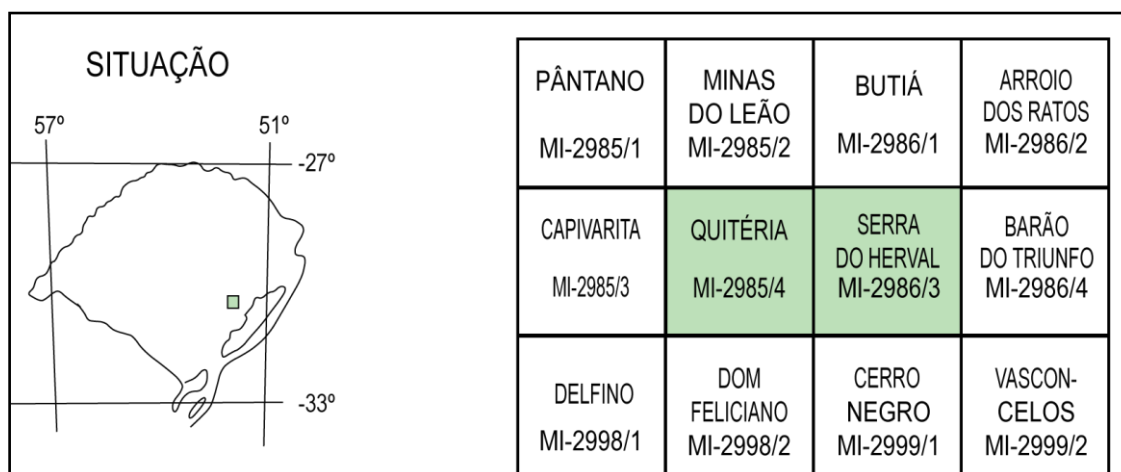


Figura 18 - Articulação das folhas de Quitéria e Serra do Erval, região onde foram realizados os mapeamentos de UFRGS 2006 e 2007.

2.3.2 Mapeamento geológico

Na área de estudo, o objetivo do mapeamento geológico foi identificar afloramentos chave dos diferentes tipos litológicos e relações de contato que definissem idades relativas entre os mesmos. Os granitoides sintectônicos às zonas de cisalhamento Quitéria Serra do Erval e Dorsal de Canguçu, assim como suas rochas associadas foram alvo dos estudos de campo. A revisão detalhada dos trabalhos de mapeamento de UFRGS 2006 e 2007, entre outros, permitiu avaliar os melhores afloramentos a serem estudados. Tendo em vista os dados obtidos por trabalhos anteriores e os objetivos da tese, as imagens orbitais foram utilizadas em todas as etapas de trabalho, principalmente como ferramenta de posicionamento e localização. Associado aos trabalhos de campo desse projeto foi desenvolvido um trabalho de graduação e uma dissertação de mestrado na qual o uso de imagens satelitais e fotografias aéreas foram ferramentas bastante úteis e geraram produtos consistentes na mesma região (Mello 2015 e 2018).

As informações de campo foram obtidas a partir da observação, descrição das litologias e estruturas identificadas, detalhamento de afloramentos complexos (ex. Fig.19), registros fotográficos (eg. Figs. 20, 21, 22 e 23), realização de croquis e a coleta sistemática de dados estruturais e de amostras orientadas. Os dados estruturais foram medidos com bússola equipada com clinômetro. Os pontos descritos e a coleta de amostras foram catalogados com o uso de GPS para a determinação das coordenadas UTM.

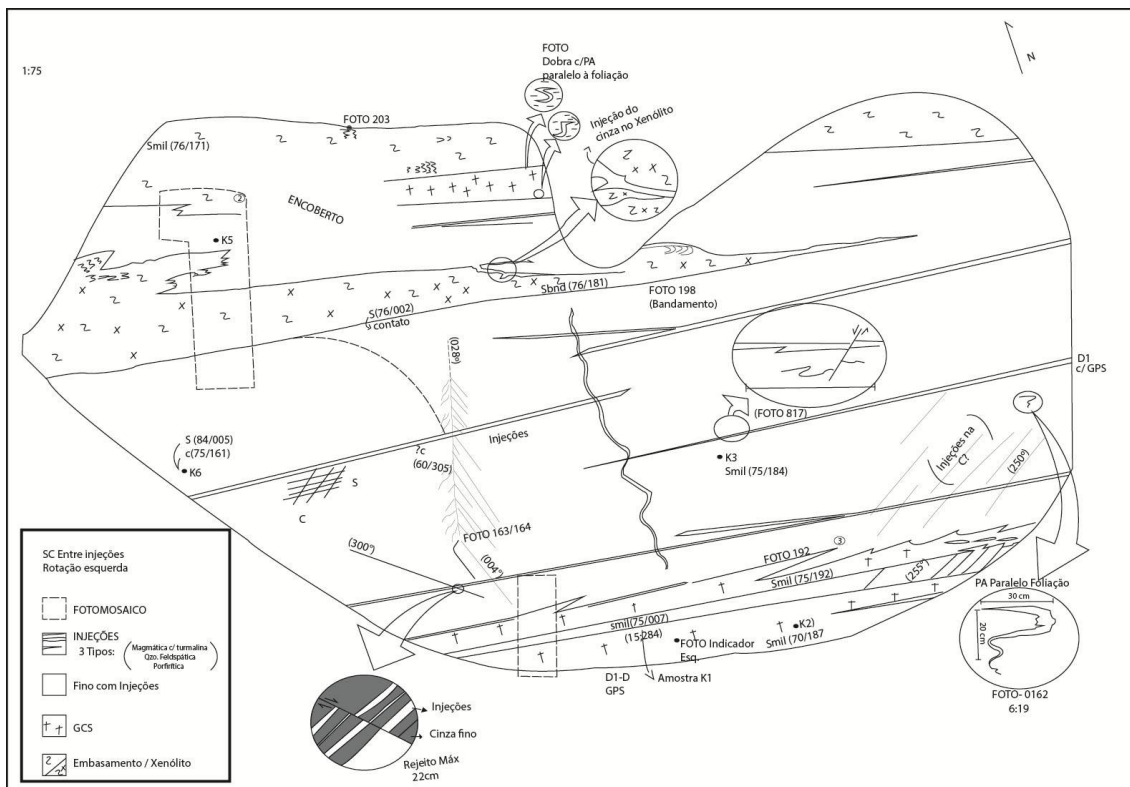


Figura 19. Croqui do ponto DK 01, onde ocorre uma intercalação de rochas do embasamento (Complexo Arroio do Ratos), do Granodiorito Cruzeiro do Sul (GCS), de diques tardios monzo a granodiríticos (cinza fino) e injeções félsicas, em uma zona de alta deformação. Neste afloramento foram coletados dados estruturais, amostras para petrografia e geocronologia. Notação utilizada: trama (ângulo de mergulho/ sentido do mergulho). Foliação millonítica (Smil); bandamento gnaissico (Sbnd).

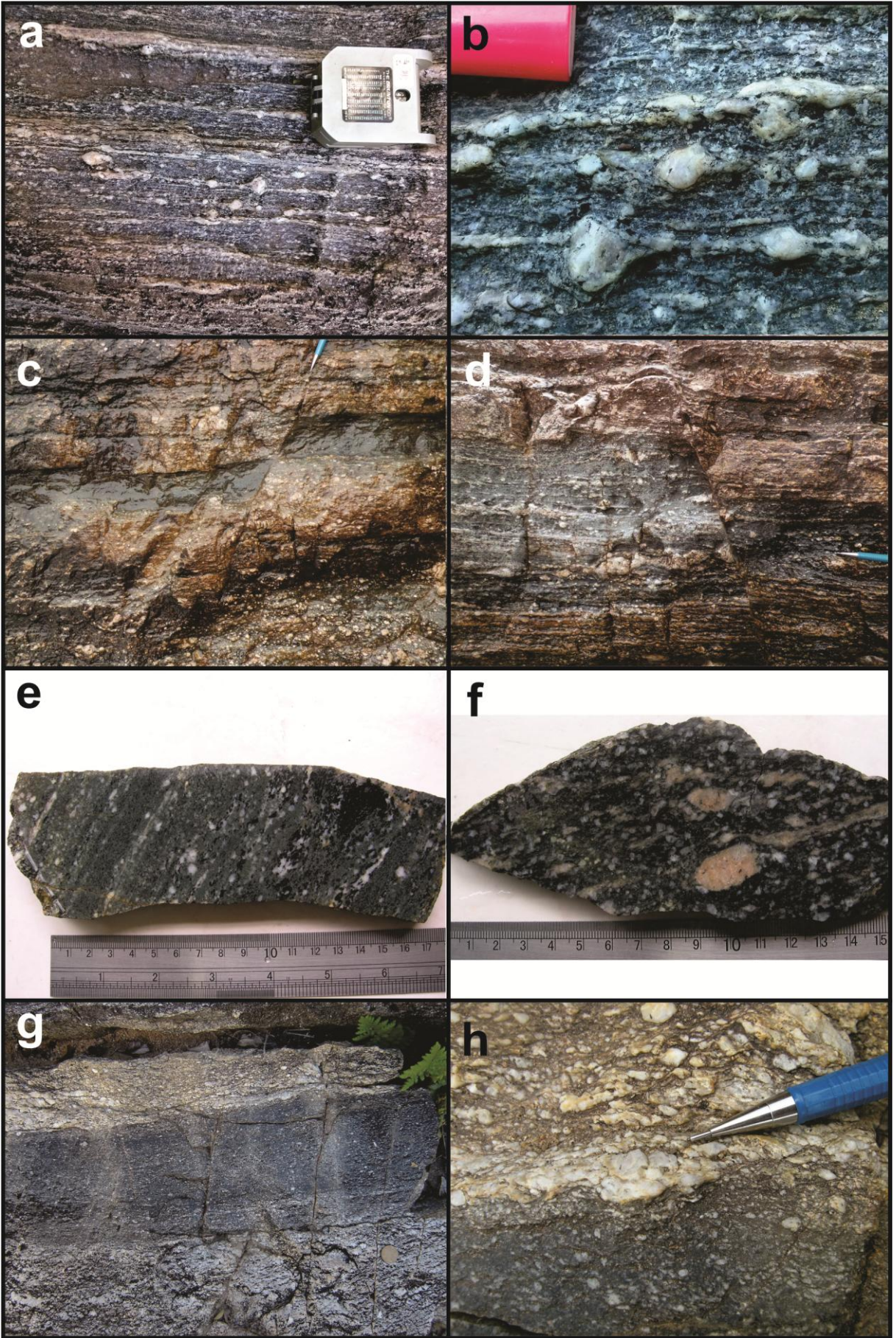


Figura 20.(a,b,c,d) Fotos do Granodiorito Cruzeiro do Sul em zonas de alta deformação, onde injeções leucocráticas concordantes com a foliação milonítica do GCS geram um bandamento composto. (a,b) Afloramento a 50m ao norte do ponto DK01; (a) Foliação milonítica definida pelo alinhamento de porfiroclastos de feldspatos com caudas simétricas e assimétricas; (b) detalhe da foto anterior; (c) ponto DK05 - falha com movimento lateral esquerdo (atitude 81/276 - notação trama); (d) DK05 - falha transcorrente com componente oblíqua (atitude 61/266 - notação trama); (e) Amostra DK05a (Knijnik et al., 2011) com destaque para acumulações de hornblenda; (f) DK06a GCS com foliação de fluxo magmático; (g) xenólito do GCS nos Granitoides Arroio Divisa (GAD); (h) detalhe do contato entre o xenólito do GCS e o GAD. Fotos (a),(b),(c),(g) e (h) em planta; foto (d) de perfil. Fotos (e) e (f) corte perpendicular à foliação.

A fim de compreender a progressão da deformação e identificar a rocha original que foi deformada, a realização de perfis se deu em direção perpendicular às estruturas planares, iniciando em zonas de mais baixa deformação e seguindo para as zonas mais deformadas. O controle litológico e estrutural foi fundamental na escolha e coleta das amostras. Locais como zonas de cataclase, afloramentos alterados ou com muitas injeções, foram evitados para a coleta de amostras com finalidade de datação. As amostras selecionadas foram destinadas à petrografia, geoquímica isotópica e geocronologia. Alguns resultados das observações de campo e de laboratório são demonstrados através de modificações dos mapas base, e apresentados no (Anexo 1). Vale resaltar a importância fundamental do trabalho de campo em terrenos antigos, com fases de deformação em diferentes níveis crustais; onde, em zonas de alta deformação, as rochas se encontram com contatos paralelizados, e somente com critérios texturais e composicionais bem fundamentados, é possível verificar as relações das diferentes litologias. Na obra de Passchier et al., 1993, os autores retratam muito bem essa questão; "*Parece haver uma tendência crescente em geologia de considerar o mapeamento como algo do passado, que não tem lugar no mundo moderno das microsondas, dos espectômetros de massa ou dos computadores de grande porte. Contudo, nós acreditamos que "mapeamento" é uma parte integrante e fundamental de qualquer projeto que envolva a coleta de "rochas genuínas". Com o termo "mapeamento" não queremos dizer exclusivamente "produzir um mapa"; nós consideramos o espectro global de atividades de campo envolvendo a análise de afloramentos e estimativa das condições metamórficas; o estabelecimento de um esquema regional de eventos ... , principais estruturas e minerais específicos ... Estas atividades fornecem uma base sólida para o trabalho de laboratório no material coletado e ajudam a extrair a*

maior quantidade possível de dados da área em estudo, evitando erros que resultem de observações parcas ou insuficientes"



Figura 21. (a,b) Ponto PQR 6030 (equivalente ao Mapeamento de UFRGS 2006); (a) enclave máfico no GAD, com foliação paralela à da Smil (foliação milonítica - 170/75) do GAD; (b) detalhe da foto anterior, injeções leucocráticas no enclave máfico, também concordantes a Smil do GAD, afetadas por falha com movimento sinistral; (c) xenólito dobrado do GCS no GAD no ponto PQR 6030 (foto de perfil); (d,e) Ponto EF02 (equivalente ao Mestrado de Fontana 2011); (d,e) GAD com enclaves máficos; em (d) os enclaves com caudas assimétricas indicam movimento sinistral da ZCQSE; (f) Ponto AC 01, (equivalente ao mestrado de Centeno 2012) Granitoides Sanga do Areal (GSA) com foliação milonítica definida pelo alinhamento de porfiroclasto de feldspato; (g) Ponto DK 51, biotita muscovita granito com foliação milonítica (79/188) contendo lineação de estiramento com baixo caimento (foto em perfil, paralela ao plano de foliação); (h) vista geral do afloramento DK 51. Afloramentos das fotos (a,b,c,d,e) em zonas de alta deformação.

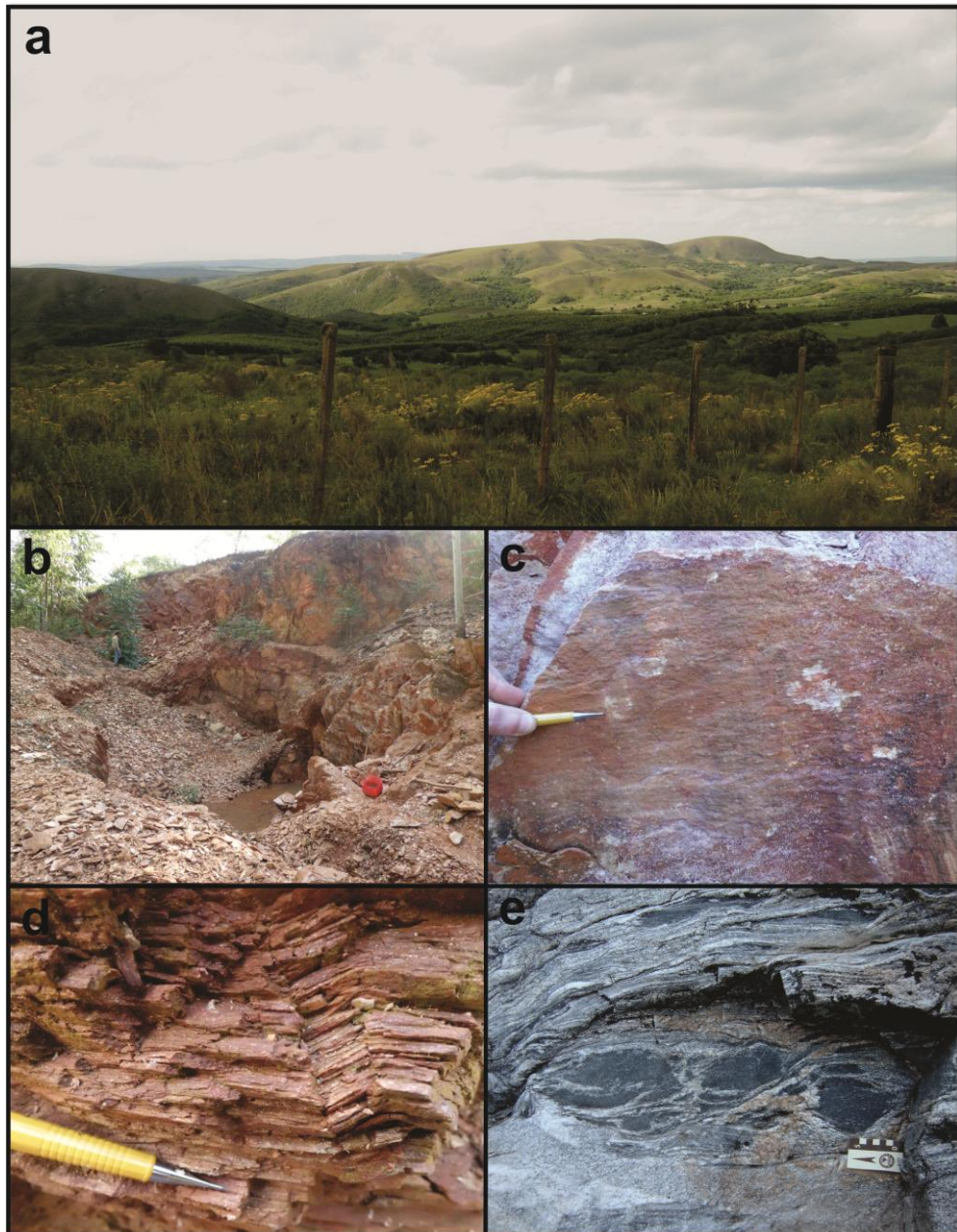


Figura 22. (a) Vista de uma crista de quartzo milonito de direção NE-SW; (b,c,d); Ponto JV05, pedreira utilizada para extração de filonito (como rocha ornamental de revestimento); (c) Plano da foliação milonítica (83/320) contendo lineação de estiramento (11;229); (d) dobras do tipo *kink* nos filonitos do ponto JV05 (foto em planta); (e) Enclaves máficos boudinados em metatonalitos do Complexo Arroio dos Ratos (CAR) (foto retirada do mestrado de Gregory 2011).

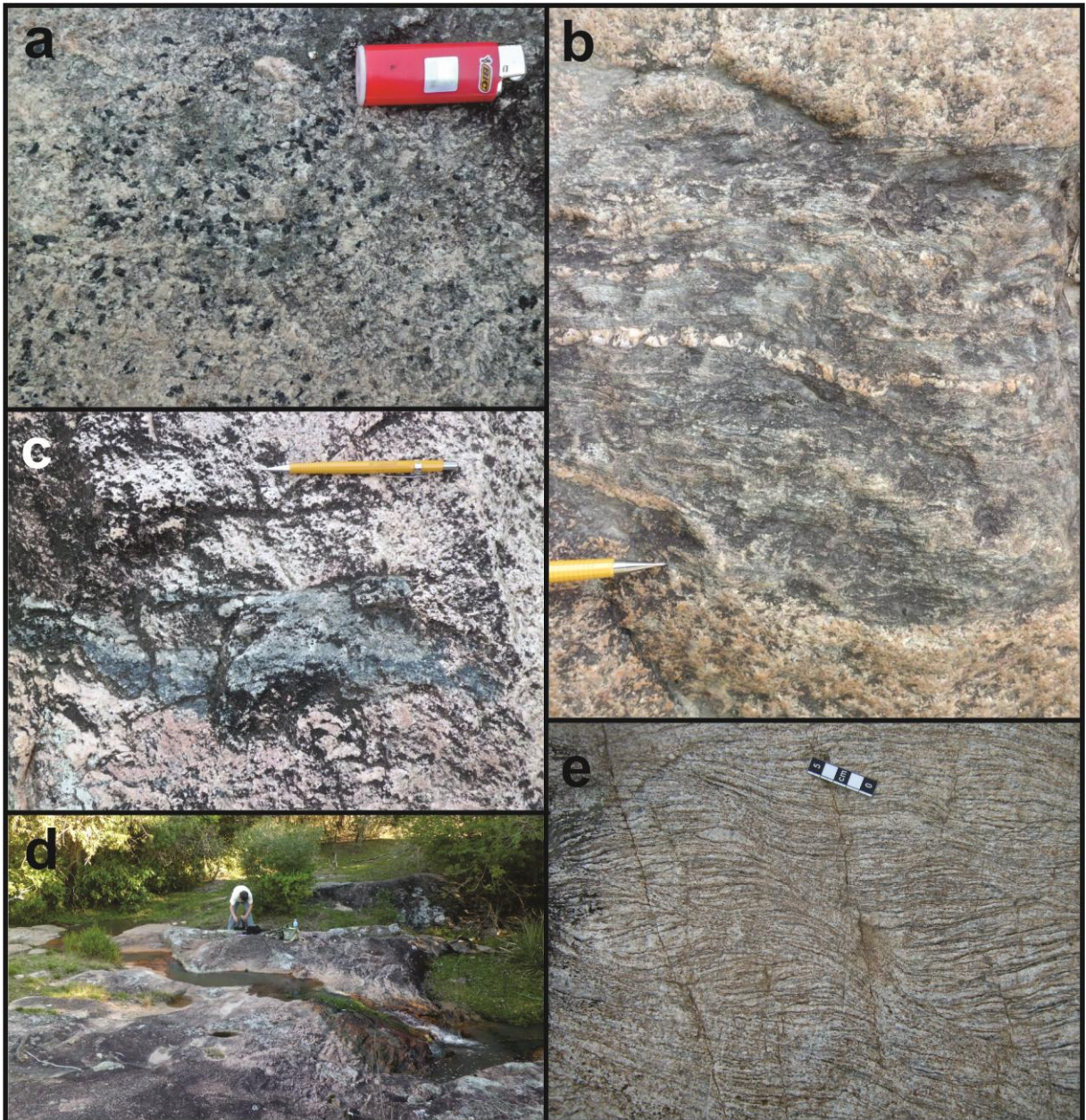


Figura 23. (a,b,c,d) Ponto DK 69, Granito Arroio Francisquinho (GAF); (a) acumulações de turmalina; (b) xenólito de gnaiss (CAR?) no GAF; (c) xenólito de gnaiss (Complexo Várzea do Capivarita ?) parcialmente assimilado no GAF; (d) vista geral do afloramento DK 69; Ponto TG 01, Gnaiss tonalítico do CAR.

2.3.3 Petrografia e microestruturas

Nesta etapa, foi realizado o estudo petrográfico com base na descrição de lâminas delgadas em microscópio óptico petrográfica e de suas respectivas amostras de mão. Uma revisão das lâminas confeccionadas nos mapeamentos de UFRGS (2006; 2007), e nos trabalhos de Centeno (2009), Fontana (2009) e Knijnik (2009) foi realizada com a finalidade de comparar as litologias cartografadas na área de estudo, em termos de grau de deformação e composição mineralógica. Amostras

destes mesmos trabalhos analisadas pelo método de cobalto e nitrito, também foram reavaliadas para classificação do percentual de feldspatos alcalinos vs. plagioclásio, já que muitas vezes as maclas dos feldspatos são apagadas pela deformação e não é possível fazer uma classificação modal precisa. Para o estudo de microestruturas foi utilizado como referência principal a obra de Passchier & Trouw (2005). Minerais passíveis de serem datados foram identificados e amostras que apresentaram venulação foram descartadas para este tipo de análise. A petrografia serviu para comparação das análises geoquímicas com a composição mineralógica das amostras estudadas.

As novas lâminas delgadas foram confeccionadas no laboratório de preparação de amostras do IG-UFRGS (Anexo 3). Para descrição petrográfica foram utilizados diversos laboratórios das universidades UFRGS, Monash e UFSC. Algumas fotomicrografias obtidas, com o objetivo de ilustrar a tese e registrar texturas, microestruturas e minerais de interesse são apresentadas nos artigos 1 e 2 e nas figura 25. As amostras foram coletadas orientadas, com o corte paralelo à lineação e perpendicular à foliação (Fig. 24), tornando possível analisar a cinemática da deformação e indicar a orientação espacial das microestruturas.

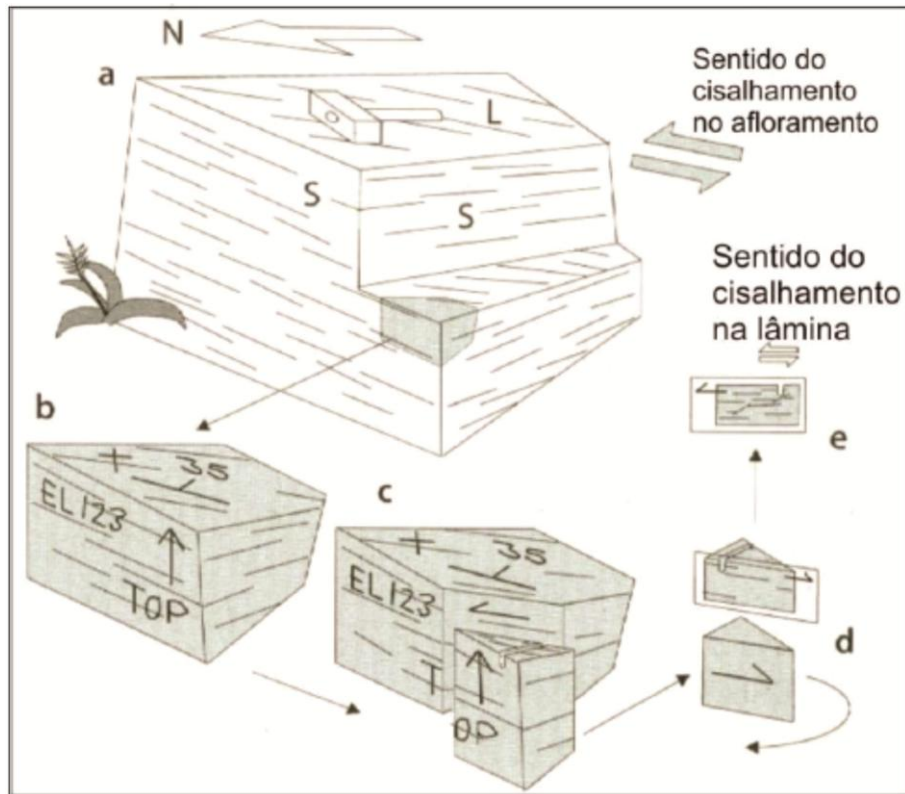


Figura 24. Método para obter amostra orientada. a) analisar elementos estruturais do afloramento; b) orientar a amostra desenhando símbolo de direção e mergulho e anotar essas medidas; c) fazer o corte paralelo à lineação e perpendicular à foliação; d) marcar no vidro a orientação, tomando o cuidado de manter a posição da direção e mergulho; e) lâmina com sentido de cisalhamento. (Modificado de Passchier & Trow, 2005).

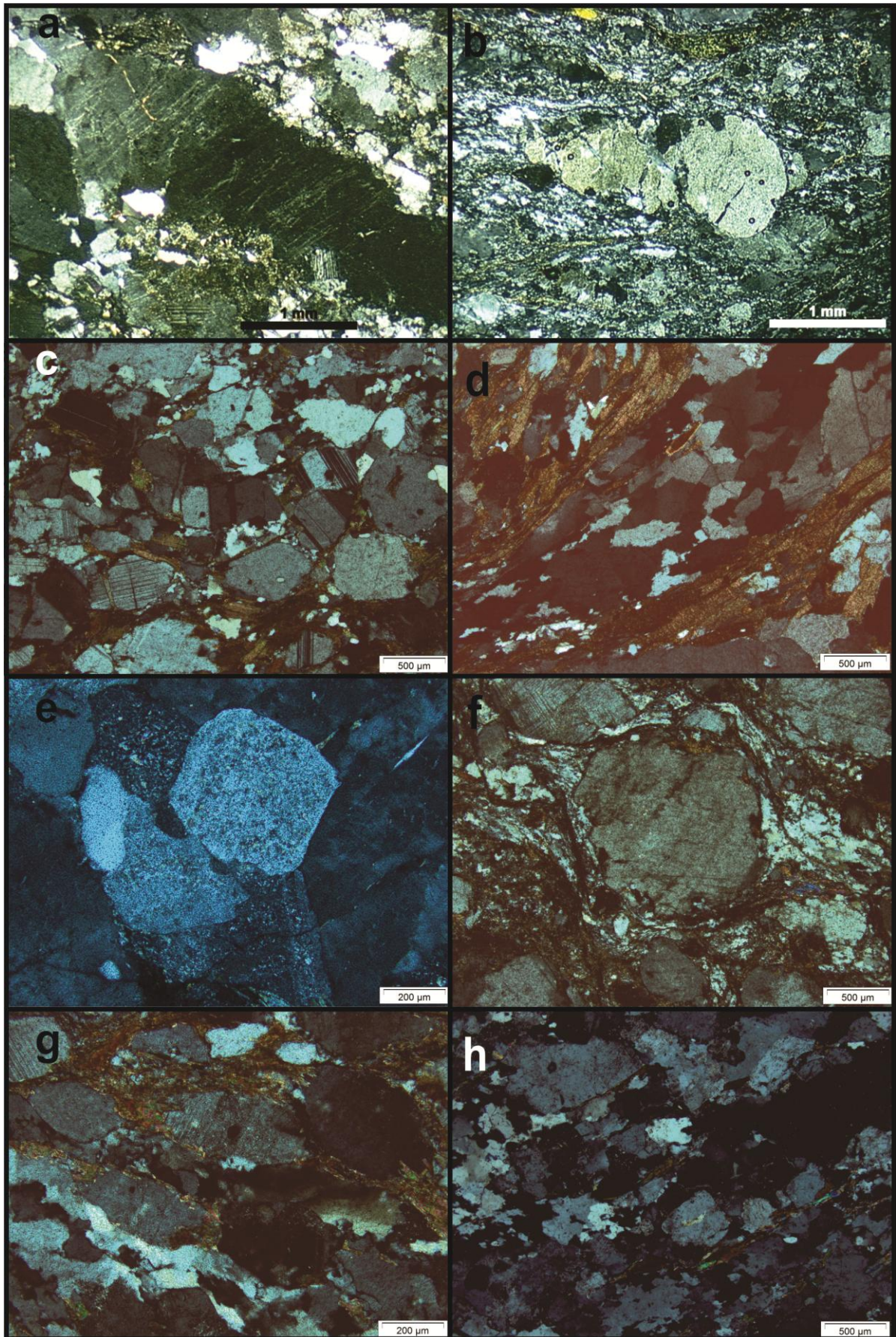


Figura 25. Fotomicrografias de microestruturas comuns nos granitoides das ZCQSE; (a) Feldspatos com pertita tipo filete no GCS; (b) Porfiroclasto de feldspato com

subgrãos nas bordas (GCS); (c) foliação magmática definida pelo alinhamento dos feldspatos que preservam formas ígneas (GSA - ponto AC08); (d) GSA com fita de quartzo marcando a foliação milonítica (quartzo apresentando textura granoblástica poligonal a interlobada - ponto AC 03); (e) textura granoblástica poligonal nos feldspatos sericitizados da matriz dos GSA (ponto AC 01); (f) porfiroclasto de feldspato com caudas simétricas; (g) foliação milonítica definida pelo estiramento e alinhamento dos feldspatos e minerais da matriz (amostra EF02 f); (h) foliação ígnea nos diques tardios do ponto DK 01.

2.3.4 Geocronologia U-Pb

Dados geocronológicos dos granitoides sintectônicos e rochas associadas às zonas de cisalhamento Quitéria Serra do Erval e Dorsal de Canguçu foram obtidos e comparados entre si. Essas análises, propiciaram a determinação do intervalo do magmatismo pós colisional registrado no Batólito Pelotas. Idades relacionadas a heranças, devido a contaminação crustal nesses granitoides, também foram relacionadas, assim como eventos posteriores registrados nas bordas de recristalização dos grãos de zircão.

Diversas referências bibliográficas sobre o sistema U-Pb e suas aplicações na geocronologia foram consultadas ao longo da elaboração da tese. Artigos científicos, livros, resumos em anais de congressos etc... Pode-se destacar alguns autores aqui citados que foram fundamentais para a construção do pensamento nesse assunto, tais como; William Compston, Fernando Corfu, Luiz Carlos da Silva, Kei Sato, Koji Kawashita, entre outros. A geocronologia é um tema complexo e seu entendimento envolve uma busca constante por material e experiências com a metodologia. Não existe **um** livro texto para usar de base (manual). Neste trabalho foi possível contar com a experiência de algumas pessoas que compartilharam seus conhecimentos direta ou indiretamente, tais como os Professores Doutores Márcio Pimentel, Richard Armstrong, Máximo Raveggi, Luana Florisbal, Léo Hartmann, Neal McNaughton, João Orestes Santos e Viter Pinto, além de diversos laboristas que me auxiliaram ao longo do projeto. É importante lembrar que a geocronologia é uma ferramenta que só deve ser utilizada após se ter um conhecimento geológico aprofundado da área de estudo.

A separação dos minerais passíveis de serem datados se deu em diversas universidades (ex. UFRGS; USP; University of Western Australia (UWA), Australia National University (ANU); MONASH. Para obtenção de imagens ao Microscópio Eletrônico de Varreduras foram utilizados laboratórios da UFPR, UWA, ANU e da Curtin University.

As análises U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB). As análises U-Pb em zircão e monazita por SHRIMP foram realizadas na Research School of Earth Sciences da Australian National University, e no John de Laeter Centre da Curtin University, Austrália. Os métodos analíticos e procedimentos destes laboratórios

estão detalhados nos três artigos, inserido no capítulo III. Todas as idades foram calculadas usando o *software* Isoplot versão 4.15 (Ludwig, 2012).

Segundo Silva (2006), o método U-Pb é a mais robusta ferramenta geocronológica, e o zircão, pelas suas características isotópicas e ampla ocorrência na maioria das rochas, é o principal, e freqüentemente único, acesso à história mais remota da crosta terrestre. A alta temperatura de bloqueio (~800 °C) aliada à propriedade de preservar fechado o sistema isotópico U-Th-Pb por domínios, permite a discriminação entre eventos mais velhos e mais novos. O Sistema U-Pb baseia-se no decaimento isotópico de dois isótopos-pai (^{235}U e ^{238}U) que geram dois isótopos-filhos (^{207}Pb e ^{206}Pb , respectivamente).

A seguir são resumidos alguns aspectos básicos de geocronologia para utilização do método U-Pb, citados por Silva (2006);

- O mineral mais utilizado para datar rochas pelo sistema U-Pb é o zircão (ZrSiO_4), devido a propriedades de incorporar na sua estrutura U em substituição ao Zr, mas pouco ou nenhum ^{204}Pb (comum) durante a cristalização.

- O princípio básico da representação do sistema baseia-se na curva de referência (Concórdia). Resultados analíticos que plotam exatamente sobre a concórdia têm idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ "iguais", são chamadas de concordantes e podem representar um sistema isotópico fechado. Razões localizadas fora da curva são designadas de discordantes. Um distúrbio isotópico em uma amostra de idade uniforme gera um arranjo de resultados analíticos que definem uma linha reta (discórdia), cuja extrapolação (regressão) trunca a concórdia, nos casos mais simples, em dois pontos os quais correspondem aos interceptos superior e inferior, que assinalam as idades de geração e do distúrbio.

- O diagrama concórdia mais utilizado é o de Wetherill (1956) onde as razões filho/pai $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ são plotadas nos eixos X e Y, respectivamente.

- Na técnica TIMS, resultados de amostras de qualquer idade podem ser calculados a partir das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ medidas.

- No SHRIMP, apenas nas amostras mais velhas que 1500 Ma, mais ricas em Pb radiogênico, as idades são calculadas pelas razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Em amostras mais

jovens do que 1500 Ma, as idades mais precisas são calculadas pelas razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Nessas amostras, as idades também podem ser calculadas na concórdia de Tera & Wasserburg (1972) designada de concórdia inversa, onde as razões $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ são plotadas no eixo X, e as razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ no eixo Y.

- Em termos de precisão, acurácia e incertezas analíticas é necessário saber que;
- Para ter coerência geológica o parâmetro MSWD (dispersão das idades medidas) deve ser menor ou igual ao valor do erro analítico. Entretanto, para se ter alto grau de confiabilidade sobre se os dados representam uma concórdia verdadeira e que as razões medidas fazem parte de uma única população geologicamente coerente, o valor de MSWD deve ser próximo a 1, mas, rotineiramente, se toleram valores de até 2.5.
- Agrupamentos pequenos (número de spots analisados=2, ou 3), podem proporcionar uma aproximação inicial da idade aparente do evento apenas se esse tiver ampla reprodutibilidade regional e/ou se sua idade tenha sido determinado em outras amostras da unidade. Entretanto, em trabalhos que exijam mais rigor, o ideal é a obtenção de agrupamentos com número maior de análises. Adicionalmente a esses cuidados, é interessante que ao menos um dos pontos analíticos seja concordante.
- Qualquer análise concordante, mesmo isolada, deve ser considerada e devidamente ponderada quanto ao contexto de eventos termo-tectônicos que afetaram a amostra.
- A Precisão, acurácia e as incertezas analíticas dependem também dos erros nas análises dos padrões.
- A figura abaixo mostra a diferença entre precisão e acurácia:

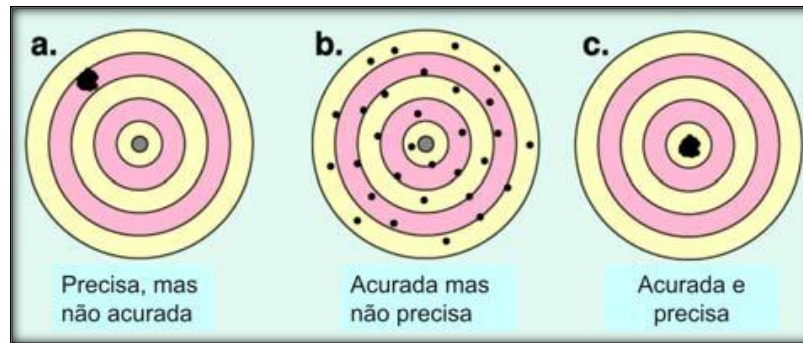


Ilustração da diferença entre precisão e acurácia. a) A análise é precisa quando os projéteis de tiro ao alvo (análises) atingem pontos muito próximos (reprodutibilidade analítica), mas não é acurada porque não atingiram o olho do alvo (idade verdadeira da rocha). b) As análises não são precisas, devido à dispersão, mas são acuradas porque a média dos resultados (tiros) situa-se próxima do olho (idade verdadeira). c) As análises são precisas e acuradas. (Retirado de Silva, 2006).

- O “erro” analítico é estatisticamente indicado pelo desvio padrão (σ). Em análises individuais, a precisão das razões isotópicas são reportadas e plotadas na concórdia como erro padrão da média (das razões isotópicas) ao nível de 1σ %, correspondendo ao intervalo de confiabilidade de 68%. As análises agrupadas (que fornecem a idade aparente do evento) são cotadas e plotadas no nível de 95% de confiabilidade 2σ %) (ver Stern, 1997; Williams, 1998).

- O erro é inversamente proporcional à idade da amostra, pois quanto mais nova a rocha menor a quantidade de Pb radiogênico disponível para análise e, conseqüentemente, maior o erro.

- É uma incógnita geológica da qual o “dado” ou “resultado” pode, com boa sorte e boa técnica, aproximar-se. Assim, o resultado da análise deve se referido das seguintes formas: “a análise forneceu o “resultado” de 2500 Ma, o qual pode ser interpretado como a idade de cristalização da rocha”; ou: “a análise forneceu a “idade aparente” de 2500 Ma, a qual pode ser interpretada como a idade de cristalização da rocha; ou ainda: “a análise forneceu uma média das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 2500 Ma, a qual pode ser interpretada como a idade de cristalização da rocha“.

- Cabe ainda destacar a importância do entendimento da % de concordância, sempre assinalado nas tabelas analíticas. Esse parâmetro é um indicativo direto da

confiabilidade da idade individual medida e está relacionado à integridade ou abertura do sistema isotópico U-Th-Pb. É calculado com o emprego de uma fórmula simples: % de concordância = $100 \times (\text{Idade } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (\text{Idade } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$. Um resultado com 100 % de concordância significa que as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ medidas são iguais (análise situada na concórdia) e que o sistema isotópico permaneceu fechado ou foi totalmente reequilibrado em novo evento termal.

- Em rochas félsicas e intermediárias, as razões Th/U de domínios magmáticos com sistema U-Th-Pb fechado (não resetado) normalmente varia entre 0.2 e 0.8. Valores de 0.1 ou menores indicam depleção de Th relativamente ao U, o que sinaliza abertura do sistema isotópico, em evento termo-tectônico, em geral metamorfismo de médio a alto grau.

- Análises de cristais muito ricos em U (>1500 ppm) podem não ser calibrados adequadamente.

- Dados U-Pb SHRIMP de zircões com mais de 3000 ppm de U são fracionados pelo instrumento, o que fornece resultados $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mais velhos do que a idade real (e.g. Williams and Hergt 2000). Nesses casos, usa-se a média das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ medidas, as quais não são afetadas por *bias* instrumental.

2.3.4.1. Separação mineral (zircão e monazita)

A metodologia utilizada (fotos abaixo) foi basicamente a britagem e moagem da rocha seguida de peneiramento, decantação, separação magnética e separação através de líquidos densos. A fim de retirar os minerais menos densos, já que o zircão e a monazita tem alta densidade (~5 g/cm³). Após esta etapa o material separado é levado à lupa e os cristais de zircão são separados dando preferência aos grãos mais bem formados, sendo montada uma seção polida em um disco de epoxi com os minerais escolhidos mais os *standards*. A próxima etapa foi a identificação dos cristais em Microscópio Eletrônico de Varredura por elétrons retroespalhados (BSE - Backscattered Electron), Espectroscopia por energia dispersiva (EDS) e catodoluminescência. O imageamento teve como objetivo verificar a composição química aproximada e as características visuais indicativas de

cristais magmáticos como; formas alongadas, bipirâmides, e o padrão de zonação regular e concêntrico. Grãos muito fraturados ou com teor de Urânio muito baixo (visto pela intensidade do brilho no MEV) foram descartados.



Fotos da separação de zircão da amostra DK06A equivalente ao ponto PSQ1171. Da esquerda para direita; fatia da amostra; amostra fragmentada; decantação após pulverização e peneiramento; secagem; retirada de minerais magnéticos com imã de mão; retirada de minerais magnéticos com separador magnético Frantz; separação

de minerais através de líquidos denso tetrabromoetano (altamente cancerígeno); separação manual na lupa; foto da lupa com os grãos de zircão. Laboratórios da UWA.

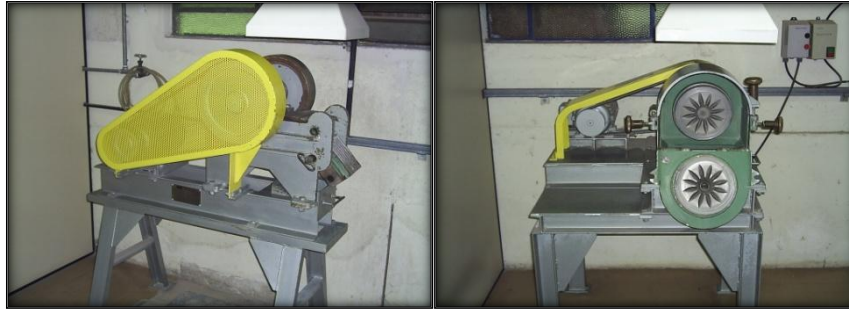
Nas diversas universidades onde foram realizados os processos de separação mineral, de forma geral, o padrão utilizado foi similar. Apenas o processo de decantação chamava a atenção para diferentes técnicas aplicadas, tais como batéia, mesas de Wiffly, mini batéia e utilização de becker, todos gerando bons resultados. A rotina e a limpeza dos laboratórios, foi outra questão que apresentava mudanças, e resultava em um tempo maior ou menor desprendido para a separação. Abaixo segue uma síntese metodologia adotada no Laboratório de Preparação e Separação de Minerais da USP, pelo laboratorista Vasco Antonio P. dos Loios:

- Para a separação e purificação de minerais, os processos envolvem as seguintes etapas e equipamentos;

1) A primeira redução a ser realizada é a fragmentação da rocha bruta em tamanho ideal para a alimentação do britador de mandíbulas, esse equipamento tem por finalidade reduzir a rocha em dimensões aproximada de 1 a 2 cm.



2) O próximo passo, refere-se a redução granulométrica graduada desse material, usando-se o moinho de disco. O moinho de disco possui um volante que tem a função de controlar o fechamento dos discos resultando na diminuição granulométrica controlada. Nesta fase trabalha-se simultaneamente com um peneirador e um conjunto de peneiras que irão ter por função a seleção granulométrica do material sendo processado no moinho de disco.



Britador de mandíbulas e moinho de disco.



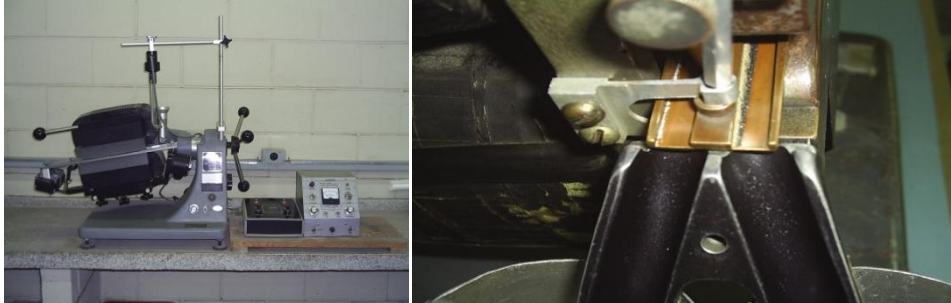
Conjunto de peneiras Tyler - 60 a <250 mesh; Mesa de *Wiffley*; Material distribuído na mesa.

3) Nesta etapa é utilizada a Mesa de *Wiffley* para a concentração de minerais densos, a exemplo de Zircões, Monazitas e Titanitas. A mesa trabalha com fluxo de água controlado e movimentos horizontais constantes. Possui guias (*wiffleys*), que são canaletas por onde o material será distribuído pela água permitindo a separação dos minerais, em função da inclinação frontal da mesa e do fluxo de água.

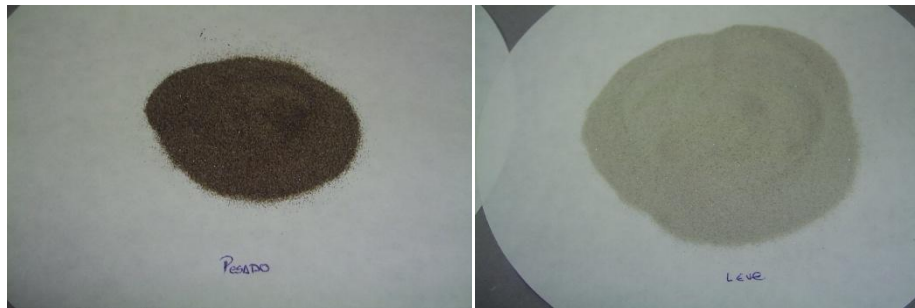
4) O material distribuído na mesa, será coletado em potes ou recipientes denominados Caneca 1 (minerais mais densos) e Caneca 2 (minerais de menor densidade). Após a coleta, ambas as canecas são banhadas em álcool e colocadas para secar em lâmpadas infravermelho. Os procedimentos seguintes referem-se a caneca 1 iniciando a eliminação de resíduos metálicos e minerais de grande sensibilidade magnética com o imã de mão.

5) A fração selecionada é lavada e seca, eliminando o resíduo de pó deixando os minerais prontos para a etapa de purificação. Nesta etapa tem grande importância a eliminação de minerais magnéticos (Magnetita), utilizando-se de um imã de mão. Na fase seguinte o material é processado em um separador eletromagnético tipo FRANTZ. Esse equipamento é provido de uma canaleta com duas divisões que permite a separação de minerais mais, ou menos magnéticos, pode-se variar

inclinação frontal, lateral e o campo eletromagnético (de 0,1A à 1,8A). Tal procedimento permite concentrar e separar minerais mais magnéticos como: biotitas, anfibólios, granadas, piroxênios, entre outros, daqueles com menor sensibilidade magnética como: quartzo, feldspato, apatita e zircão.



Separador Eletromagnético FRANTZ; Canaletas (magnético e não magnético).



Material separado no FRANTZ (magnético e não magnético).

5) Com o auxílio do separador eletromagnético (FRANTZ), nesta fase utiliza-se uma inclinação frontal inicial de 10 graus e uma amperagem de 0,3A . O produto final desta etapa será uma fração magnética e outra não magnética a 0,3A onde se encontram os minerais de maior interesse que serão processados na capela com líquidos densos.

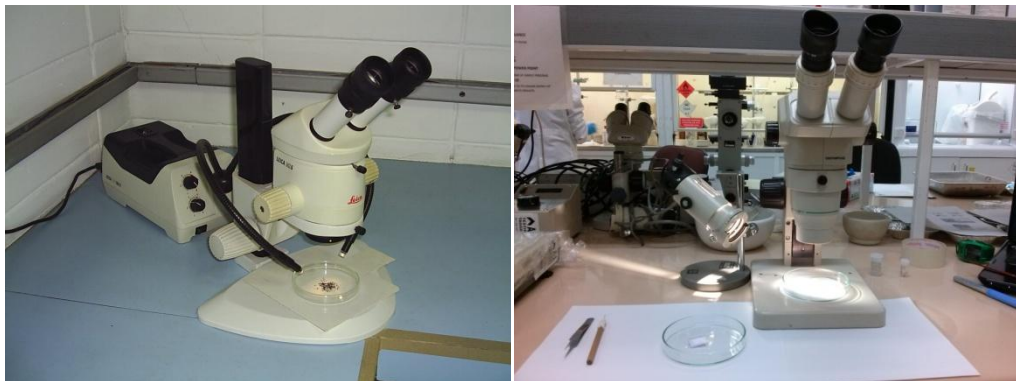
6) O primeiro líquido a ser utilizado será o bromofórmio ($d=2,82 \text{ g/cm}^3$) e o material pesado resultante será processado no segundo líquido o Iodeto de metileno ($d=3,32 \text{ g/cm}^3$). Os minerais como zircão, monazita, titanita e badeleita, por possuírem densidades superiores ($d > 3,32 \text{ g/cm}^3$) estarão presentes no material pesado concentrado.



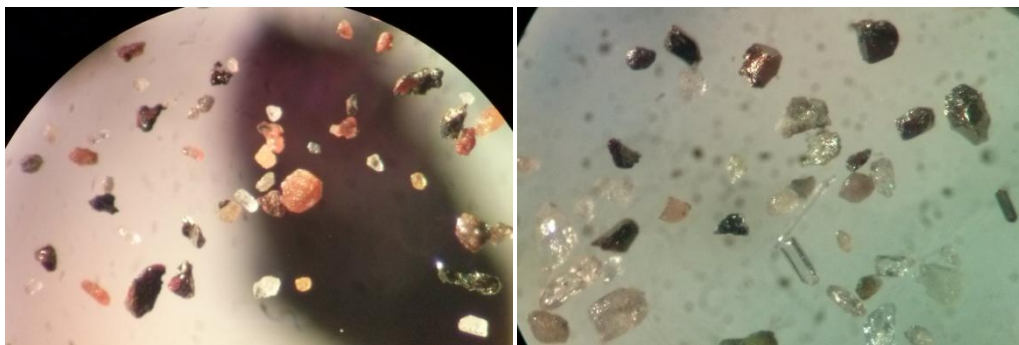
Líquido bromofórmio ($d=2,82 \text{ g/cm}^3$) parte superior minerais leves e inferior minerais densos; Líquido iodeto de metileno ($d=3,32 \text{ g/cm}^3$) parte superior minerais leves e inferior minerais densos; Material separado com bromofórmio, leve e pesado; Material separado com iodeto de metileno, leve e pesado.

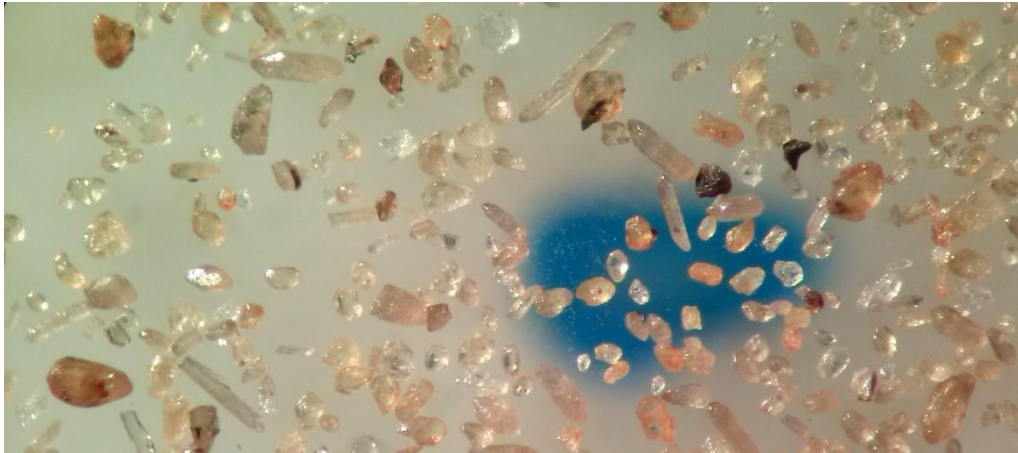
A partir deste momento já é possível separar os minerais desejados na lupa. Caso ainda tivermos um grande volume do material separado, contendo muitos minerais indesejados, que atrapalhem a catação, podemos realizar uma última etapa:

7) A última etapa envolve novamente o separador eletromagnético (FRANTZ), agora com uma amperagem de 1,0A . Será no material não magnético que a concentração do zircão estará presente, também com apatita e sulfetos quando existentes na rocha. A eliminação no caso da Apatita é realizada com ácido clorídrico, e os sulfetos com ácido nítrico. No caso da monazita, estará presente no material magnético a 1,0A e sua concentração ocorre no FRANTZ entre 0,4A e 0,6A.



Lupa LEICA MZ6 (USP); Lupa Olympus SZ 11 (MONASH).





Fotografias (meramente ilustrativas) dos minerais separados após todos os processos citados acima. Da esquerda para direita; monazita (cor alaranjada) no centro; sulfetos (brilho metálico amarelado) e apatita (incolor- prismático); zircões bipiramidados. Minerais maiores de zircão tem cerca de 0.2mm. Todas as fotos tiradas no mesmo aumento. Laboratório da MONSH University.

2.3.4.2. Imageamento por Microscópio Eletrônico de Varredura

Após os grãos de zircão e monazita serem coletados e montados em uma pastilha padrão de epóxi, com 26 mm de diâmetro, sendo então polida e metalizada, os minerais são analisados no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV - Foto abaixo). O emprego de MEV na obtenção de imagens de catodoluminescência/CL e elétrons retro-espalhados/ BSE, antes da datação é essencial.



Fotos meramente ilustrativas do MEV Philips FEI XL30 ESEM da University of Melbourne, utilizado para imageamento de zircões e titanitas de granitoides de um Mestrado do PPGGEO-UFRGS orientado pelo Prof.Dr Edinei Koester, e do MEV JEOL JSM 6610A utilizado para obter as imagens de parte dos grãos de zircão e monazitas da presente tese, assim como de outros dois mestrados (Lab. ANU).

A observação das imagens permitem o reconhecimento de diferentes gerações de zircões e/ou domínios, com base no seu padrão textural. As imagens CL registram com alta resolução a correlação (quantitativa) negativa entre a intensidade de luminescência em CL e o conteúdo de U. Texturas magmáticas são particularmente caracterizadas por zoneamento oscilatório, produzido pela cristalização alternada de bandas ricas (baixa luminescência) e pobres em U (alta luminescência). A locação dos spots deve ser realizada de acordo com o interesse do pesquisador, no caso da presente tese o objetivo principal foi de encontrar idades magmáticas, e portanto o núcleo dos granitoides de fontes mantélicas, foram o alvo principal, por outro lado os granitos de fusão crustal tiveram suas bordas analisadas, afim de encontrar suas idades de cristalização (dos eventos de fusão e geração dos magmas). Zircões herdados e um xenólito também foram analisados.

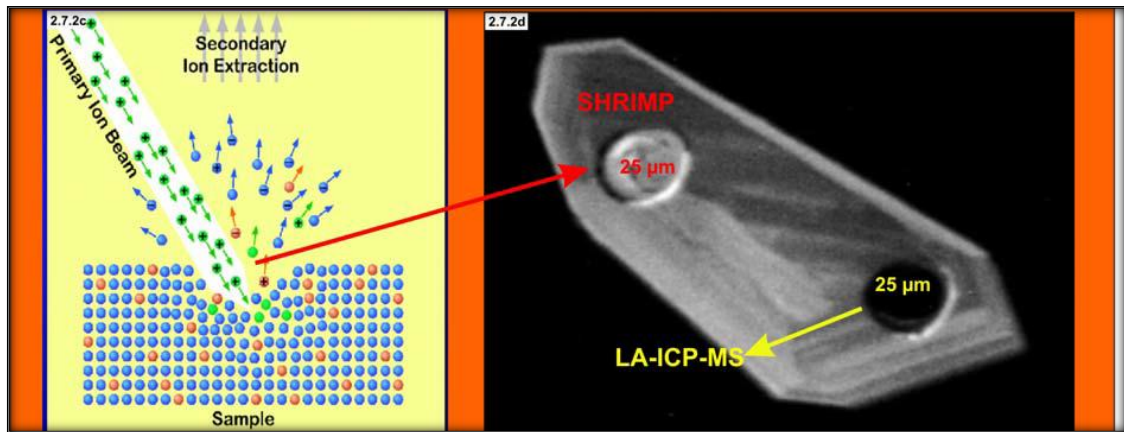
2.3.5 A técnica SHRIMP

A microsonda iônica SHRIMP é um equipamento de grande porte (foto abaixo) que utiliza uma fonte primária, constituída por um feixe de elétrons de alta energia (em geral O_2^-).



Foto ilustrando o SHRIMP RG da ANU.

A Figura abaixo ilustra a incidência do feixe iônico primário de O_2^- sobre o *spot* e a trajetória do feixe secundário, ionizado a partir da vaporização do conteúdo do *pit*, e que será capturado e analisado no espectrômetro de massa.



A amostra (*spot*), com 25 μm de diâmetro e 2-3 μm de profundidade, é extraída pelo feixe primário, o qual incide sobre a superfície da amostra a 45° e deixa uma cavidade (*pit*) por extração de íons que passam a integrar o feixe secundário. A resolução máxima pode chegar até 5 μm . Para comparação, a imagem também mostra um *pit* resultante de ablação a laser. A maior vantagem do SHRIMP, em relação aos demais métodos, é a alta resolução espacial em escala μm , o que possibilita a seleção de domínios homogêneos em cristais com estrutura interna complexa, resultante da superposição de várias fases de crescimento, notadamente em zircão. Como conseqüência, a possibilidade de obter análises pontuais, muito pouco destrutivas, com a possibilidade de utilizar o mesmo spot analisado para outra investigação (eg. isótopos de Lu-Hf).

2.3.6 A Técnica LA-ICP-MS

A técnica de *Laser Ablation* (LA) acoplada ao *Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer* (ICP-MS) produz um feixe de íons, que é analisado por meio de espectrometria de massas. Os componentes abradados são transportados por meio de um fluxo de gás Ar (0,82) e He (0,38). O equipamento LAM-HR-ICPMS (Neptune) do Laboratório de Geocronologia – Rede Geochronos – Universidade de Brasília está equipado com 9 detectores tipo copo Faraday, uma multiplicadora de elétrons central e 5 contadoras de íons do tipo MIC (*multi ion channel*). Encontra-se acoplado a um sistema de ablação a laser Nd-YAG 213nm New Wave. As análises são intercaladas com os padrões para normalizar e/ou corrigir eventuais desvios nas medidas de razões isotópicas das amostras. Os padrões utilizados foram o GJ e 91500.

A principal vantagem do LA-ICP-MS reside no curto intervalo de tempo requerido por análise, de aproximadamente apenas 2 minutos, em contraste com o

SHRIMP, no qual é de cerca de 15 a 17 minutos. Isto implica em análises com custos muito menores. O tamanho dos *spots analisado* foi de 30 μm , podendo variar de 200 μm a 25 μm . Em 24 horas, é possível datar cerca de 220 zircões, contra 30-40 pelo método SHRIMP. Isso também envolve um gasto financeira menor. Para obter uma datação U-Pb por LA, cada análise gera uma cavidade de 10 a 30 μm de diâmetro, o que consome cerca de 150 ng de zircão, cerca de 50x mais zircão por análise do necessário em análise com precisão similar no SHRIMP. Segundo Silva (2006) a técnica é menos precisa e acurada e, comparativamente ao SHRIMP, as análises por LA têm desvios padrão maiores, o que requer número maior de análises individuais para erro similar.



ICPMS - Neptune (UNb).

2.3.7. Geoquímica Isotópica Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total

O estudo isotópico buscou a identificação das fontes e processos petrogenéticos das rochas estudadas. O Espectrômetro de Massa de ionização Thermal (TIMS) é a técnica mais utilizada para a determinação de razões isotópicas e da concentração de elementos terras raras por diluição isotópica. As análises isotópicas são precedidas por tratamentos químicos, envolvendo a adição de soluções com *spike*, dissolução da amostra e extração química (ex. Sm e Nd), por troca de iônica. Análises Rb-Sr e Sm-Nd foram obtidas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB) utilizando um espectrômetro de ionização termal (*TIMS - Thermal Ionization Mass Spectrometer*). O equipamento utilizado foi o multicoletor *Finnigan MAT 262*, dotado de sete coletores tipo copo *Faraday* móveis e uma multiplicadora de elétrons central. As determinações isotópicas seguiram as etapas propostas por Gioia and Pimentel (2000). Os procedimentos analíticos encontram-se descritos no item 8.1. do artigo 2, inserido no capítulo III. O mesmo pó de quinze amostras selecionadas dentre os granitoides da ZCQSE, que foram previamente analisadas por ICP-MS para elementos traço e ICP-AES para elementos maiores (Knijnik *et al.*, 2012; Fontana *et al.*, 2012; Centeno. 2013) foi utilizado para as análises isotópicas. As amostras passaram por digestão ácida e separação dos elementos de interesse em colunas de troca iônica. Segundo Kei Sato & Koji Kawashita (2002), os espectrômetros de massa trabalham com íons positivos ou negativos de elementos ou espécies moleculares em um sistema de ultra alto vácuo. Os espectrômetros TIMS utilizam a técnica de ionização da amostra para acelerar a massa no analisador que por sua vez faz a deflexão de íons em função da massa, da velocidade e da intensidade de campos elétricos e/ou magnético. As amostras a serem ionizadas são depositadas sobre um filamento metálico previamente limpo. A eficiência de ionização pode ser alterada se usarmos duplo ou triplo filamento, bem como a forma de deposição. Por exemplo, quando o Sr é depositado com solução de H_3PO_4 sobre o filamento de Ta aumenta-se a eficiência em mais de 10 vezes em relação a qualquer outro tipo de reagente (Kei Sato & Koji Kawashita. 2002). A tabela 1 mostra alguns elementos químicos, empregando diversos tipos de arranjos e diferentes tipos de soluções para carregar as amostras sobre o filamento (“sample loading”).

Elem.	Tipo de filam.	M /O	Solução de deposição	Modo medida	No. col.	Razão para normalização	Interferência	spike
⁸⁷ Sr	Ta	M	H ₃ PO ₄ 1,0N - 2µl	PJ E;E/D	1 4	⁸⁶ Sr/ ⁸⁸ Sr=0,1194	⁸⁷ Rb	⁸⁴ Sr
⁸⁷ Rb	Ta;Ta-Re	M	HCl 0,1N; H ₂ O	PJ; E	1;2	-----	⁸⁷ Sr	⁸⁷ Rb
⁴⁰ K	Ta;Ta-Re	M	HCl 0,1N	PJ; E	1;2	-----	---	⁴⁰ K
⁴² Ca	Re-Re	M	HCl 0,1N	E	6	⁴² Ca/ ⁴⁴ Ca = 0,31221	⁴⁰ K	⁴² Ca
¹⁵⁰ Nd	Ta-Re	M	HCl 0,1N	PJ; E; E/D	1; 4	¹⁴⁶ Nd/ ¹⁴⁴ Nd = 0,7219	* ¹⁴⁴ Sm	¹⁵⁰ Nd
¹⁵⁰ NdO	Re	O	HNO ₃ 0,1N;	PJ; E; E/D	1; 5	¹⁴⁶ Nd/ ¹⁴⁴ Nd = 0,7219	**	¹⁵⁰ Nd
¹⁵⁰ NdO	Re	O	H ₃ PO ₄ 0,7N - 2µl	E; E/D	5	¹⁴⁶ Nd/ ¹⁴⁴ Nd = 0,7219	**	¹⁵⁰ Nd
¹⁴⁹ Sm	Ta	M	H ₃ PO ₄ 0,7N - 2µl	PJ; E	1; 4	¹⁵² Sm/ ¹⁴⁷ Sm = 1,78314	***	¹⁴⁹ Sm

Tabela 1. Técnicas de deposição e analítica em TIMS para os elementos químicos utilizados. *Legenda:* **M** = metal, **O** = óxido, **PJ** = “peak jump”, **D** = dinâmico com multicoleção, **E** = estático. * As interferências dos isótopos de BaO sobre os isótopos de Nd são ¹³⁰Ba¹⁶O, ¹³⁰Ba¹⁸O, ¹³²Ba¹⁶O, ¹³²Ba¹⁸O e ¹³⁴Ba¹⁶O. ** Existem inúmeras interferências isobáricas entre os NdO, pois o oxigênio possui 3 isótopos (¹⁶O, ¹⁷O e ¹⁸O). Por exemplo, as interferências sobre a ¹⁴³Nd¹⁶O (massa total igual a 159) são ¹⁴¹Pr¹⁸O, ¹⁴²Ce¹⁷O, ¹⁴²Nd¹⁷O e as interferências isobáricas relativas à massa ¹⁴⁴Nd¹⁶O (massa total igual a 160) são ¹⁴²Ce¹⁸O, ¹⁴²Nd¹⁸O, ¹⁴³Nd¹⁷O, ¹⁴⁴Sm¹⁶O. *** Os isótopos de ¹⁴⁴Nd, ¹⁴⁸Nd e ¹⁵⁰Nd interferem diretamente sobre os isótopos de ¹⁴⁴Sm, ¹⁴⁸Sm e ¹⁵⁰Sm. Também os isótopos de Ba interferem em Sm, tais como: ¹³⁰Ba¹⁷O, ¹³⁰Ba¹⁸O, ¹³²Ba¹⁷O, ¹³²Ba¹⁶O, ¹³²Ba¹⁷O, ¹³²Ba¹⁸O, ¹³⁴Ba¹⁶O, ¹³⁴Ba¹⁸O, ¹³⁵Ba¹⁷O, ¹³⁶Ba¹⁶O, ¹³⁶Ba¹⁷O, ¹³⁶Ba¹⁸O, ¹³⁷Ba¹⁶O, ¹³⁷Ba¹⁷O e ¹³⁸Ba¹⁶O. Retirado de Kei Sato & Koji Kawashita (2002).

A técnica de espectrometria de massa por ionização térmica consiste em depositar uma amostra sólida sobre um filamento de Pt, Ta, Re ou W e aquecer o mesmo no vácuo até ocorrer a ionização. No entanto, este processo só é eficaz se houver a extração da matriz da rocha e obtenção de amostras monoelementares, pois apenas um elemento pode ser ionizado de modo eficiente por vez (Dickin, 2005). Deste modo, para evitar interferências isobáricas utilizam-se colunas cromatográficas de troca catiônica durante o processo de diluição isotópica.

Segundo Oliveira (2015), as principais componentes de um espectrômetro de massa por ionização térmica são a fonte de íons ou sistema de entrada de amostras (*Inlet System*), o setor magnético ou sistema analisador (*Analyzer System*) e o sistema detector (*Multicollector System*), todos mantidos em vácuo de 10⁻⁷ a 10⁻⁹ milibares.

Sm-Nd

As amostras pulverizadas, posteriormente foram dissolvidas em frasco de PTFE (Fluoretileno politetarédrico) com adição de traçadores isotópicos combinados de ^{149}Sm - ^{150}Nd em uma mistura de HF-HNO₃ e HCl 6N. Após a dissolução completa das amostras, Sm e Nd foram separados em colunas primárias e secundárias, de PTFE. A coluna primária com resina catiônica AG-50W-X8 (200-400 mesh) foi utilizada para separar elementos terras raras (ETR) com uso de ácido HCl 2,5 N e 6,0 N. As amostras com ETR foram secas e misturadas com HNO₃ 7N. À amostra de REE adicionou-se 0,2 ml HCl 0,18 N e esta foi passada em coluna de PTFE com resina HDEHP n HDEHP LN-B50-A (100- 200 μm), separando-se Nd e Sm com uso de HCl 0,18 N e 0,5 N (segundo Goia & Pimentel, 2000). Sm e Nd foram também secos para forma sólida, sendo analisados em um espectrômetro de massa *Finnigan MAT 262* com fonte termal de ionização, no modo estático com 120 razões de Nd normalizadas para $\text{Nd}^{146}/\text{Nd}^{144} = 0,7219$ e 60 razões de Sm. Todas as análises foram ajustadas para variações instrumentais com medidas do padrão interno. A correção dos brancos de Sm e Nd foi insignificante para as composições isotópicas de Nd e razões Sm/Nd. Idade modelos de Nd (TDM) foram calculadas seguindo o modelo de manto depletado de De Paolo (1981).

A abertura das amostras para as determinações isotópicas de Sr ocorreu de acordo com os métodos descritos anteriormente para as análises de Sm e Nd. Posteriormente à digestão, utilizou-se colunas de Teflon® com aproximadamente 83 mg de resina Eichrom® Sr-Spec 50-100 μm , e amostras foram depositadas com HNO₃ 50% em filamentos de Re de arranjo duplo.

Os dados gerados foram trabalhados em planilhas de cálculo para a determinação dos parâmetros isotópicos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$, $\epsilon\text{Nd}(t)$ e TDM. Os teores dos elementos Rb, Sr, Sm e Nd foram obtidos das análises geoquímicas e as idades a partir dos dados U-Pb em zircão. As constantes utilizadas no cálculo foram as referidas por Steiger & Jäger (1978) para Sr e por De Paolo (1981) para Nd.



Print × Cancel

Successfully received: submission POST-COLLISIONAL SHOSHONITIC MAGMATISM FROM SOUTHERN BRAZIL - IMPLICAT...

Precambrian Research <EvisSupport@elsevier.com>

Sat 6/10/2017, 9:33 PM

To: daniel_bk@live.com.au <daniel_bk@live.com.au>;

This message was sent automatically. Please do not reply.

Ref: PRECAM_2017_202

Title: POST-COLLISIONAL SHOSHONITIC MAGMATISM FROM SOUTHERN BRAZIL - IMPLICATIONS OF NEW U-Pb AGES AND GEOCHEMICAL DATA

Journal: Precambrian Research

Dear Ms. Knijnik,

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

-----
Copyright © 2017 Elsevier B.V. | [Privacy Policy](#)

POST-COLLISIONAL SHOSHONITIC MAGMATISM FROM SOUTHERN BRAZIL AND URUGUAY - IMPLICATIONS OF NEW U-Pb AGES AND GEOCHEMICAL DATA

Daniel Barbosa Knijnik^{a*}, Maria de Fátima Bitencourt^a, Lauro Valentim Stoll Nardi^a, Roberto Ferrez Weinberg^b, Tiago Rafael Gregory^c, Márcio Martins Pimentel^d, Richard Armstrong^e, Viter Magalhães Pinto^f, João Orestes Schneider Santos^g, Neal Jesse McNaughton^h

^aInstituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre, RS, Brasil. Porto Alegre, CEP 91501-970, RS, Brazil

^bSchool of Earth, Atmosphere and Environment, Monash University, Clayton, VIC 3800, Australia

^cUniversidade Federal do Pampa, Campus Caçapava do Sul, Rua Pedro Anunciação 111, Caçapava do Sul, RS 96570000

^dInstituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário Darcy Ribeiro, Brasília, DF, CEP 70904-970, Brazil

^eResearch School of Earth Sciences, The Australian National University, Canberra, ACT 0200, Australia

^fUniversidade Federal de Pelotas, Campus Anglo, Rua Gomes Carneiro,01, Pelotas, CEP 96010-610

^gCentre for Global Targeting, University of Western Australia, 35 Stirling Highway, Crawley, 6009 WA.

^gGeoAmazon Pty Ltd, 9 Dirk hartog Cove, Heathridge, Perth, WA

^hJohn de Laeter Centre for Isotope Research, Curtin University, Kent St, Bentley 6845, Western Australia, Australia

* Corresponding author. Tel.: +55 48 998535997

E-mail address: daniel_bk@live.com.au (D.B. Knijnik)

ABSTRACT

In southern Brazil shoshonitic rocks are associated with the Neoproterozoic post-collisional setting of the Brasiliano/Pan-African Orogenic Cycle. Post-collisional magmatic activity is represented mainly by the Pelotas Batholith, a large volume of granitoids exposed along a NE-striking belt formed by several, anastomosing strike-slip

shear zones. This major feature is the Southern Brazilian Shear Belt extending for more than 1000 km, and its development is thought to have initiated after the main collision (ca. 650 Ma) between the Río de la Plata and Kalahari cratons. Magmatic activity within this shear belt is dominated by medium- to high-K subalkaline magmatism in the early stages (630 - 620 Ma) and by alkaline associations in the late phase (ca. 590 Ma). Peraluminous syntectonic granitoids crystallized over the range between 630 and 605 Ma. Shoshonitic rocks are found both within different shear zones of the Southern Brazilian Shear Belt and far from the main deformation sites, and their age was previously thought to be restricted to ca. 600 Ma. The shoshonitic Cruzeiro do Sul Granodiorite and Late dikes are emplaced within the shear belt, along the Quitéria-Serra do Erval Shear Zone, a regional ENE-trending strike-slip shear zone. The shoshonitic character of both rock groups are indicated by their high Sr contents and regular rare earth element chondrite-normalized patterns. These rocks are metaluminous to slightly peraluminous with medium to high K content, which is interpreted as an indication of crustal contamination. Rocks of shoshonitic affinity inside and outside the Shear Belt exhibit similar patterns in multi-element and REE diagrams, which may indicate similar types of mantle sources. New geochronological data, based on zircon U-Pb analyses of two Cruzeiro do Sul Granodiorite samples indicate ages of 635 ± 1.5 and 636.3 ± 4.1 Ma for the granodiorite crystallization, with inheritance ages around 660 and 790 Ma. One sample of the Late dikes crystallized at 605.4 ± 4.5 Ma with two Paleoproterozoic inherited zircon grains. The age values between 635 and 605 Ma define the minimum period of magmatic and tectonic activity of the Quitéria-Serra do Erval Shear Zone, as well as expand the time span for the shoshonitic magmatism in southern Brazil indicating an early activation of mantle sources in the Pelotas Batholith. The structural and compositional features of these Late dikes and the Cruzeiro do Sul granodiorite are consistent with their post-collisional character and with the earliest shoshonitic magmatism in the Southern Brazilian Shear Belt.

Keywords: U-Pb ages; Cruzeiro do Sul Granodiorite; post-collisional; shoshonitic magmatism

1. INTRODUCTION

Shoshonitic series rocks occur predominantly in mature continental magmatic arcs and post-collisional environments. They are of great economic interest because of their

association with mineralization related to certain types of gold and base metal deposits. These rocks are also significant in the reconstruction of tectonic environments of ancient terranes. The occurrence of shoshonitic rocks in post-collisional settings is reported by several authors (Muller et al., 1992; Ligeois et al., 1998; Turner et al., 1996; Bitencourt and Nardi 1993, Lima and Nardi 1998; Oyhantçabal et al., 2007, Knijnik et al., 2012; Gastal and Lafon, 1998; Goswami and Bhattacharyya, 2014; Jiang et al., 2002). Silva Filho et al. (1993) and Guimarães et al. (2004) describe shoshonitic rocks as part of a transition from collisional to post-collisional magmatism in the Brasileiro Borborema Province.

Since Iddings (1895), shoshonitic rocks have been recognized and described by many authors using different criteria. Morrison (1980) restricted the term shoshonitic only to associations with silica content near those of saturated basalts. in the sense suggested by Le Maitre (1989) Shoshonitic rocks are potassic i.e. $K_2O > (Na_2O - 2)$, and plot in the field of silica-saturated alkaline rocks in the total alkali-silica (TAS) diagram. Features that are generally useful in the identification of granitoids of this affinity are the high Sr and Ba contents, regular and fractionated REE patterns (Jakes and White, 1972; Gill, 1970; Liz et al., 2009; Nardi, 1986), the metaluminous character (Shand, 1943 parameter), and the regular patterns of rare earth elements (REE) (LaN 100-300, YbN 10-5) with negative Eu anomalies found only in the highly differentiated ($SiO_2 > 73$ wt %) (Bitencourt, 1996; Lima and Nardi, 1998; Knijnik et al., 2012; Goswami and Bhattacharyya, 2014).

In southern Brazil, shoshonitic rocks are reported from post-collisional settings, defined as the environment established after the main collision (Harris et al., 1986; Liégeois, 1998; Bonin et al., 1998). According to several authors (Liégeois et al., 1998; Harris et al., 1986), this environment is mainly characterized by the formation of large granitic batholiths with predominantly high-K calc-alkaline affinity and subordinate

shoshonitic rocks. In the eastern portion of southern Brazil and Uruguay (Fig. 1a and 1b) these geological features are represented by a large volume of Neoproterozoic granitoids exposed along a NE-trending belt whose emplacement was controlled by several transcurrent shear zones of similar orientation. These shear zones extend from Santa Catarina to Uruguay and compose the Southern Brazilian Shear Belt (SBSB) of Bitencourt and Nardi (2000).

This paper reports on a comprehensive dataset obtained from the post-collisional shoshonitic magmatism which formed the Cruzeiro do Sul Granodiorite body and associated late granodioritic to monzogranitic dikes, referred to as Late Dikes henceforth (Ld), including structural geology, geochemistry and U-Pb geochronology. The data are compared with those reported for other rocks of shoshonitic affinity found within the SBSB as syntectonic granitoids, and far from deformation sites (Table 1 – Fig. 1b), and outside de SBSB, either as syntectonic granitoids, or non-deformed plutons or associated with strike-slip basins. Data on the typical volcanic shoshonites from the Tibetan Plateau (Turner et al., 1992) are also used in order to compare the geochemical affinity of these shoshonitic associations. The dataset contributes to the understanding of the magmatic evolution related to movement along the SBSB, as well as the magma source, extraction process and time interval of post-collisional shoshonitic magmatism in southern Brazil and Uruguay.

2. GEOLOGICAL SETTING

The study area in figure 1b is located in the Southern Brazilian Shear Belt (SBSB), on the eastern portion of the Dom Feliciano Belt (DFB; Fragoso Cesar, 1980), southern segment of the Mantiqueira Province (Almeida et al., 1977). The DFB, formed during the amalgamation of Gondwana, extends from Uruguay to Santa Catarina state in

Brazil and is considered to result from a Neoproterozoic collision (ca. 650 Ma) between the Río de la Plata and Kalahari cratons (Fig. 1a).

The granitic belt represented by the post-collisional Neoproterozoic granitoids with subordinate volumes of contemporaneous basic rocks and fragments of Paleoproterozoic basement was named Pelotas Batholith by Fragoso Cesar (1986). The granitic magmatism is closely associated with transpressive tectonism as part of the Brasiliano / Panafrican Cycle, which resulted in several anastomosing NE to NNE-trending shear zones that form the SBSB (Fig. b. This discontinuity of lithospheric scale was active between 630 and 590 Ma (Bitencourt and Nardi, 2000; Florisbal et al., 2012a,b) and provided space for continuous emplacement of magmas. It also contributed to their generation by re-activating previous mantle and crustal sources. The Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone (DCTSZ - Fernandes et al., 1993) and the Major Gercino Shear Zone (Bitencourt and Nardi, 1993) are the main regional structures of the SBSB, respectively in the southern and northern part of the BP (Fig. 1b). Both shear zones trend NE-SW and have sinistral and dextral shear senses, respectively.

Magmatism within the SBSB is dominated by medium- to high-K, subalkaline magmatism in the early phase (630 - 620 Ma), followed by shoshonitic associations (~600 Ma) and alkaline associations (~590 Ma), whereas peraluminous granitoids are described as having formed in the range of 630 - 617 Ma (Bitencourt and Nardi, 1993, 2000; Philipp et al., 2002, Florisbal et al., 2007, 2012a,b).

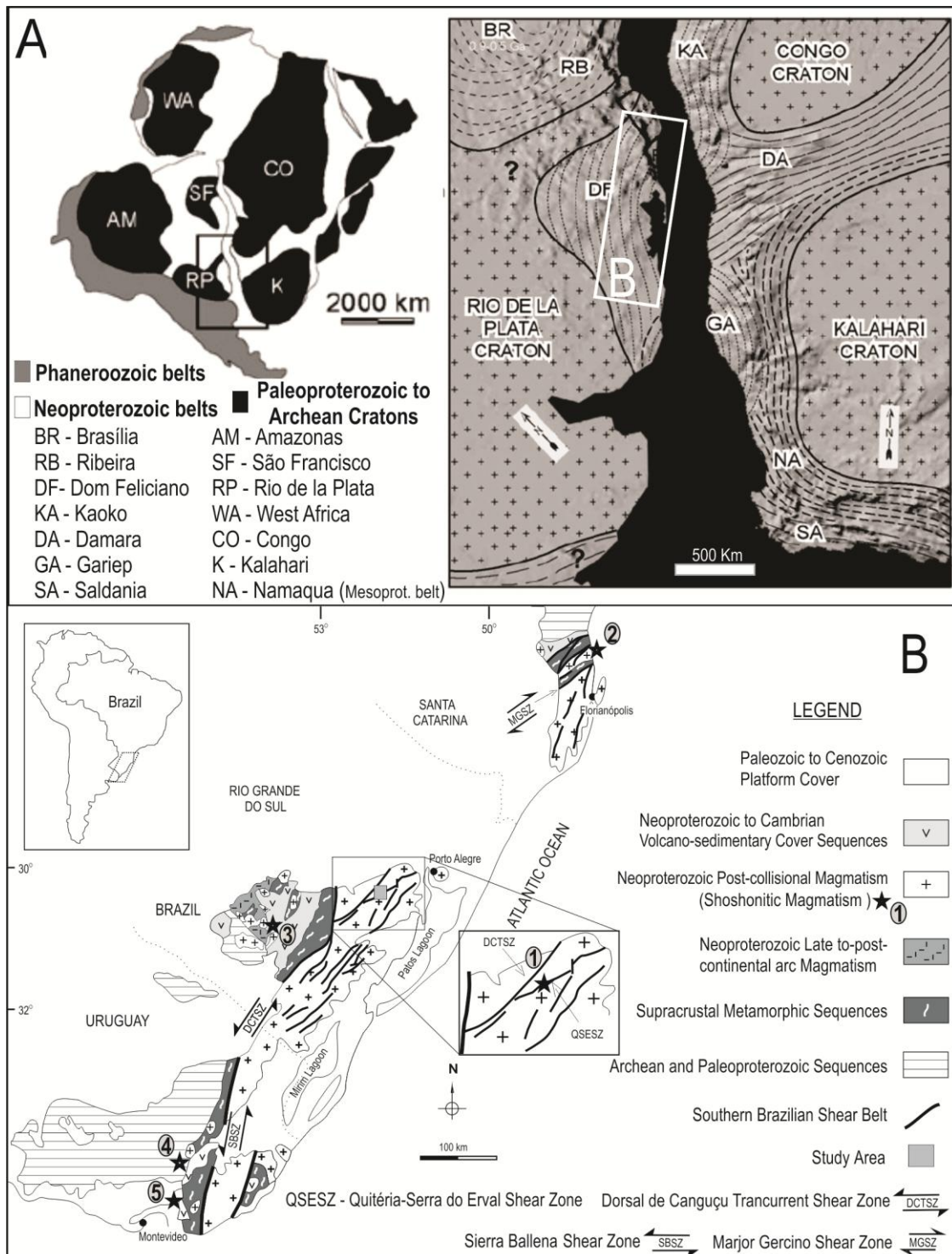


Figure 1. (a) Distribution of main cratonic areas of West Gondwana and Brasiliano/Pan-African belts (Modified from Chemale et al., 2012). (b) Geological and tectonic setting of southern Brazil and Uruguay with location of the study area and the shoshonitic magmatism (Modified from Bitencourt and Nardi, 2000). Shoshonitic magmatism: 1- Cruzeiro do Sul Granodiorite; and the Late Granodioritic to

Monzogranitic dikes (Ld); 2- Estaleiro Granodiorite; 3- Lavras do Sul Shoshonitic Association; 4- Solís de Mataojo Granitic Complex; 5- Las Flores Formation.

Table 1. Geochronological data for south Brazil and Uruguay post-collisional shoshonitic magmatism. References: 1- Chemale et al. (2012). 2- Bitencourt (1996). 3- Barros and Nardi (1994). 4- Gastal et al. (1998). 5- Remus et al. (2000). 6- Gastal et al. (2006). 7- Janikian et al. (2008). 8- Lima (1995). 9- Liz et al. (2009) and 10- Janikian et al. (2008). 11- Oyhantcabal et al. (2007) 12- Pecoits et al. (2004) and 13- Blanco and Gaucher (2004) and 14- This paper. Shear Zones (MGSZ - Marjor Gercino; QSESZ - Quitéria Serra do Eral; SYSZ - Sarandy del Yi; FFDS - Far from deformation sites). LSSA - Lavras do Sul Shoshonitic Association and SMGC - Solís de Mataojo Granitic Complex.

Geological Unit	Structural Setting	METHOD	AGE(Ma)	REF.
Granodiorite Estaleiro Complex	MGSZ	U-Pb (TIMS)	602 ±3.4	1
Granodiorite Estaleiro Complex	MGSZ	Whole-rock Rb-Sr	648 ±41 and 657 ±17	2
Santo Antonio Granitic Massif (LSSA)	FFDS	Whole-rock Rb-Sr	645 ± 19	3
Lavras do Sul Granite (LSSA)	FFDS	Whole-rock Rb-Sr	608 ± 54	4
Lavras do Sul Granite (LSSA)	FFDS	U-Pb (SHRIMP)	594 ±5 and 594 ±4	5
Lavras do Sul Sienogranite (LSSA)	FFDS	Pb evaporation	598 ± 3	6
Tapera Monzonite (LSSA)	FFDS	Pb evaporation	601 ± 5	6
Arroio do Jaques Monzodiorite (LSSA)	FFDS	Pb evaporation	599 ± 7	6
Andesites of the Hilário Fm. (LSSA)	FFDS	Ar-Ar	586±8 and 588±7	7
Shoshonites and monzonitic intrusions (LSSA)	FFDS	Whole-rock Rb-Sr	653 ± 23	8
Subvolcanic Monzonites (LSSA)	FFDS	U-Pb (SHRIMP)	587 ± 4	9
Lapilli tuff of the Hilário Fm. (LSSA)	FFDS	U-Pb (SHRIMP)	590.5 ± 5.7	10
Andesites of the Hilário Fm. (LSSA)	FFDS	Ar-Ar	590 to 585	10
Solís de Matajojo Tonalite SMGC	SYSZ	Pb evaporation	584 ±13	11
Basalts from Las Flores Fm.	FFDS	Microfossils	Ediacaran	12 13
Cruzeiro do Sul Granodiorite	QSESZ	U-Pb (SHRIMP) and LA-MC-ICP-MS	635 ±1.5 and 636.3 ±4.1	14
Late Granodioritic to Monzogranitic dikes	QSESZ	U-Pb (SHRIMP)	605.4 ±4.5	14

3. THE CRUZEIRO DO SUL GRANODIORITE (CSG), LATE DIKES AND THEIR HOST ROCKS

The CSG host rocks are orthogneisses, metatonalites, metadiorites and metagranodiorites of the Arroio dos Ratos Complex with a magmatic age of ca. 2.1 Ga (Gregory et al., 2015), together with zircon rim ages around 635 Ma compatible with adjacent SBSB magmatism (Gregory et al., 2015).

In the study area, a complex structural framework was created by regional-scale shear zones that were later reactivated under brittle-ductile conditions to form concordant quartz mylonite / phyllonite zones, in addition to cataclastic fault zones (Fig. 2a and 2b). The CSG is an elongate, ENE-trending body of approximately 4 km² emplaced along the ENE to NE-trending Quiteria-Serra do Erval Shear Zone (QSESZ - Knijnik et al., 2013). This sinistral strike-slip shear zone is nearly 30 km long and up to 5 km wide. It is part of the SBSB and possibly a branch of the DCTSZ. A large volume of magma was emplaced along the QSESZ (Fig. 2), giving rise, in chronological order, to the CSG, the Arroio Divisa Granitoid, the Sanga do Areal Granitoid (620 ±5.6 Ma - Knijnik et al., submitted) and the Late dikes (Ld - 605.4 ± 4.5 Ma - this paper) of granodiorite to monzogranite composition.

Syntectonic granites emplaced along the NE-trending DCTSZ are separated from the QSESZ syntectonic granitoids by a cataclastic zone and are represented by the Quitéria Granite (634.2 ± 6 Ma – Knijnik et al., submitted) and Arroio Francisquinho Granite (609.3 ±7 and 605.4 ± 4.4 Ma - Knijnik et al., submitted), in addition to late- to post-tectonic granites and rhyolites (Fig. 2 B), whose emplacement was controlled by NE-trending brittle structures.

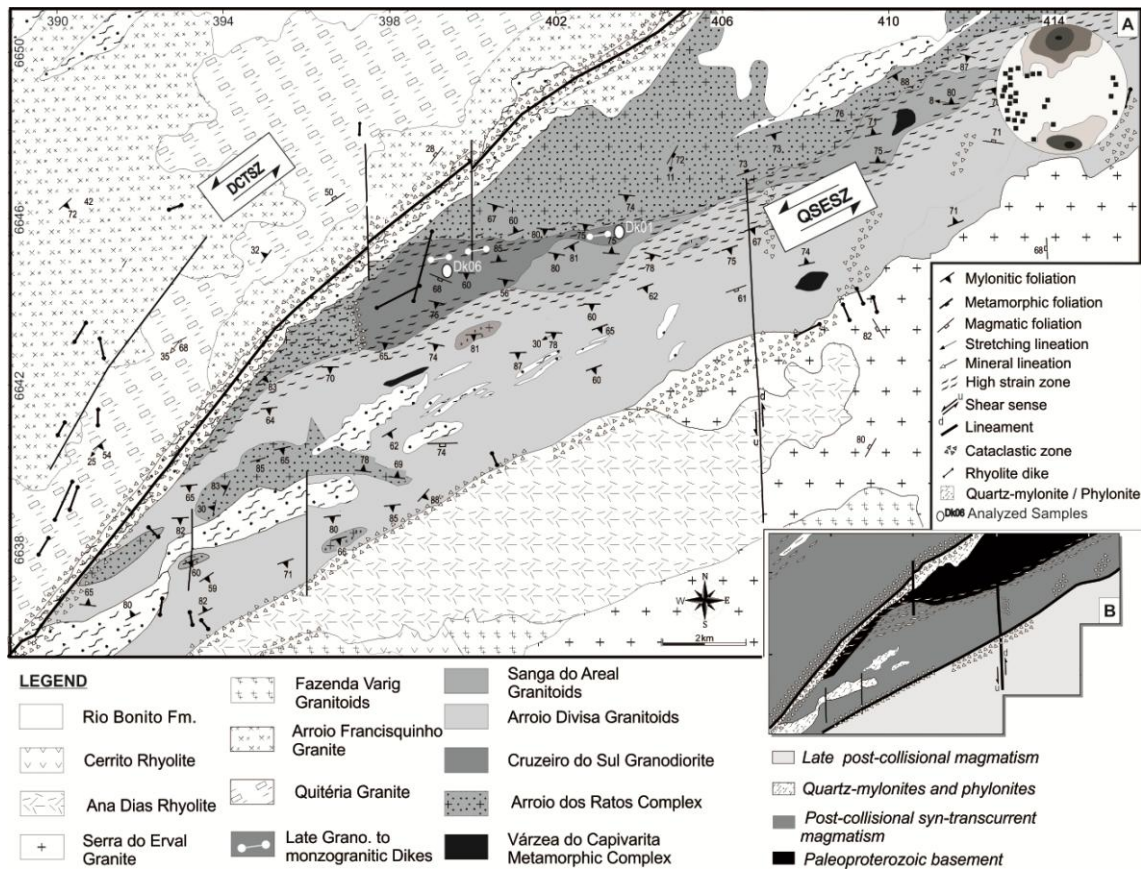


Figure 2. (a) Geological map of the Quitéria-Serra do Erval region and equal-area stereographic plot (lower hemisphere) for the structural elements of the QSESZ syntectonic granitoids – Contours of mylonitic and magmatic foliation poles (N = 533) and (■) stretching lineation (N=63). (b) Simplified map of tectonic domains.

The CSG is a porphyritic hornblende-biotite granodiorite with 30 to 40% feldspar megacrysts in a mafic-rich (colour index $M' \sim 20$) medium-grained matrix (Fig. 3a). The magmatic foliation is marked by shape alignment of feldspar megacrysts and biotite flakes (Fig. 3a). A solid-state, mylonitic structure is well developed primarily near the contacts (Fig. 3b). Dioritic to tonalitic microgranular enclaves are commonly elongate parallel to the foliation and show mingling features with the CSG. Leucocratic dikes and veins are either concordant or discordant to the main foliation, and give rise to a composite banding in high-strain zones (Fig. 3c). In these high-strain

zones formed at the contact between the CSG and the Arroio dos Ratos Complex, features of basement migmatization are observed.

The mylonitic foliation trends EW to ENE-WSW, with medium to steep dips and gently plunging stretching lineation, indicative of transcurrent kinematics (Figs. 2 and 4a). Shear sense is sinistral as shown by asymmetric tails formed in feldspar porphyroclasts, and asymmetric shapes of enclaves and veins (Fig. 4b), as well as, folded foliations, shear bands, mica-fish structures, and sigma structures in feldspars (Fig. 4c). Subgrains and granoblastic texture (Fig. 4d) in feldspars suggest deformation temperatures consistent with amphibolite facies conditions.

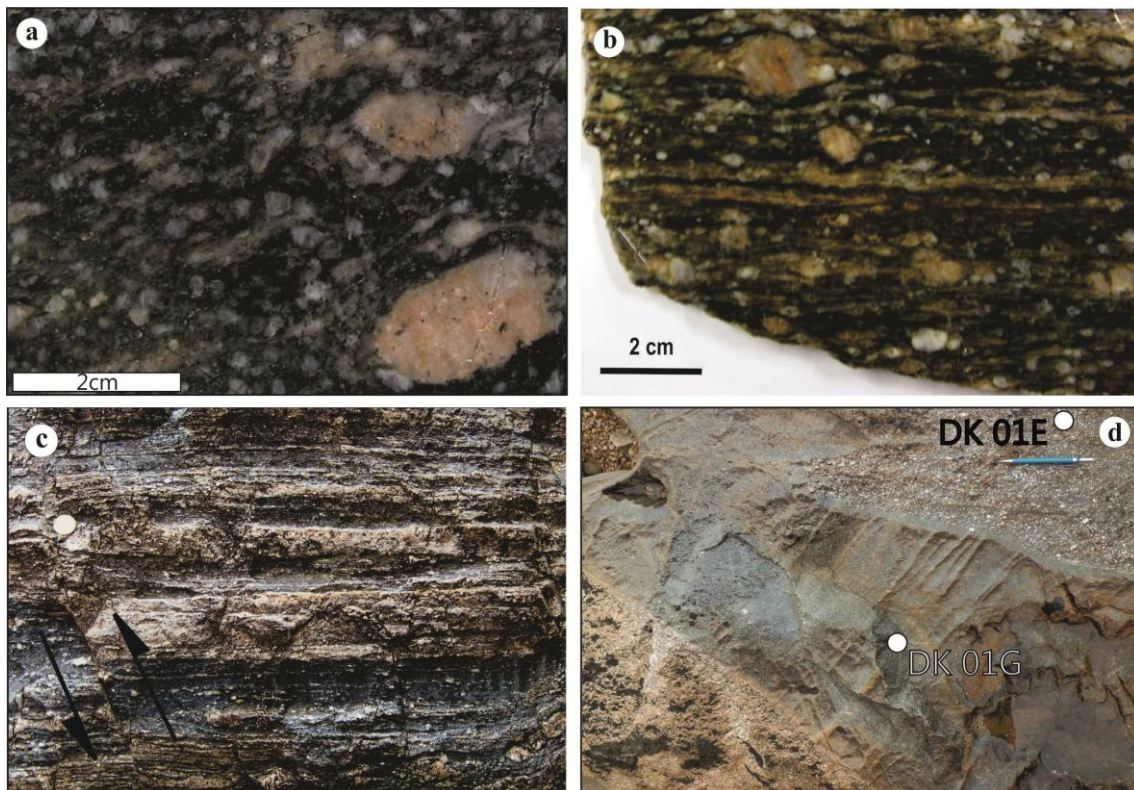


Figure 3. (a) Polished slab of analysed sample DK06 of the Cruzeiro do Sul Granodiorite with magmatic foliation; (b) mylonitic foliation marked by feldspar porphyroclasts with asymmetric tails.; (c) leucocratic veins concordant with the main foliation giving rise to composite banding within high-strain zones; (d) location of

analysed sample DK 01E of the Cruzeiro do Sul Granodiorite and Late Granodiorite to Monzonite dike sample DK 01G.

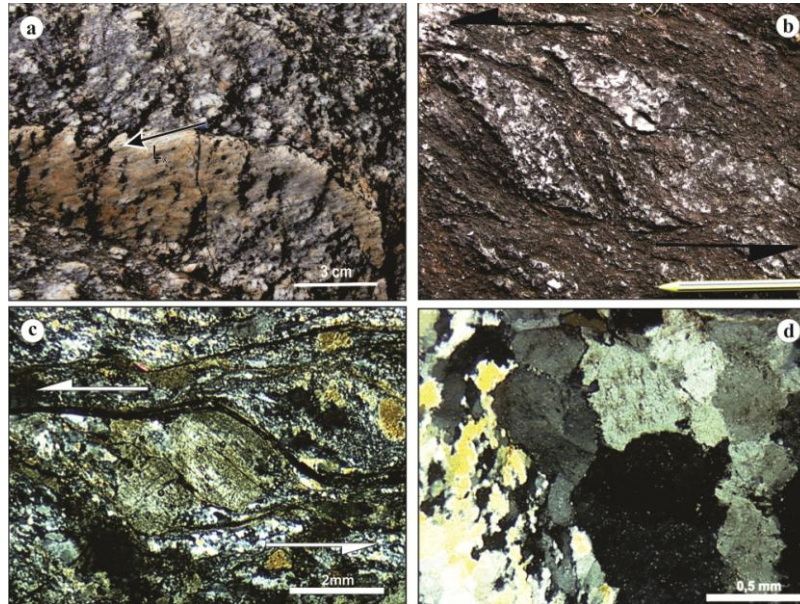


Figure 4. (a) Medium- to steeply-dipping mylonitic foliation with gently plunging stretching lineation characterize the transcurrent shear zone; (b) asymmetric vein indicating sinistral shear sense; (c) sigma-type feldspar porphyroblast with stair stepping to the left indicating sinistral sense of shear, and (d) granoblastic texture of matrix feldspar grains.

The Ld (Fig. 3d) are foliated micro-porphyritic hornblende-biotite granodiorites to monzongranites that comprises decimetric thick bodies, intrusive either discordant or concordant to the main foliation of the CSG. The Ld mylonitic foliation is slightly discordant (~080;60) to the foliation in the CSG host rocks, and bears a gently-plunging stretching lineation as well. Its colour index ($M^?$) is around 10, and zircon, apatite and rare allanite occur as accessories. The granoblastic texture of the feldspars in the matrix, indicates temperature conditions compatible with the amphibolite facies during mylonitization.

4. GEOCHEMISTRY

Major and trace element data, including REE, were obtained on 12 CSG samples - 8 samples of granodiorite and 2 of mafic microgranular enclaves (Knijnik et al., 2012), and 4 from Late dikes. These are compared on common geochemical diagrams, to other known shoshonitic rocks, as the post-collisional Lavras do Sul Shoshonitic Association (Lima and Nardi, 1998) and Liz et al. (2009), the Estaleiro Granodiorite (Bitencourt, 1996), the Solís de Mataojo Granitic Complex (Oyhantcabal et al., 2007), the basalts from Las Flores Formation (Pecoits et al., 2004 and Blanco and Gaucher 2004) and the volcanic rocks from the Tibetan Plateau (Turner et al., 1996). The complete set of analytical data is presented as Electronic Appendix.

The shoshonitic affinity of CSG and Ld is indicated by their high contents of Sr (electronic appendix), their regular and fractionated REE ($LREE_N/HREE_N > 20$) chondrite-normalized patterns with high contents of LREE, and by the general absence of Eu anomalies (Fig. 5a) (Knijnik et al., 2012). The trace-element patterns, illustrated in spidergrams, show enrichment in Cs, Ba, and Rb, and low contents of HFSE in relation to LILE, which is also an important feature of rocks of shoshonitic affinity (Fig. 6a). Their medium- to high-K content, and metaluminous to slightly peraluminous character indicate some crustal contamination during differentiation (Fig. 6B). In general, comparing the REE and other trace element patterns for CSG and Ld with the patterns found in the LSSA, Estaleiro Granodiorite (Fig. 5A and 6A), Tibetan Plateau volcanic rocks, Solís de Mataojo Granite and Las Flores samples (Fig. 5B and 6B), their similarity may be observed, featuring Nb negative anomalies, high contents of LREE, absence of Eu anomalies, and LILE (Ba, Sr, Rb, K) enrichment. When SiO_2 percentages are discriminated in 52 to 66 and $>66\%$ groups (Table 2), average contents of Ce_N of most samples from all six associations vary from 64.3 to 140.8, except the Tibetan Plateau samples, with Ce_N mean values of 216.3 and 385.1. Yb_N varies from 2.63 to

6.60 for the higher silica group and from 6.16 to 10.05 for the other one. The average contents of Ce_N/Yb_N are in the range 10.5 to 43.5. $(La/Sm)_N \sim (3.5 \text{ to } 7)$, $(Eu/Yb)_N \sim 3.5$ a 6. The predominantly metaluminous character of all seven associations is illustrated in Shand's diagram (Fig. 7A). Trace-element diagrams for geotectonic setting discrimination show that the sources of these shoshonitic associations resemble those of active continental margins evolving to within-plate settings (Fig. 7B). In Pearce (1996) discriminant diagram, all the shoshonitic associations plot in the post-collisional field (Fig. 7B).

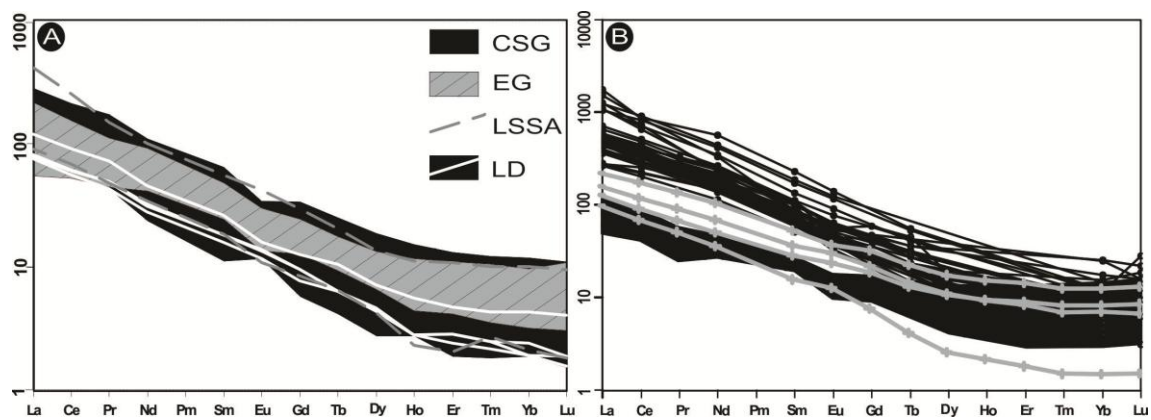


Figure 5. (a) REE diagram for post-collisional shoshonitic magmatism: Estaleiro Granodiorite; Lavras do Sul Shoshonitic Association; Cruzeiro do Sul Granodiorite and Late Granodioritic to Monzogranitic dikes, normalized by Boyton (1984) chondrite values. **(b)** Same diagram with the post-collisional shoshonitic Tibet volcanic rocks in black and the Solís de Mataojo Granitic Complex as grey lines.

Table 2. Average contents of rare earth elements for the post-collisional shoshonitic magmatism presented in figure 5. Discriminated in percentage of SiO₂. CSG - Cruzeiro do Sul Granodiorite; Ld - Late Granodioritic to Monzogranitic dikes; EG - Estaleiro Granodiorite; TVR - Tibet volcanic rocks; LSSA - Lavras do Sul Shoshonitic Association and SM - Solís de Mataojo Granitic Complex.

>66% SiO ₂	CSG	Ld	EG	TVR	LSSA						
	CSG	EG	SM	TVR	LSSA						
EuN/YbN	4.14	5.71	2.70	5.55	2.45	2.80	3.68	3.57	5.43	4.24	
YbN	4.67	2.63	6.44	6.60	6.16	52- 66%	10.05	6.96	7.78	8.82	6.16
LaN/SmN	6.69	4.58	4.26	4.17	4.95		4.23	3.47	4.39	6.87	4.17
CeN/YbN	24.87	27.40	14.91	32.77	15.61	14.01	15.28	10.41	43.67	10.45	
CeN	116	72.06	96.05	216.3	96.14	140.8	106.3	80.9	385.1	64.3	
SrN	0.708	0.708	0.694	1.106	1.103	0.91	0.88	1.402	1.76	1.99	

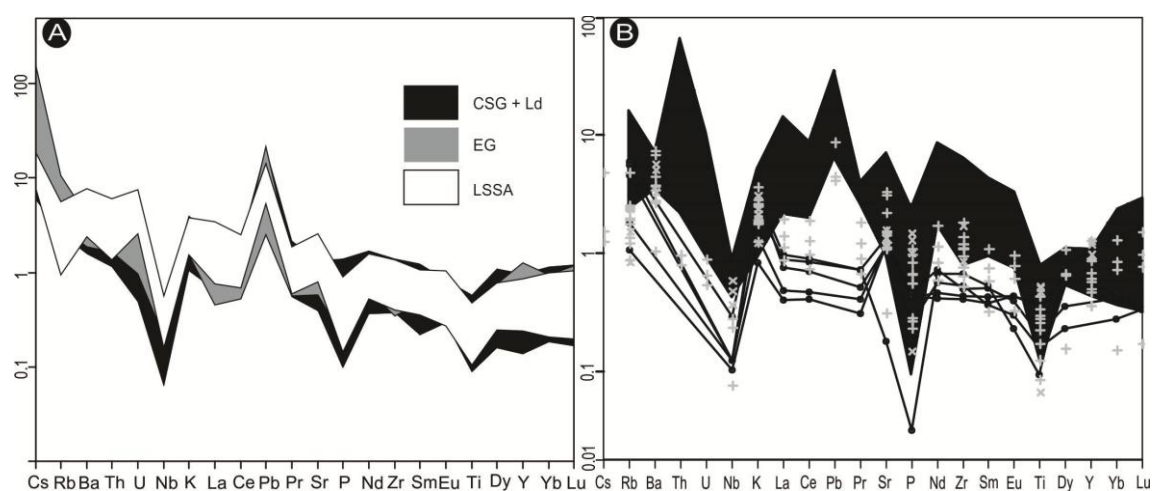


Figure 6. (a) Multi-element diagram for the post-collisional shoshonitic magmatism; Estaleiro Granodiorite (EG); Lavras do Sul Shoshonitic Association (LSSA); Cruzeiro do Sul Granodiorite (CSG) and Late Granodioritic to Monzogranitic dikes (LD) normalized by Ocean Island Basalts (OIB), Sun and McDonough (1989). (b) Same diagram with the post-collisional shoshonitic Tibet volcanic rocks in black, Solís de Mataojo granitoids (+) and the basalts from Las Flores Formation (x) in grey.

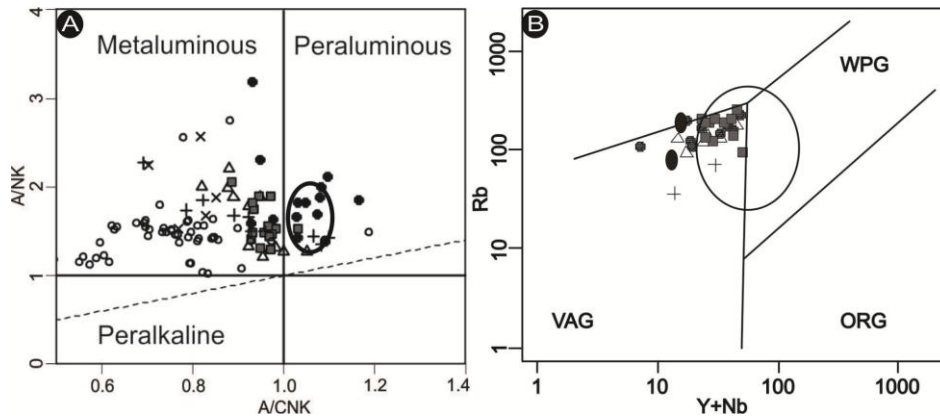


Figure 7. (a). A/CNK x A/NK diagram Shand (1943); Estaleiro Granodiorite (EG - gray squares), Lavras do Sul Shoshonitic Association (LSSA - triangles), Cruzeiro do Sul Granodiorite (CSG - black circles), Late Granodioritic to Monzogranitic dikes (Ld - ellipse's filled), Solís de Mataojo Granitic Complex (SM - crosses), basalts from Las Flores Formation (LF - X) and the Tibet volcanic rocks (TVR - open circles). **(b)** Trace element geotectonic setting discrimination diagram of the post-collisional shoshonitic granitic magmatism; EG (gray squares), Ld (two ellipse's filled), LSSA (triangles), CSG (black circles), and the SM (crosses) after Pearce et al. (1984). The ellipse indicates the post-collisional field: Syn-COLG, Syn-collisional Granites; WPG, Within-Plate Granites; VAG, Volcanic Arc Granites; and ORG, Ridge Ocean Granites.

The P-T conditions for the crystallization of CSG and the Ld (Knijnik et al., 2012), calculated by the Al-in-Hb geobarometer and the Plg-Hb thermobarometer, were estimated at approximately 4.3 to 5.3 kbar and 720 to 760 °C (Table III). The other associations show very similar values.

Table III. Thermobarometry parameters of post-collisional shoshonitic associations. 1- Knijnik et al. (2012); 2-(Liz et al., 2009; Lima and Nardi, 1998); 3- Bitencourt, 1996; 5- Oyhantçabal et al. (2007); 6- Turner et al. (1996).

UNIT	Average zircon saturation temperatures (°C) Watson and Harrison (1983)	Barometry Al-in hornblende Schmidt (1992) P(uncertainty 0.6 kbar)	Thermometry (°C) Hbl-plag. (Holland and Blundy (1994)	Ref.
Cruzeiro do Sul	785	4.3 a 5.3	719 to 761	1
Late dikes	768	-	-	1
Lavras do Sul	774	-	-	2
Estaleiro Granodiorite	765	4.7 a 5.5	740	3
Solis de Mataojo	752	-	-	4
Las Flores	708	-	-	4
Tibetan Miocene lavas	727	-	-	5

5. U-Pb AGES (SHRIMP and LA-MC-ICP-MS)

5.1 Analytical Procedure

Zircon crystals were separated at the University of Western Australia (UWA) and Federal University of Rio Grande do Sul laboratories by grinding crushed rock samples in a ring mill. The ground sample was passed through a 60-mesh nylon disposable sieve and washed. The zircon was then separated by using heavy liquids and magnetic separation techniques. Next, the zircon grains were hand-picked and mounted on epoxy discs with fragments of standard BR266 zircon (559 Ma, 903 ppm U), Temora (416 Ma), and GJ-1 (600 Ma) for the DK06, DK01G and DK01E samples, respectively. The mounts were polished and carbon-coated for SEM (Scanning Electron Microscope) study. Back-scattered electron and cathodeluminescence images were obtained at the Center for Microscopy and Microanalysis at University of Research School of Earth Sciences of Australian National University and LAMIR Laboratory of Parana Federal University. The epoxy mounts were then cleaned and gold-coated to have a uniform electrical conductivity during the SHRIMP and LA-MC-ICP-MS analyses.

The zircon isotope compositions of sample DK06 were determined at Curtin University of Technology in Perth, Australia, using SHRIMP II (De Laeter and Kennedy, 1998) and methods based on those of Compston et al. (1992). A primary ion beam of $\sim 4\text{nA}$, 10 kVO_2^{2-} with diameter of $25\ \mu\text{m}$ was focused onto the mineral. For each spot analysis, initial 60-90 s were used for pre-sputtering to remove the gold, avoiding the analysis of common Pb from the coatings. Results with more than 0.50% common lead correction are presented but not used in age calculations. The zircon data were reduced using SQUID (Ludwig, 2002), and plotted on concordia diagrams using ISOPLOT/Ex software (Ludwig, 1999).

The Ion microprobe analyses of DK01G zircons were carried out using SHRIMP II at the Research School of Earth Sciences, Australian National University. A spot size of $20\ \mu\text{m}$ were used for isotope data acquisition. Data were collected and reduced as described by Williams and Claesson (1987) and Compston et al. (1992). Uncertainties are given at one sigma level, and final age is quoted at 68.3% confidence level. Reduction of raw data was carried out using Squid 1.02 (Ludwig, 2001).

U-Pb zircon age determinations of DK01E were carried out using a *laser* ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS) at the Geochronology Laboratory of University of Brasilia. Isotope data were acquired using spot size of $25\ \mu\text{m}$, frequency of 10 Hz and energy of $\sim 4\ \text{J}/\text{cm}^2$. Age calculations were performed using an in-house developed Excel® worksheet, based on ISOPLOT v.3 formulae (Ludwig, 2003).

5.2 Results

Sample DK 06

This sample (Fig. 3a) was collected in the central and least deformed part of the main CSG body (UTM coordinates 22J 6643984 mN 398216 mE), near the farm from which its name is taken (Fig. 2).

Analyses are presented in Table III and plotted in the concordia diagram of figure 8. Data were derived from 29 analysed spots from 15 grains. The average U content in the analysed zircons is 361.2 ppm (Table IV), and the Th/U ratios are between 0.16 and 1.04; these are values typically found in magmatic zircons. Zircon habit is prismatic, generally with short pyramids and slightly rounded with aspect ratio 1:3. Using the Sambridge and Compston algorithm (included in the latest version of ISOPLOT) the software recognizes three populations. Twenty three analyses are concordant at 635 ± 1.5 Ma. (Fig. 8 a, b and c), interpreted as representing the magmatic crystallization age of the CSG (Fig. 9). The age values grouped at approximately 658.1 ± 4.7 Ma (Fig. 8d) are interpreted to represent inherited zircon grains. As for the younger population of 611 ± 16 Ma, the unmix module of ISOPLOT shows that this group is different from the main population age and it may be related to Pb loss.

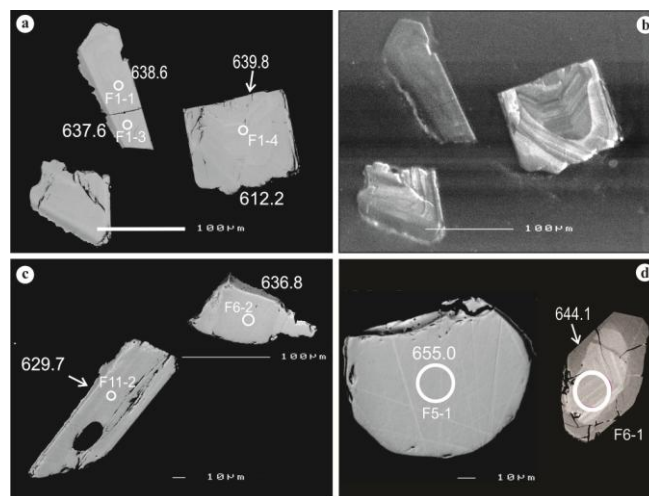


Figure 8. (a) Backscattered electron (BSE) and (b) cathodoluminescence (CL) images of magmatic zircon grains from sample DK 06; (c) BSE image of magmatic zircon

grains, and (d) BSE and CL image of F5-1 and F6-1, respectively, inherited zircon grains - note the older core (F6-1 with an age of 644 ± 8 Ma) with a very narrow rim.

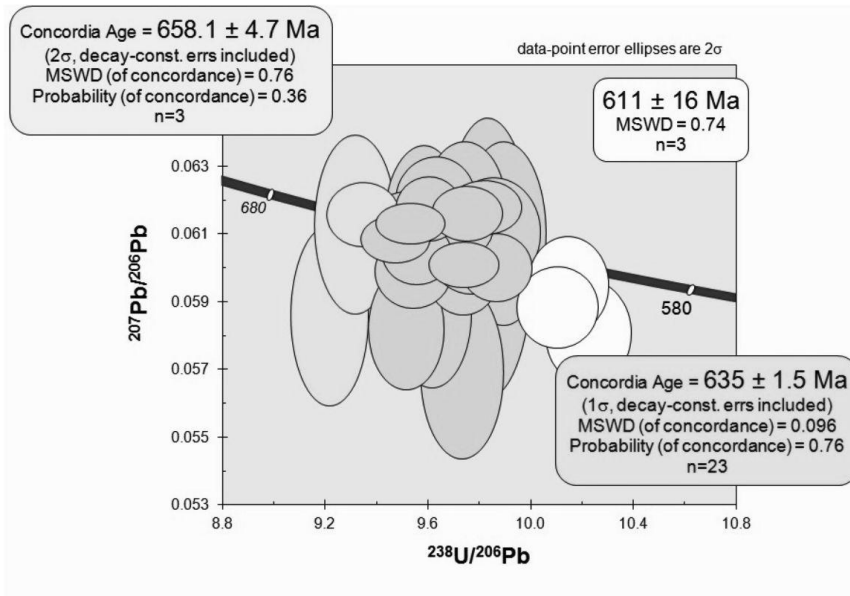


Figure 9. Concordia diagram for SHRIMP zircon grains analysed of the DK06 Cruzeiro do Sul Granodiorite sample.

Sample DK 01 G

This sample is a biotite granodiorite to monzogranite of the Late dike in the CSG rocks (Fig. 3d), collected in a high strain zone close to the basement rocks (22J 6645431 mN 403558 mE - Fig. 2). Zircons are euhedral and range in size from 100 to 200 μm , rarely up to 300 μm , with aspect ratios ranging from 2:1 to 6:1. Cathodoluminescence images reveal a well-developed oscillatory zoning typical of magmatic zircons (Fig. 10). Analysed zircons have U contents between 95 and 2177 ppm and Th/U ratios from 0.01 to 1.28 (two grains show high Th/U ratios, not typical of magmatic zircons 1.91 and 2.36) (Table IV). Seventeen analyses were done in the zircons and a calculated concordia age using eight analysed zircons (spots 1.1, 3.1, 4.1, 5.1, 5.2, 6.1, 9.1, 11.1, 13.1) yielded an age of 605.4 ± 4.5 Ma (1σ) (Table IV), interpreted as the crystallization age (Figure 11). Six analyses represent Paleo to Mesoproterozoic inherited zircon grains

(2.1, 7.1, 8.1, 14.1, 15.1 and 16.1) with ages around 1.6 and 2.1 Ga, and two (10.1 and 12.1) are concordant at 628.3 ± 9.9 Ma (MSWD = 2.2 and Probability = 0.13), possibly from assimilation of the CSG, country rock to the dike.

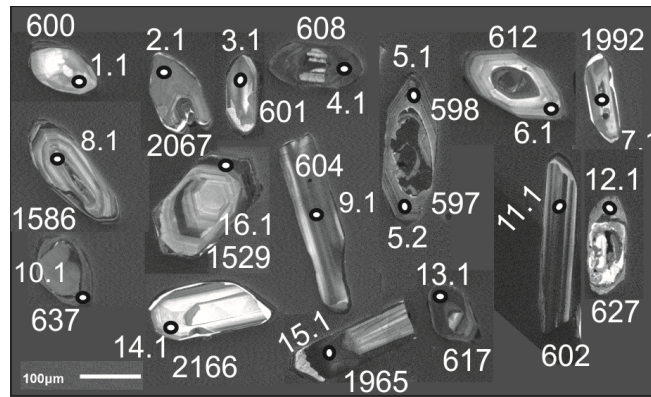


Figure 10. Cathodoluminescence images of Late dike sample DK 01G zircon grains.

Spots 7.1, 8.1, 14.1, 15.1 and 16.1 are from inherited zircon grains.

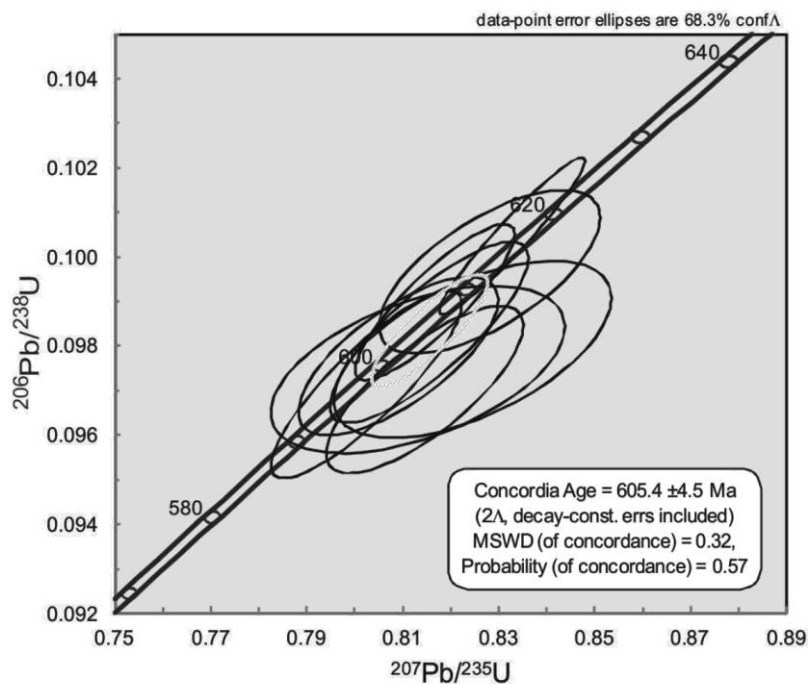


Figure 11 . Concordia diagram for SHRIMP zircon analyses of DK 01G Late dike.

Sample DK 01 E

This sample was collected close to the Arroio dos Ratos Complex basement rocks, at the same outcrop as DK01G (Figure 2). The sample is part of the Cruzeiro do Sul Granodiorite body, but in a high strain zone (Figure 4c, d).

All crystals show well-preserved prismatic shapes, and range in size from 100 to 200 up to 250 μm , with aspect ratios ranging from 2:1 to 3:1. Cathodoluminescence images reveal a well-developed oscillatory zoning typical of magmatic zircons and inherited cores are observed (Fig. 12). Twenty-nine analyses were done on twenty-four different grains. All results are plotted on a concordia diagram (Figs. 13 and 14) and are reported in Table VI. Analysed zircons have Th/U ratios ranging from 0.01 to 0.51, typical of magmatic zircons (Table VI). A calculated concordia age using five analysed zircons (Z2B, Z24, Z27B, Z17 and Z12B - Fig. 13A - Table VI) yielded an age of $636.6 \pm 4.1 \text{ Ma}$ (2σ), interpreted as the crystallization age. Four analysed rims (Z11B, Z30B, Z3B and Z6B - Figs. 12 and 13B) are concordant at $605.9 \pm 6.5 \text{ Ma}$ (2σ), possibly related with the Ld intrusion. Twenty analyses are interpreted to represent Paleo, Meso and Neoproterozoic inherited zircon grains (Table V), and two populations of them (Fig. 14) are concordant at 788 ± 15 (Z21 and Z6N - Fig.12 and 14) and 672.3 ± 8.7 (Z1 and Z28B - Fig.12 and 14) Ma. The Paleoproterozoic ages around 2.0 Ga are the same age of the Arroio dos Ratos Complex basement, as reported by Gregory et al (2015)

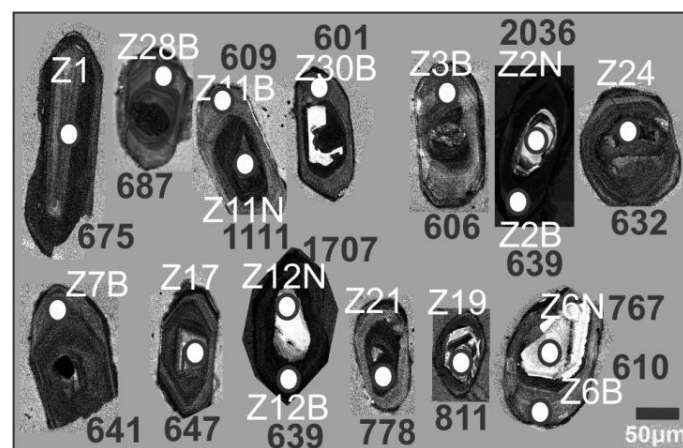


Figure 12. Cathodoluminescence images of DK 01E zircon grains. Numbers in black correspond to $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$ ages (Ma).

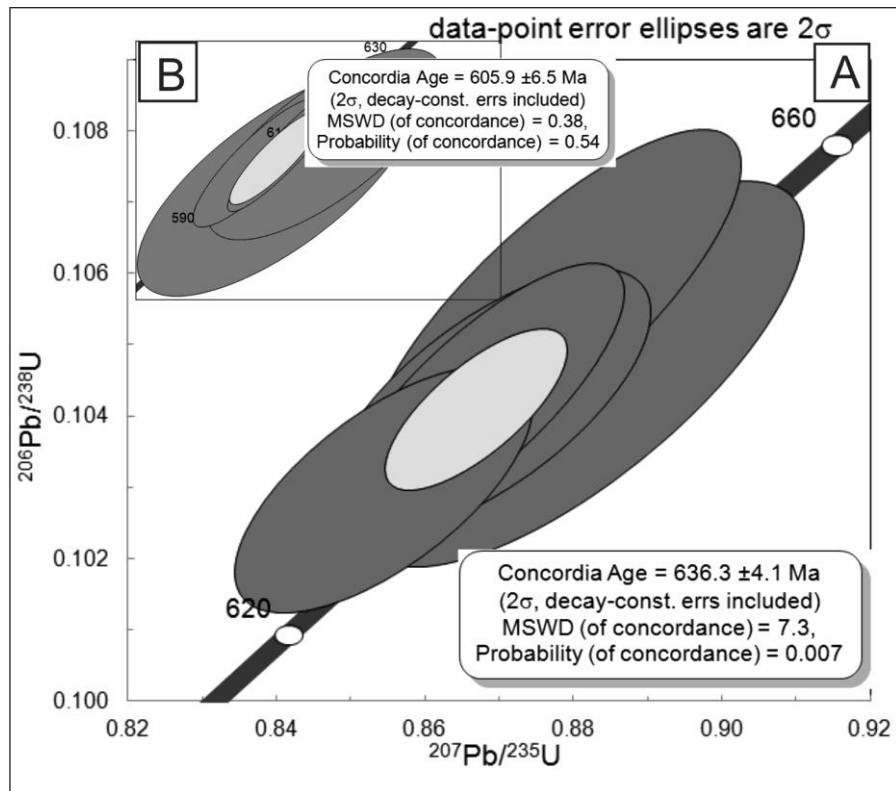


Figure 13. Concordia diagram for DK 01E, Cruzeiro do Sul Granodiorite zircon grains analysed by LA-MC-ICP-MS. (A) Magmatic age and (B) analysed rims interpreted as growth related to the Late dike intrusion.

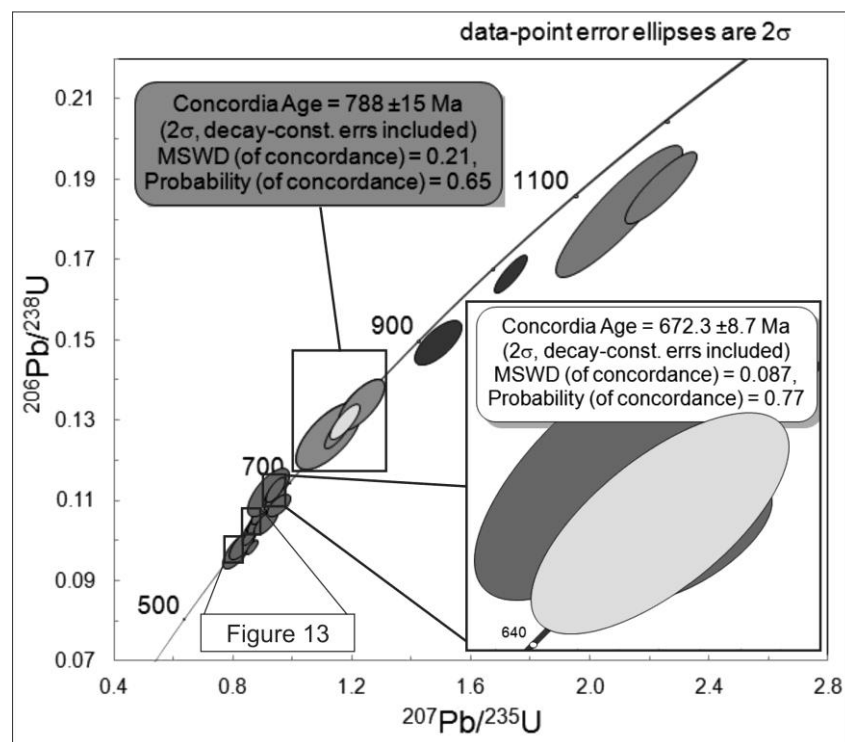


Figure 14. Concordia diagram for DK 01E, Cruzeiro do Sul Granodiorite inherited zircon grains analysed by LA-MC-ICP-MS.

Table 4. SHRIMP U–Pb data used for age calculation for the CSG DK06 sample.

spot	U ppm	Th/U ppm	²⁰⁶ Pb ppm	<i>f</i> ²⁰⁴ Pb %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	error %	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	error %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	error %	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	error %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Age (Ma)	error 1σ	disc %
f.1-1	548	0.86	49	0.00	0.06173	1.26	9.6024	1.10	0.8864	1.67	0.0315	1.38	638.6	6.7	4
f.1-3	356	0.67	32	0.62	0.05873	3.15	9.6185	1.30	0.8419	3.41	0.0308	2.82	637.6	7.9	-14
f.1-4	383	0.76	34	0.51	0.06133	3.06	9.5841	1.31	0.8824	3.32	0.0312	2.72	639.8	8.0	2
f.1-6	491	0.91	43	0.19	0.06021	1.31	9.7745	1.26	0.8493	1.82	0.0311	1.50	627.9	7.5	-3
f.1-7	452	0.70	41	0.23	0.05990	1.47	9.5433	1.28	0.8655	1.95	0.0308	1.71	642.4	7.8	-7
f.3-1	348	0.20	31	0.90	0.05694	3.69	9.7329	1.35	0.8066	3.93	0.0219	12.35	630.5	8.1	-29
f.5-1	497	0.48	46	0.14	0.06157	1.27	9.3506	1.24	0.9078	1.77	0.0300	2.18	655.0	7.7	1
f.5-2	348	0.25	30	0.92	0.06101	3.63	9.8966	1.37	0.8500	3.88	0.0297	8.19	620.5	8.1	3
f.5-3	417	0.26	35	0.48	0.05949	1.98	10.1468	1.28	0.8083	2.36	0.0281	4.13	605.9	7.4	-4
f.6-1	407	0.55	37	0.75	0.05819	2.54	9.5165	1.28	0.8431	2.84	0.0294	2.90	644.1	7.8	-20
f.6-2	364	0.48	33	0.03	0.06197	1.72	9.6322	1.34	0.8871	2.18	0.0318	2.33	636.8	8.1	5
f.8-1	197	0.43	17	1.40	0.06029	5.61	9.8308	1.47	0.8456	5.80	0.0286	6.84	624.5	8.8	-2
f.8-2	256	0.27	22	0.34	0.05809	2.20	10.2228	1.33	0.7835	2.57	0.0288	4.04	601.6	7.6	-13
f.9-1	332	0.88	31	0.97	0.05860	3.72	9.2193	1.34	0.8764	3.96	0.0298	2.83	663.8	8.5	-20
f.11-1	344	0.64	32	0.55	0.06128	3.51	9.3170	1.39	0.9069	3.78	0.0325	3.26	657.2	8.7	-1
f.11-2	236	0.72	21	0.58	0.06185	2.46	9.7450	1.33	0.8751	2.80	0.0313	2.26	629.7	8.0	6
f.12-2	409	0.23	35	0.44	0.05883	1.67	10.1050	1.28	0.8027	2.10	0.0264	3.95	608.3	7.4	-8
f.12-3	224	0.47	20	0.14	0.06104	2.16	9.6789	1.35	0.8696	2.54	0.0304	2.19	633.8	8.1	1
g.9z	390	0.88	35	0.00	0.06130	0.80	9.5327	1.14	0.8866	1.40	0.0315	1.44	643.1	7.0	1
g.9z2	379	0.16	33	0.08	0.06009	0.92	9.7406	1.15	0.8505	1.47	0.0305	2.25	630.0	6.9	-4
g.10z	282	0.99	26	0.11	0.06119	1.40	9.5118	1.18	0.8870	1.83	0.0317	1.51	644.4	7.3	0
g.11z	369	0.41	33	0.09	0.06041	1.22	9.5582	1.16	0.8714	1.69	0.0301	1.92	641.4	7.1	-4
g.11z2	413	0.96	36	0.08	0.06160	1.09	9.7533	1.15	0.8708	1.58	0.0313	1.39	629.2	6.9	5
g.11z3	325	0.98	29	0.00	0.06120	1.26	9.7159	1.18	0.8685	1.72	0.0313	1.39	631.5	7.1	2
g.12z	340	0.85	30	0.17	0.05978	1.59	9.7386	1.17	0.8464	1.97	0.0307	1.61	630.1	7.0	-6
g.13z	282	1.00	25	-0.04	0.06179	1.07	9.8230	1.20	0.8672	1.60	0.0308	1.46	625.0	7.1	6
g.14z1	427	0.74	37	0.19	0.06001	1.35	9.8666	1.15	0.8385	1.78	0.0305	1.65	622.3	6.8	-3
g.14z2	314	1.04	28	0.41	0.06045	1.87	9.5876	1.18	0.8693	2.21	0.0318	1.60	639.6	7.2	-3
g.15z	345	0.36	31	0.03	0.06084	0.94	9.4759	1.16	0.8853	1.50	0.0312	1.70	646.7	7.2	-2

Table 5. SHRIMP U–Pb data used for age calculation for the CSG DK01 G sample.

Spot	% ²⁰⁶ Pb _c	ppm U	ppm Th	²³² Th/ ²³⁸ U	±%	²⁰⁶ Pb* ppm(1)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (1)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (1)	Discordant (%)	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb* (1)	±%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U (1)	±%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U (1)	±%	err corr
1.1	0.30	154	191	1.28	0.27	13	600 ±7	622 ±46	+4	0.06052	2.1	0.813	2.5	0.0975	1.3	0.5
2.1	0.04	474	77	0.17	0.46	154	2067 ±22	2090 ±7	+1	0.12942	0.4	6.745	1.3	0.3780	1.2	1.0
3.1	0.17	283	307	1.12	0.48	24	601 ±7	605 ±26	+1	0.06003	1.2	0.809	1.7	0.0978	1.2	0.7
4.1	0.08	715	148	0.21	0.43	61	608 ±7	598 ±14	-2	0.05985	0.7	0.817	1.3	0.0990	1.2	0.9
5.1	0.06	427	79	0.19	0.30	36	598 ±8	601 ±18	+1	0.05993	0.8	0.803	1.6	0.0971	1.4	0.9
5.2	0.27	417	72	0.18	0.30	35	597 ±7	636 ±23	+6	0.06091	1.1	0.815	1.7	0.0970	1.3	0.8
6.1	0.17	224	168	0.78	0.24	19	612 ±7	613 ±30	+0	0.06027	1.4	0.828	1.8	0.0997	1.2	0.7
7.1	0.06	255	99	0.40	0.32	79	1992 ±21	2090 ±7	+5	0.12938	0.4	6.460	1.3	0.3621	1.2	1.0
8.1	0.05	233	85	0.38	0.62	56	1586 ±17	1578 ±10	-1	0.09754	0.5	3.751	1.3	0.2789	1.2	0.9
9.1	0.09	341	631	1.91	0.17	29	604 ±8	610 ±20	+1	0.06018	0.9	0.816	1.7	0.0983	1.4	0.8
10.1	0.13	722	47	0.07	0.77	64	637 ±8	614 ±19	-4	0.06029	0.9	0.863	1.6	0.1038	1.3	0.8
11.1	1.22	502	1145	2.36	0.52	42	602 ±8	642 ±41	+7	0.06109	1.9	0.825	2.3	0.0979	1.3	0.6
12.1	0.07	357	8	0.02	1.47	31	627 ±7	603 ±21	-4	0.05998	1.0	0.845	1.5	0.1022	1.2	0.8
13.1	0.03	2177	515	0.24	0.33	188	617 ±7	608 ±7	-2	0.06013	0.3	0.833	1.2	0.1005	1.2	1.0
14.1	0.05	95	31	0.34	0.51	33	2166 ±24	2075 ±11	-5	0.12828	0.6	7.064	1.5	0.3994	1.3	0.9
15.1	0.02	1182	136	0.12	0.25	362	1965 ±24	2081 ±3	+6	0.12875	0.2	6.328	1.4	0.3565	1.4	1.0
16.1	0.20	1146	10	0.01	0.81	263	1529 ±19	1961 ±5	+25	0.12034	0.3	4.441	1.4	0.2676	1.4	1.0

Errors are 1-sigma; Pbc and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

(1) Common Pb corrected using measured ²⁰⁴Pb.

Table 6. LA-ICPMS U–Pb data used for age calculation for the CSG DK01 E sample.

Spot	% $^{206}\text{Pb}_c$	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	1s (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	1s(Ma)	Conc (%) 6/8 - 7/6	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1s(%)	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±%	err corr
004-Z1	0.04	0.43	675	7	607	22	111	0.062	0.969	0.942	1.449	0.110	1.077	0.7
005-Z2N	0.02	0.26	2036	27	2671	12	76	0.187	0.714	9.591	1.678	0.371	1.519	0.9
006-Z2B	0.01	0.02	639	4	558	16	115	0.060	0.716	0.869	1.022	0.104	0.729	0.7
007-Z3B	0.01	0.10	606	6	525	13	115	0.060	0.598	0.809	1.229	0.099	1.074	0.9
010-Z5B	1.59	0.06	667	6	665	29	100	0.064	1.372	0.955	1.711	0.109	1.022	0.6
013-Z6N	0.07	0.27	767	20	690	63	111	0.064	2.868	1.120	3.939	0.126	2.701	0.7
014-Z6B	0.07	0.07	610	9	575	33	106	0.061	1.464	0.834	2.149	0.099	1.572	0.7
015-Z7B	0.04	0.03	641	6	580	20	110	0.061	0.907	0.881	1.391	0.105	1.054	0.7
017-Z9	0.03	0.45	623	5	588	17	106	0.061	0.750	0.858	1.157	0.101	0.880	0.7
018-Z10	0.01	0.03	645	5	546	9	118	0.060	0.381	0.873	0.846	0.105	0.756	0.9
19-Z11N	0.00	0.31	1111	20	1292	21	86	0.086	1.038	2.241	2.184	0.188	1.921	0.9
20-Z11B	0.01	0.05	609	6	542	9	112	0.060	0.415	0.820	1.101	0.099	1.020	0.9
23-Z12N	0.03	0.51	1707	21	1732	22	99	0.109	1.189	4.561	1.824	0.303	1.383	0.7
24-Z12B	0.01	0.02	639	5	554	12	115	0.060	0.537	0.867	0.923	0.104	0.751	0.8
026-Z14	0.09	0.15	898	13	934	32	96	0.072	1.537	1.489	2.172	0.150	1.535	0.7
27-Z15N	0.03	0.35	682	6	556	15	123	0.060	0.679	0.929	1.143	0.112	0.919	0.8
28-Z15B	0.01	0.01	648	5	538	10	121	0.060	0.436	0.874	0.901	0.106	0.789	0.9
029-Z16	0.04	0.32	690	7	565	21	122	0.061	0.936	0.945	1.452	0.113	1.110	0.8
033-Z17	0.02	0.05	647	6	552	15	117	0.060	0.681	0.878	1.168	0.106	0.949	0.8
034-Z18	0.04	0.13	1079	37	1227	37	88	0.084	1.848	2.100	4.126	0.182	3.689	0.9
035-Z19	0.06	0.33	811	15	762	39	106	0.066	1.817	1.229	2.640	0.134	1.915	0.7
037-Z21	0.02	0.32	778	12	734	21	106	0.066	0.951	1.161	1.848	0.128	1.584	0.9

Table 6 (extended).

Spot	% $^{206}\text{Pb}_c$	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	1s (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	1s(Ma)	Conc (%) 6/8 - 7/6	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1s(%)	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±%	err corr
038-Z22	0.04	0.03	607	4	669	11	91	0.064	0.522	0.866	0.914	0.099	0.751	0.8
040-Z24	0.01	0.01	632	4	547	15	115	0.060	0.673	0.854	0.960	0.103	0.685	0.7
043-Z25	0.68	0.04	642	7	649	26	99	0.063	1.228	0.911	1.696	0.105	1.169	0.7
044-Z26	0.03	0.02	661	8	555	22	119	0.060	0.968	0.898	1.648	0.108	1.334	0.8
46-Z28B	0.07	0.04	687	14	515	50	133	0.059	2.196	0.919	3.104	0.112	2.194	0.7
47-Z29	0.01	0.05	993	11	1026	14	97	0.076	0.669	1.735	1.326	0.167	1.145	0.9
49-Z30B	0.05	0.07	601	11	563	40	107	0.061	1.801	0.816	2.617	0.098	1.899	0.7

6. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The compositional features of Cruzeiro do Sul granodiorite and the Late dikes, such as the high level of Sr contents, the regular REE chondrite-normalized patterns (Figs. 5a and 6b), the abundance of LREE (Fig. 5a), and the patterns of trace elements with enrichment in Ba and Rb (Fig. 6a), in addition to the low content of HFS in relation to LILE, are consistent with their shoshonitic affinity (Fig. 6a). The REE and other trace element patterns show strong similarities with those of the Solís de Mataojo, Lavras do Sul Shoshonitic Association and the Estaleiro Granodiorite (EG), which most likely indicate that these magmas come from similar sources (Figs. 5A and B). The same occurs with volcanic rocks from Tibet, but a high content of light rare earth elements can also be observed in the latter. The three associations (CSG, EG and LSSA) show shoshonitic affinity and include co-magmatic coeval mafic rocks derived from basic to intermediate magmas, which indicates that mantle sources were active during their emplacement. For the Estaleiro Granodiorite and its dioritic synplutonic dikes, contemporaneity is also indicated by isotope data obtained by Chemale Jr. et al. (2012), as very close TDM ages (between 1245 and 1545 Ma) and ϵ_{Nd} values of -2.39 to -3.97, suggestive of mantle sources with some crustal contribution for both rock types.

As described by Turner et al. (1996), the high K_2O content in the Tibetan volcanic shoshonitic rocks can reflect the presence of phlogopite in the source, and the high abundances of Sr and lack of significant Eu anomalies indicate that the source is plagioclase free. According Fowler et al. (2008), high Ba and Sr content granitoids is consistent with mantle sources that include small fractions of subducted pelagic sediment with a significant proportion of carbonate.

Lima and Nardi (1998) studied the major and trace element composition of the LSSA and concluded it was typical of post-collisional settings. The plutonic and volcanic rocks that compose the LSSA are considered to be derived from parental

basaltic magmas of shoshonitic affinity, produced by the partial melting of CO₂-rich mantle sources, and metasomatized during a Neoproterozoic lithosphere subduction. According to Lima and Nardi (1998), the relatively low Sr isotope initial ratios (~0.704), the trace element patterns, and the relation with basaltic magmas, suggest that the mantle source involved in the LSSA magmatism was similar to EM1 type, as described by Wilson (1993). Values for ϵ_{Nd} that are close to -0.2 were determined in the LSSA by Gastal and Lafon (1998) and corroborate this model, which has also been proposed for the Estaleiro Granodiorite by Bitencourt and Nardi (2000). Based on such evidence, we suggest that the CSG, the Late dikes, the LSSA, and the Estaleiro Granodiorite were derived from parental magmas that came from similar mantle sources.

The behavior of REE and other trace elements in these shoshonitic associations are similar and consistent with cogenetic rocks that evolved from the same sources with low to high contributions of crustal materials. The highest crustal contributions are found in syntectonic plutons inside the Southern Brazilian Shear Belt, such as the CSG and the Ld, as suggested by Bitencourt and Nardi (2000).

The Nb and Ti negative anomalies, in addition to the enrichment of LILE and LREE (Figs. 6a and b), suggest that the source of parental magmas was previously metasomatized by fluids derived from lithospheric subduction (Kelemen et al. 1993). This suggests the post-collisional character of the shoshonitic associations discussed here. The post-collisional setting is also pointed out by geochemical diagrams used for geotectonic interpretations, in which the rocks plot in the field of active continental margins evolving to within-plate magmatism (Fig. 7b). The relation between the CSG emplacement and transcurrent tectonism (stereogram in Fig. 2) is also compatible with post-collisional environments.

The slightly peraluminous and subalkaline character of the CSG and Ld is related to contamination of parental magmas by crustal melts which is not observed in the LSSA. Based on U-Pb isotope data in zircon grains of monzonitic rocks from the LSSA, Liz et al. (2009) conclude that crustal contamination was absent or very low because only one set of ages was determined (592 ± 5 Ma). In the CSG and Ld, on the other hand, there is a set of older zircon grains, interpreted as inherited from crustal rocks, which indicates crustal contamination. As suggested by Nardi and Bitencourt (2007), the crustal contribution in the post-collisional magmatism of southern Brazil was more intense inside the shear zones through assimilation or contamination, particularly in the syntectonic magmatism. The Paleoproterozoic zircons inheritance found in samples DK01 G and DK01 E (Table V and VI) are evidence of a crustal contamination and the Neoproterozoic age in a zircon rim (Z2N - Fig. 12) suggest a thermal event related with a QSESZ syntectonic granitoid emplacement.

The partial melting of the 2.0 Ga Arroio dos Ratos Complex in high strain zones, is described by Gregory et al. (2015) in roof pendants inside the QSESZ and could explain the source of some of the older zircons in the CSG. Temperature and pressure around 800 °C and 5 kbar of the CSG and Ld shoshonitic magmatism with water influx could explain this melting. The shear zones contribution to generate partial melting are described by Weinberg et al. (2015). These conditions could also support the crustal contamination process seen in the geochemistry diagrams of the CSG and the Ld.

The Late dikes has 10% less mafic minerals than the CSG. If both magmatism came from the same source, a mineral segregation during a magmatic flow could explain this fact, as discussed by Bitencourt and Nardi (2004). Some deformation microstructures of both units indicates similar temperatures, but the CSG rocks are more deformed. A longer thermal history with many intrusions of different magmas pulses, also including the Ld, may have contributed for the CSG deformation during shear zone

activity. These dikes has mylonitic foliation and stretching lineation compatible with the QSESZ kinematic, the slightly discordant directions can represent the final stages of the shear zone activity moving counter-clockwise.

The geochronological results from three different laboratories presented here are in agreement with each other, and fit well in the geological context. The U-Pb ages around 635 Ma obtained in this study for two samples of the CSG support the interpretation of this magmatism as part of the early stages of large-scale transcurrent shearing along the SBSB. The age values grouped at approximately 658.1 ± 4.7 to 672.3 ± 8.7 are interpreted to arise from inherited zircon grains, possibly related to pre- to syn-collisional magmatism, as suggested by Florisbal et al. (2012a) in the northern part of the SBSB. The 788 ± 15 Ma inherited zircons may be related to rocks such as those cropping out in the Varzea do Capivarita Complex (Martil et al. submitted) and the Paleoproterozoic inherited grains with the Arroio do Ratos Complex host rocks.

The post-collisional Neoproterozoic setting in south Brazil and the Borborema Province in the northeast, show a number of similarities. The relation between branching of shear zones and granite emplacement is suggested in the Borborema Province by Weinberg et al. (2004), and is similar to the one observed for the DCTSZ and QSESZ. Furthermore, Guimarães et al. (2004) describe shoshonitic and high-K calc-alkaline granitoids (~590 Ma), marking the transition between the flat-lying deformation event (related to the São Francisco/Congo Craton and Western African Craton collision - 610–644 Ma) and the transcurrent event (post-collisional) in the south tectonic domain of the Province evolution, while in the central domain the shoshonitic magmatism (~590 Ma) is attributed to a post-collisional setting (Castro et al., 2012).

The ~635 Ma shoshonitic magmatism studied here represents the oldest granitoid intrusion dated in the Pelotas Batholith, and this age may be taken as a marker for the initiation of transcurrent magmatism following the main collisional period.

According to Hartmann et al. (2002), this age corresponds to the main thermal peak of Brasiliano Cycle in South America.

The age values between 635 and 609 Ma define the minimum period of activity of the QSESZ, as well as a new time span for the shoshonitic magmatism in southern Brazil and the activation of early mantle sources in the Pelotas Batholith. The CSG magmatic ages (635 ± 1.5 and 636.3 ± 4.1 Ma) are older than the range previously determined for the shoshonitic associations in southern Brazil (610-590 Ma, Table I). This suggests that mantle sources capable of producing shoshonitic magmas were activated at the beginning of the SBSB activity, just after the Brasiliano / Pan-African main collisional event. This would place an interval of the shoshonitic magmatism in southern Brazil in the order of 45 Ma (635 - 590 Ma), registering the end and the beginning of the post-collisional setting.

Aknowledgments

Daniel Knijnik thank Dr. Leódia Maria and Geol. Paulo Roberto for their support and investment in the visit to Perth. Also thank Prof. Dr. Léo A. Hartmann, Prof. Dr. Vitter M. Pinto and family and the Geologist Msc. Denise Canarim. This work was supported by the Brazilian Research Council (CNPq), Rio Grande do Sul State Research Foundation (Fapergs), Pronex Project 10/0045-6 and the the Science without Borders Program.

REFERENCES

Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R.A., 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 1977. Anais, Campina Grande: SBG, 363-391.

Barros, C.E., Nardi, L.V.S., 1994. O Maciço Granítico Santo Antônio, RS: Magmatismo Neoproterozoico de Afinidade Shoshonítica. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 66 (4):441-465.

Bitencourt, M.F., 1996. Granitoides Sintectônicos da Região de Porto Belo-SC: Uma Abordagem Petrológica e Estrutural do Magmatismo em Zonas de Cisalhamento. PhD Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

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*, v. 30, n. 1, 184-187.

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

Blanco, G. & Gaucher, C. 2004. Stratigraphy, paleontology and age of Las Ventanas Formation (Neoproterozoic, Uruguay). In: 1st Symposium on Neoproterozoic–Early Paleozoic Events in SW-Gondwana, Extended Abstracts, IGCP Project 478, Second Meeting, São Paulo, Brazil, 8 –9.

Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bussy, F., Ferrag, S., 1998. Alkali–calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos* 45, 45–70.

Boynton, W. V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P (eds) *Rare Earth Element Geochemistry*, 63-114.

Castro, N. A.; de Araujo, C.E.G.; Basei, M. A. S. ; Osako, L.S.; Nutman, A. A.; Liu, D. Ordovician A-type granitoid magmatism on the Ceará Central Domain, Borborema Province, NE-Brazil. *Journal of South American Earth Science*, v. 36, p. 18-31, 2012.

Chemale, F., Mallmann, G., Bitencourt, M.F., Kawashita, K., 2012. Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil: Implications for West Gondwana reconstruction. *Gondwana Research*, v. 22, 184-199.

Chemale Jr. F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-RioGrandense. In: Holz M., De Ros L.F. (eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. Editora UFRGS, Porto Alegre, p. 13-52.

Compston, W., Williams, I.S., Kirschvink, J.L., Zichao, Z., Guogan, M., 1992. Zircon ages for the Early Cambrian timescale. *Journal of Geological Society*, 149: 171–184.

Da Silva Filho, A.F 1993. Shoshonitic and ultrapotassic Proterozoic intrusive suites in the Cachoeirinha-Salgueiro belt, NE Brazil: a transition from collisional to post-collisional magmatism, *Precambrian research B.V*, 62(3), pp. 323-342.

De Laeter, J.R., Kennedy, A.K., 1998. A double focusing mass spectrometer for geochronology. *International Journal of Mass Spectrometry*, 178: 43-50.

Fernandes, L.A.D. & Koester, E. 1999. The Neoproterozoic Dorsal de Canguçu strike-slip shear zone: its nature and role in the tectonic evolution of southern Brazil. *Journal of African Earth Sciences*, 1: 3-24.

Fernandes, L.A.D., Tommasi, A., Vauchez, A., Porcher, C.C., Menegat, R., Koester, E., 1993. Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu: caracterização e importância na compartimentação tectônica do Cinturão Dom Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(3):224-233.

Florisbal, L. M., Bitencourt, M. F., Nardi, L. V. S., Conceição, R. V., 2007. Early post-collisional granitic and coeval mafic magmatism of medium to high-K tholeiitic affinity within the Neoproterozoic Southern Brazilian Shear Belt. *Precambrian Research*, v. 175, n. 1-2, p. 135-148.

Florisbal, L.M., Janasi, V. A., Bitencourt, M. F., Heaman, L.M., 2012a. 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 Research*, v. 216-219, 132-151.

Florisbal, L.M., Janasi, V. A., Bitencourt, M. F., Heaman, L.M., 2012b. Contrasted crustal sources as defined by whole-rock and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of Neoproterozoic early post-collisional granitic magmatism within the Southern Brazilian Shear Belt, Camboriú, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 39, 24-43.

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

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

Frantz, J.C., Mcnaughton, N. J., marques, J. C., Hartmann, L. A., Botelho, N. F., Caravaca, G., 2003. SHRIMP U-Pb Zircon ages of granitoids from southernmost Brazil: constraints on the temporal evolution of the dorsal de Canguçu transcurrent shear zone and the eastern dom Feliciano belt. Short Papers. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador BA.

Gastal, M.C.P., Lafon, J. M., Ferreira, F.J.F.; Magro, F.U.S.; Remus, M.V.D., Sommer, C.A., 2006. Reinterpretação do Complexo Intrusivo Lavras do Sul – RS, de acordo com os sistemas vulcano-plutônicos de subsidência. Parte I: Geologia, geofísica e geocronologia ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 36, 109-124.

Gastal, M. C. P., Lafon, J. M., 1998. Gênese e evolução dos granitóides metaluminosos de afinidade alcalina da porção oeste do escudo Sul-riograndense: geoquímica e isótopos de Rb-Sr e Pb-Pb. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, n.1, 9-28.

Goswami, C. and Bhattacharyya, M. 2013. Contribution of Sericulture to Women's Income in Assam - A Case Study in Goalpara District of Assam, India, *International Journal of Scientific and Research Publications*, 3(3), 1-6.

Goswami, B. and Bhattacharyya, C. 2014. Petrogenesis of shoshonitic granitoids, eastern India: Implications for the late Grenvillian post-collisional magmatism, *Geoscience Frontiers*, 5(6), pp. 821-843.

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 Geociências*, v. 38(1), 85-108.

Gregory, T. R.; Bitencourt, M.F.; Nardi, L.V.S.; Florisbal, L.M.; Chemale F. 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 of South American Earth Sciences*, 57(), pp. 49-60.

Guimarães, I.P., Da Silva Filho, A.F., Almeida, C.N., Van Schmus, W.R., Araújo, J.M.M., Melo, S.C., Melo, E.B., 2004. Brasiliano (Pan-African) granite magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, Northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. *Precambrian Research* 135, 23–53.

Harris, N.W.B., Pearce J.A., Tindle A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward M.P., Ries A.C. (eds.) *Collision tectonics*. Geological Society of London, Special Paper, 19:115-158.

Hartmann, L.A., Santos J.O.S., Cingolani C., McNaughton N. 2002. Two Paleoproterozoic orogenies in the evolution of the Tandilia Belt, Buenos Aires, as evidenced by Zircon U–Pb SHRIMP geochronology. *International Geology Review*, 44:528-543.

Iddings (J.P), 1895. Absarokite-shoshonite-banakite series. *Journ. Geol.* 3,935.

Janikian, L., Almeida, R. P., Trindade, R. I. F., Fragoso-Cesar, A. R.S., Dagrella-Filho, M. S., Dantas, E. L., Tohver, E., 2008. The continental record of Ediacaran volcano-sedimentary successions in southern Brazil and their global implications.. *Terra Nova*, v. 20, 259-266.

Jiang, Yao-Hui 2002. Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern China: implications for granitoid geneses, *Lithos*, 63(3-4), pp. 165-187.

Kelemen, P. B., Shim, N., Dunn, T., 1993. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 120, 111-134.

Knijnik, D.B., Bitencourt, M.F., Gregory, T.R., 2013. A Zona de Cisalhamento Quiteria-Serra do Erval e o magmatismo sintectônico precoce do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro. In: XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Anais... (CD) Ouro Preto, MG.

Knijnik, D.B., Bitencourt, M. F., Nardi, L.V.S., Viter, M. P., Fontana, E., 2012. Caracterização geoquímica e estrutural do Granodiorito Cruzeiro do Sul: magmatismo shoshonítico pós-colisional neoproterozoico em zona de transcorrência, região de Quitéria, RS. *Geologia USP. Série Científica*, v. 12, 17-38.

Knijnik, D.B., Bitencourt, M. F., Nardi, L.V.S., Weinberg, R.F., Pimentel, M.M., Armstrong, R. Space-time relation of the early post-collisional granitic magmatism within the Southern Brazilian Shear Belt: New geochronology data related to the Dorsal de Canguçu Shear Zone. (submitted)

Koester, E., Soliani JR., E., Leite, J. A. D., Hartmann, L. A., Fernandes, L. A. D., Mcnaughton, N. J., Santos, J. O. S., Oliveira, L. D., 2001. SHRIMP U-Pb age for the emplacement of the Santana Granite and reactivation of the Porto Alegre Suture, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, 91-99.

Leake B.E., Wooley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthoene F.C., Katto A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J.,

Mandarino J.A., Maresh W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Wittaker E.J.W., Youzhi G., 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals names. *The Canadian Mineralogist* Vol. 35, 219-246.

Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Chemale Jr. 1998. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *International. Geological. Review.*, 40:683-705.

Le Maitre, R.W. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell, 1989. Print.

Liégeois J.P., Navez J., Hertogen J., Black R., 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos*, 45:1-28.

Lima, E.F., Nardi, L.V.S. 1998. The Lavras do Sul Shoshonitic Association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11:67-77.

Lima, E.F., 1995. Petrologia das rochas vulcânicas e hipabissais da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul - ASLS, RS. *Revista Brasileira de Geociências* 25(2): 138-148.

Liz, J.D., Lima, E.F., Nardi, L.V.S., Sommer, C.A., Saldanha, D.L. Pierosan., R., 2009. Petrologia e sucessão estratigráfica das rochas monzoníticas da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (RS). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 39(2), 244-255.

Ludwig, K.R., 1999. Using ISOPLOT/Ex, version 2: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center Special Publication 1a, Berkeley, California, USA, 47.

Ludwig, K. R. 2001. SQUID 1.02, A User Manual, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication.

Ludwig, K.R., 2002. Squid 1.02, A User's manual, Berkeley Geochronological Center Special Publication 2, Berkeley, California, USA, 21.

Ludwig, K. R. 2003. User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.00, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication.

Martil, M.M.D., Bitencourt, M.F., Armstrong, R., Nardi, L.V.S., Chemale Jr., F. Geochronology of orthogneisses from the Várzea do Capivarita Complex thrust pile and implications for the timing of continental collision in southernmost Brazil. *Precambrian Research (submitted)*.

Morrison, G. W., 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rocks association. *Lithos*, v. 13, 97-108.

Muller D., Rock N.M.S., Groves D.I 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic setting, a pilot study. *Mineral Petrol*46: 259-289.

Müller, D. Groves, D. I. 2000. Potassic Igneous Rocks and Associated Gold–Copper Mineralization, 3rd ed, 225. Springer-Verlag, Berlin, New York.

Nardi, L. V. S. As rochas granitoides da serie shoshonitica. *Revista Brasileira de Geociencias*, v. 16, p. 3-10, 1986.

Nardi, L.V.S. ; Bitencourt, M. F. 2007. Magmatismo Granítico e Evolução Crustal no Sul do Brasil. In: R. Ianuzzi; J.C. Frantz. (Org.). 50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências, v. 2, 127.

Nardi, L.V.S., 1984. Geochemistry and petrology of the Lavras Granite Complex, RS, Brazil. Londres. 268p. PhD Thesis, London University.

Oyhantçabal, P., Siegesmud, S., Wemmer, K., Robert, F., Lyer, P. 2007. Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Braziliano–Pan-African, Uruguay)', *Lithos*, 98(1-4), pp. 141-149.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983.

Pearce, J.A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19:120-125.

Pecoits, E., Aubet, N., Oyhantçabal, P., Sánchez Bettucci, L., 2004. Estratigrafía de Sucesiones Sedimentarias y volcanosedimentarias Neoproterozoicas del Uruguay. *Revista Sociedad Uruguaya de Geología* 11, 18–27.

Philipp, R. P., Machado, R., Nardi, L. V. S., Lafon, J. M., 2002. O magmatismo granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão de geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 32, n. 2, 277-290.

Remus, M. V. D., Hartmann, L. A., McNaughton, N. J., Groves, D. I., Reischl, J. L., 2000. Distal magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu(Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) deposits, southern Brazil. *Gondwana Research*. 3(2), 155-174.

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

Sun S. S., McDonough W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A. D., Norry M (eds) *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication 42, 313-345.

Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Roger, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., Vancalsteren, P. and Deng, W. 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of Ocean Island Basalts. *Journal of Petrology* 37: 45-71.

Turner, S. P., Sandiford, M. & Foden, J. D., 1992. Some geodynamic and compositional constraints on 'post orogenic' magmatism. *Geology* 20, 931-934.

Williams, I.S.; Claesson Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97(2):205-217.

Wilson, M. 1993. Geochemical signatures of oceanic and continental basalts: a key to mantle dynamics? *Journal of the Geological Society, London*. 150:977-990.



Print × Cancel

Invitation to revise manuscript SAMES_2017_330

Reinhardt Fuck (Journal of South American Earth Sciences) <Evisesupport@elsevier.com>

Mon 3/12/2018, 9:47 AM

To: daniel_bk@live.com.au <daniel_bk@live.com.au>;

Ref: SAMES_2017_330

Title: Space-time relation of post-collisional granitic magmatism in the Brasiliano Dom Feliciano Belt, southern Brazil: zircon and Sr-Nd isotope geochemistry of granitoids syntectonic to the Quitéria-Serra do Erval Shear Zone

Journal: Journal of South American Earth Sciences

Dear Ms. Knijnik,

Thank you for submitting your manuscript to Journal of South American Earth Sciences. We have completed the review of your manuscript. A summary is appended below. While revising the paper please consider the reviewers' comments carefully. We look forward to receiving your detailed response and your revised manuscript.

To submit your revised manuscript:

- Log into EVISE® at: http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jsp?JRNL_ACR=SAMES
- Locate your manuscript under the header 'My Submissions that need Revisions' on your 'My Author Tasks' view
- Click on 'Agree to Revise'
- Make the required edits
- Click on 'Complete Submission' to approve

What happens next?

After approving your submission you will receive a notification that the submission is complete. To track the status of your paper throughout the editorial process, log into EVISE® at: http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jsp?JRNL_ACR=SAMES

Enrich your article to present your research with maximum impact. This journal supports the following [Content Innovations](#):

- Explain your research in your own words and attract interest in your work using [AudioSlides](#) : 5-minute webcast-style presentations that are displayed next to your published article and can be posted on other websites. You will receive an invitation email to create an AudioSlides

Manuscript Details

Manuscript number	SAMES_2017_330
Title	Space-time relation of post-collisional granitic magmatism in the Brasiliano Dom Feliciano Belt, southern Brazil: zircon and Sr-Nd isotope geochemistry of granitoids syntectonic to the Quitéria-Serra do Erval Shear Zone
Article type	Research Paper

Abstract

Crustal-scale shear zones play an important role in the generation and emplacement of granitic and mafic magmatism within the Neoproterozoic post-collisional setting of southern Brazil. The strike-slip Quitéria-Serra do Erval Shear Zone (QSEZ) is part of the Southern Brazilian Shear Belt (SBSB), a major crustal discontinuity formed in the Neoproterozoic, which comprises several km-wide, anastomosing shear zones of dominantly transcurrent kinematics and is related with the building of an extensive, nearly 1000 km long batholith (650-575Ma). The QSEZ has controlled the emplacement of the shoshonitic Cruzeiro do Sul Granodiorite (635Ma) and late granodiorite to monzonite dikes (Late Dikes, 605Ma), the tholeiitic Arroio Divisa granitoids (625Ma) and its more evolved pulse, the Sanga do Areal (620Ma). The presence of mafic rocks coeval with each of these granite magmas, found as mingled mafic enclaves, indicates that mantle sources were active during their emplacement. ϵ_{Nd} values of -3.32 to -10.93 and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ ratios from 0.7048 to 0.7223 obtained for the QSEZ granitoids suggest mantle sources with some evolved sources such as old continental crust. Host-rock xenoliths of the Paleoproterozoic Arroio dos Ratos Complex (2.14Ga) are interpreted as crustal contaminants. Geochemical trends indicate similar sources and processes of differentiation for the QSEZ granitoids. A complex process of partial melting of mantle and crustal sources involving water influx, additional heat flux from felsic and mafic injections, mixing, mingling and decompression related to the shear zone activity over 30Ma duration is suggested. This magmatism shoshonitic and tholeiitic nature records the initial stages of the SBSB (640-630Ma) in a post-collisional period, just after the Brasiliano / Pan-African main collisional event (650Ma).

Keywords	Post-collisional, Neoproterozoic, shear zone, syntectonic magmatism.
Taxonomy	Radiogenic Isotope Geochemistry, Tectonics, Structural Geology, Igneous Petrology
Corresponding Author	Daniel Knijnik
Corresponding Author's Institution	Federal University of Rio Grande do Sul
Order of Authors	Daniel Knijnik, Maria de Fátima Bitencourt, Lauro Nardi, Roberto Weinberg, Marcio Pimentel, Richard Armstrong
Suggested reviewers	Adejardo da Silva Filho, Ignez Guimarães, Luana Florisbal, Léo Hartmann

Submission Files Included in this PDF

File Name [File Type]

Cover Letter (1).pdf [Cover Letter]

HighlightsA2.pdf [Highlights]

Knijnik et al 2017_JSAES.pdf [Manuscript File]

To view all the submission files, including those not included in the PDF, click on the manuscript title on your EVISE Homepage, then click 'Download zip file'.

Daniel Barbosa Knijnik

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre, RS, Brasil. Porto Alegre, CEP 91501-970, RS, Brazil

Tel.: +55 48 998535997

daniel_bk@live.com.au

Dr. James Kellogg

Editor Precambrian Research

November 24th, 2017

Dear Dr. Kellogg:

I am pleased to submit an original research article entitled " Space-time relation of post-collisional granitic magmatism in the Brasiliano Dom Feliciano Belt, southern Brazil: zircon and Sr-Nd isotope geochemistry of granitoids syntectonic to the Quitéria-Serra do Erval Shear Zone " by Professors Maria de Fátima Bitencourt, Lauro Valentim Stoll Nardi, Roberto Ferrez Weinberg, Márcio Martins Pimentel, Richard Armstrong, and me, the PhD candidate, Daniel Barbosa Knijnik, for consideration for publication in the *Journal of South American Earth Sciences*. The paper reports the geochemistry evolution of a syntectonic magmatism related to the Southern Brazilian Shear belt, and argues for its post-collisional character. We also establish an interval of 30 Ma (605 to 635 Ma) for the tectono-magmatic activity of the Quitéria-Serra do Erval Shear Zone. A post-collisional tectonic settings of several shear zones contribute to magma emplacement, activating mantle sources to produce shoshonitic and tholeiitic magmas. Geochemical data are used in order to compare the geochemical affinity of these associations. The dataset contributes to understanding the magmatic evolution related to movements along a shear belt, magma sources, extraction processes, crustal assimilations and the time interval of these post-collisional magmatism. The study fits

the main aspects of *Journal of South American Earth Sciences* publications, and will support researchers of structural geology, geochemistry and geochronology.

Highlights

- Shear zones facilitate partial melting and magma emplacement.
- The Quitéria-Serra do Erval Shear Zone is related to shoshonitic and tholeiitic magmatism.
- Data of the syntectonic granitoids suggest mantle sources with crustal contamination.
- The magmatism record an early post-collisional period, just after the main collisional event (650 Ma).
- Host-rock xenoliths of the Arroio dos Ratos Complex (2.14 Ga) are interpreted as crustal contaminants.

**Space-time relation of post-collisional granitic magmatism in the Brasiliano Dom
Feliciano Belt, southern Brazil: zircon and Sr-Nd isotope geochemistry of
granitoids syntectonic to the Quitéria-Serra do Erval Shear Zone**

Knijnik D.B.¹, Bitencourt M.F. 1, Nardi L.V.S. 1, Weinberg R.F. ², Pimentel M. ³, Armstrong R.⁴

1 Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul; 2 School of Earth, Atmosphere and Environment, Monash University; 3 Instituto de Geociências, Universidade de Brasília; 4 Research School of Earth Sciences, The Australian National University

Corresponding author. Daniel Barbosa Knijnik

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre, RS, Brasil. Porto Alegre, CEP 91501-970, RS, Brazil

Tel.: +55 48 998535997

daniel_bk@live.com.au

ABSTRACT

Crustal-scale shear zones play an important role in the generation and emplacement of granitic and mafic magmatism within the Neoproterozoic post-collisional setting of southern Brazil. The strike-slip Quitéria-Serra do Erval Shear Zone (QSESZ) is part of the Southern Brazilian Shear Belt (SBSB), a major crustal discontinuity formed in the Neoproterozoic, which comprises several km-wide, anastomosing shear zones of dominantly transcurrent kinematics and relating with the building of an extensive, nearly 1000 km long batholith (650-575 Ma). The QSESZ has controlled the emplacement of the shoshonitic Cruzeiro do Sul Granodiorite (635 Ma) and late granodiorite to monzonite dikes (Late Dikes, 605 Ma), the tholeiitic Arroio Divisa granitoids (625 Ma) and its more evolved pulse, the Sanga do Areal (620 Ma). The presence of mafic rocks coeval with each of these granite magmas, found as mingled mafic enclaves, indicates that mantle sources were active during their emplacement. ENd values of -3.32 to -10.93 and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr(i) ratios from 0.7048 to 0.7223 obtained for the QSESZ granitoids suggest mantle sources with some evolved sources such as old

continental crust. Host-rock xenoliths of the Paleoproterozoic Arroio dos Ratos Complex (2.14 Ga) are interpreted as crustal contaminants. Geochemical trends indicate similar sources and processes of differentiation for the QSESZ granitoids. A complex process of partial melting of mantle and crustal sources involving water influx, additional heat flux from felsic and mafic injections, mixing, mingling and decompression related to the shear zone activity over 30 Ma duration is suggested. This shoshonitic and tholeiitic nature magmatism records the initial stages of the SBSB (640-630 Ma) in a post-collisional period, just after the Brasiliano / Pan-African main collisional event (650 Ma).

Key-words: Post-collisional, Neoproterozoic, shear zone, syntectonic magmatism.

1. Introduction

The southern portion of the Mantiqueira Province (Almeida et al., 1981) corresponds to an extensive, nearly 1000 km long, Neoproterozoic mobile belt (Fig. 1a) which registers the collision between the Kalahari and Rio de la Plata cratons related with the amalgamation of the West Gondwana supercontinent. In this scenario, the post-collisional period (650 to 580 Ma - Nardi and Bitencourt, 2000) is marked by a large volume of granitic magmatism (Fig. 1b), often associated to coeval mafic magmatism, controlled by transcurrent shear zones.

Granitoids and orthogneisses represent a large part of the Earth's evolutionary history and their formation are amongst one of the most important orogenic magmatic events accessible to studies (Nardi and Bitencourt, 2007). Crustal-scale shear zones play a major role in the evolution of orogens; therefore, syntectonic magmatism is a key to reconstruct the history of orogens (Nardi, 2016; Fossen and Cavalcante, 2017).

This study presents structural, geochronological, geochemical and Sr-Nd isotope data from Neoproterozoic post-collisional granites synkinematic to movement along the Quitéria-Serra do Erval Shear Zone in southernmost Brazil (Fig. 1b). The results point to a diversity of mantle and crust magma sources which have interacted to produce a

considerable variety of granitic rocks. Structural analysis coupled with zircon ages have contributed to constrain timing of tectono-magmatic activity time of shear zones and its related granitoids.

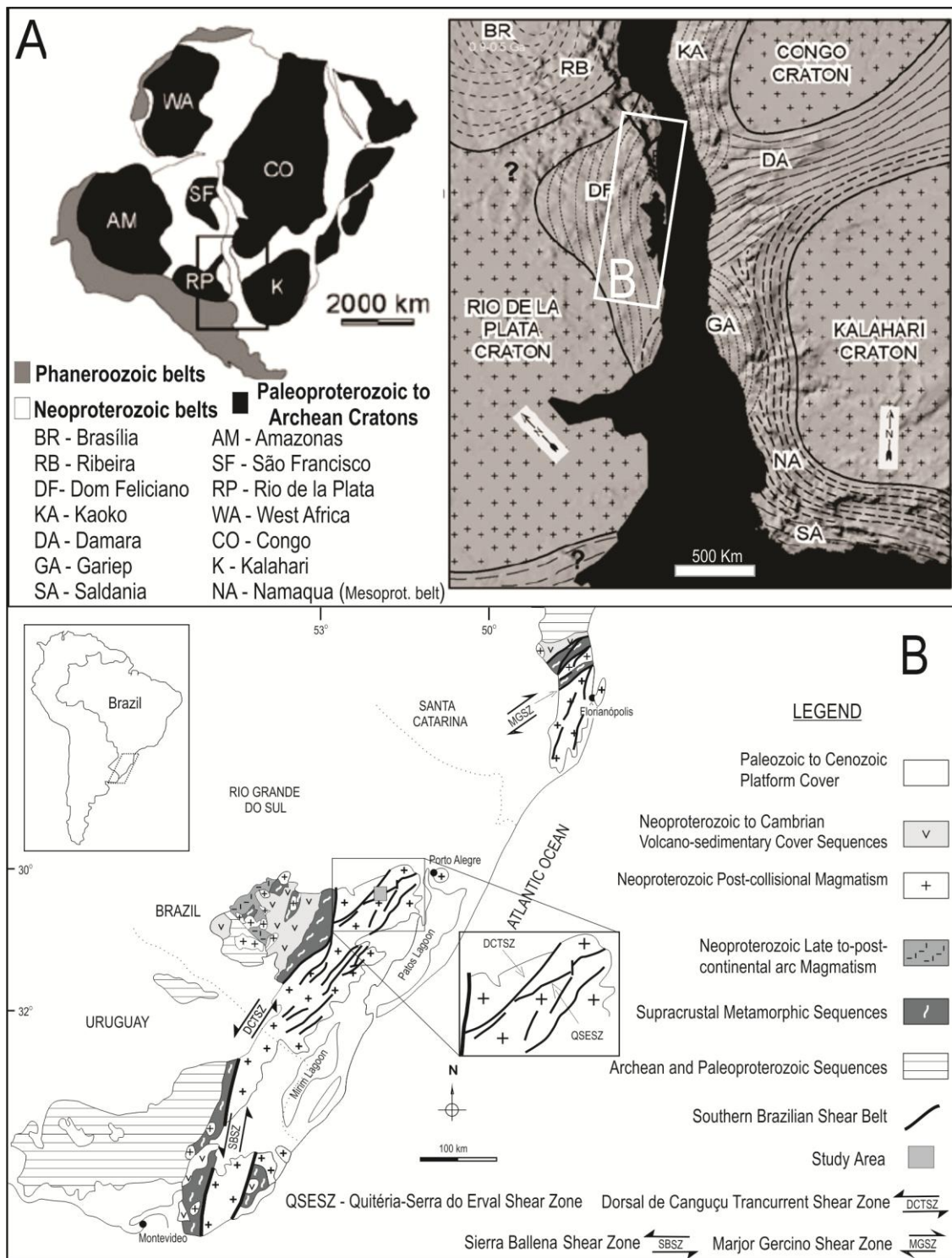


Figure 1. (a) Distribution of main cratonic areas of West Gondwana and Brasiliano/Pan-African belts (modified from Chemale et al., 2012). (b) Geological and

tectonic setting of southern Brazil and Uruguay with location of the study area (modified from Bitencourt and Nardi, 2000).

2. Geological setting

The study area (Fig. 1a and 1b) is located in the eastern portion of Dom Feliciano Belt (DFB), the southern segment of the Mantiqueira Province, state of Rio Grande do Sul. This belt is formed during the amalgamation of Gondwana, extending from southern Uruguay to Santa Catarina state in Brazil, and is considered to be a consequence of a Neoproterozoic collision between the Río de la Plata and Kalahari cratons (Fig. 1a) (Porada, 1979).

The granitic belt that forms the Dom Feliciano Belt, contains dominantly Neoproterozoic granitoids with subordinate volumes of contemporaneous plutonic basic rocks, rhyolites and fragments of Paleoproterozoic basement. This belt was named the Pelotas Batholith by Fragoso Cesar (1986) in the state of Rio Grande do Sul. Magmatism is closely associated with transpressive tectonism as part of the Brasiliano/Panafrican Cycle, which resulted in several anastomosing strike-slip shear zones of NE to NNE trends that form the Southern Brazilian Shear Belt (Fig. 1b). These discontinuities of lithospheric scale were active between 650 and 580 Ma (Bitencourt and Nardi, 2000; Florisbal et al., 2012) and provided space for continuous emplacement of magmas, also contributing to the re-activation of the mantle and crustal sources. The Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone (Fernandes et al., 1993) and the Major Gercino Shear Zone (Bitencourt and Nardi, 1993) are the main regional structures of the Southern Brazilian Shear Belt in the both Sul-rio-grandense and in the Catarinense Shields (Fig. 1b). They trend NE-SW with sinistral and dextral shear senses, respectively.

3. The Quitéria-Serra do Erval Shear Zone

The Quitéria-Serra do Erval Shear Zone (QSESZ) is an ENE- to NE-striking sinistral strike-slip shear zone that is part of the Southern Brazilian Shear Belt. This shear zone is nearly 30 km long and up to 5 km wide. It is related to the emplacement of a large volume of magmas (Knijnik et al., 2012) that are represented, in chronological order, by the Cruzeiro do Sul Granodiorite (CSG), the Arroio Divisa Granitoids (ADG) and the Sanga do Areal Granitoids (SAG), as well as late granodiorite to monzogranite dikes (Late Dikes) (Fig. 2a). Xenoliths of calc-silicate gneisses from the Várzea do Capivarita Complex (Martil et al. 2011) and from the Arroio dos Ratos Complex are common. Younger intrusive bodies of biotite-muscovite granites are also found, and their deformational kinematic matches that of the shear zone. These granite bodies are too small to be represented to scale.

The host rocks to the syntectonic granitoids along the QSESZ are orthogneisses including metatonalites, metadiorites and metagranodiorites of the Paleoproterozoic Arroio dos Ratos Complex (~2.1 Ga, Gregory et al. 2015). These host rocks and the granitoids emplaced within the shear zone comprise the lithological / structural Domain IB (Fig. 2b). Syntectonic granites positioned along the NE-trending Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone are represented by the Quitéria Granite and Arroio Francisquinho Granite, the lithological/structural Domain IA (Fig. 2b). These two domains are separated by a cataclastic zone overprinting a large NE quartz mylonite / phylonite crests. Late- to post-tectonic granites and rhyolites (581.9 ± 1.9 Ma, Oliveira et al., 2015) whose emplacement was controlled by NE-trending brittle structures comprise the lithological / structural Domain II (Fig. 2). Rhyolite dikes controlled by NE, NS and NW brittle structures crosscut all three domains.

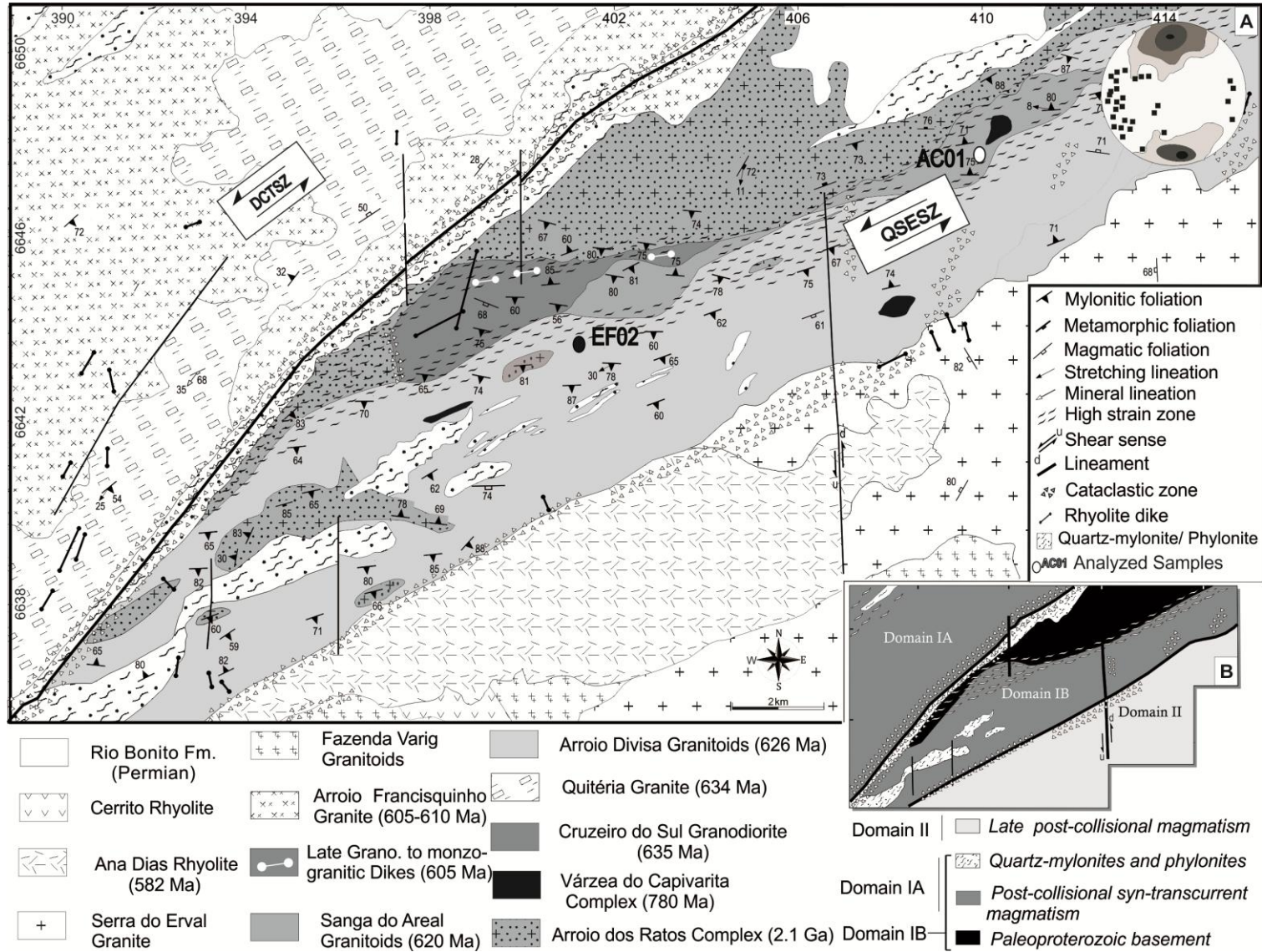


Figure 2. (a) Geological map of the Quitéria-Serra do Erval region and equal-area stereographic plot (lower hemisphere) for the structural elements of the Quitéria-Serra do Erval Shear Zone syntectonic granitoids (QSESZ). Contours of mylonitic and magmatic foliation poles (N = 533) and (■) stretching lineation (N=63). (b) Simplified map of tectonic domains. Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone (DCTSZ). Points marked with AC01 and EF 02 are the position of U-Pb analyzed samples (UTM coordinates 22J 6647573mN 409906 mE and 22J 6643468 mN 401442 mE).

The Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone syntectonic granitoids that forms the Domain IB are described as part of the early post-collisional magmatism. The 634.2 ± 6 Ma Quitéria Granite (Knijnik et al., submitted) comprises high-K subalkaline, and metaluminous to slightly peraluminous rocks of I-type signature and hybrid origin, involving crust- and mantle-derived melts (Koester et al., 2001). The Arroio Francisquinho Granite (609.3 ± 7 and 605.4 ± 4.4 Ma - Knijnik et al., submitted) is a high-K, subalkaline, peraluminous granitoid, which was formed by partial melting of the Varzea do Capivarita Complex (Philipp et al., 2013).

Features indicative of the syntectonic character of the QSESZ granitoids are the elongate shapes of the intrusions parallel to the shear zone, their magmatic foliation concordant with and progressive into the mylonitic one, both being parallel to the intrusion boundaries. The EW- to ENE-trending mylonitic foliation has moderate to steep dips and bears a shallow-plunging stretching lineation (Fig. 2a), indicative of transcurrent kinematics. Leucocratic veins are found both concordant and discordant to the main foliation, and they may give rise to a composite banding within high-strain zones, together with elongate mafic microgranular enclaves and dikes with tonalitic to

dioritic compositions. In these zones, the generation of mylonites (Fig. 3a) and ultramylonites are common. The leucocratic veins and enclaves are deformed during the shear zone activity, generating many structures, such as: asymmetric tails (Fig. 3b-c) folds (Fig. 3e), boudins and pinch and swell structures (Fig. 3f).

The sinistral shear sense is recorded in the syntectonic granitoids by asymmetric tails formed in feldspars porphyroclasts, asymmetric shapes of enclaves and veins (Fig. 3b-d), shear bands, shear boudins (Fig. 3f) and S-C foliations (Fig. 3g). The presence of centimetric high strain zones within low strain zones are common in many outcrops (Fig. 3h).

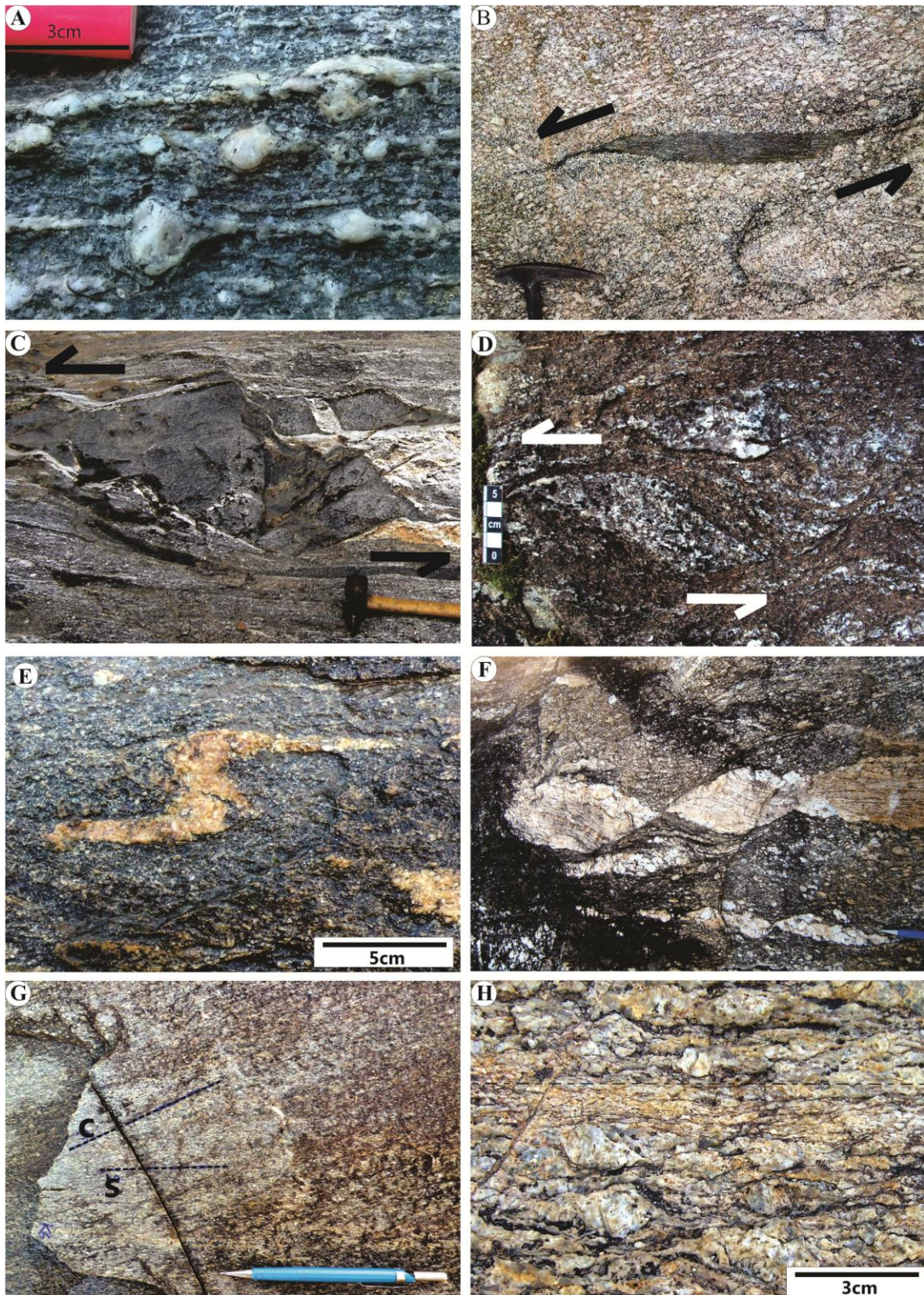


Figure 3. (a) Asymmetric tails in feldspars porphyroclasts of the Cruzeiro do Sul Granodiorite mylonite; (b and c) asymmetric tails in mafic enclaves of the Arroio Divisa Granitoids and in (d) felsic injections into the Cruzeiro do Sul Granodiorite

showing sinistral shear sense; (e) asymmetric fold suggesting sinistral shear sense; (f) boudins, pinch and swell structures; (g) S-C foliations; (h) centimetric high strain zones within low strain zones in the Sanga do Areal Granitoids mylonitic foliation. Photos were taken parallel to lineation and perpendicular to foliation.

4. Quitéria Serra do Erval Shear Zone syntectonic magmatism

4.1 Cruzeiro do Sul Granodiorite (CSG)

The CSG is a porphyritic, hornblende-biotite granodiorite with 30 to 40% modal content of feldspar megacrysts in a mafic-rich (colour index $M' \sim 20$) medium-grained matrix (Knijnik et al., 2012). The magmatic foliation is marked by the shape alignment of the megacrysts and biotite flakes. A solid-state, mylonitic foliation is well developed primarily near the contacts (Fig. 4a), typical of the high strain zones. In these zones, mafic microgranular enclaves with feldspars xenocrysts from the host granitic magma occur with gradational contacts (Fig. 4b); late granodiorite to monzogranite dikes (Fig. 5) are intrusive in the CGS; NE-trending leucocratic dikes and veins are tourmaline- and muscovite-bearing, deformed by the same kinematic of the QSESZ (Fig. 4b and 5). In the boundary of the CSG, the Arroio dos Ratos Complex has features of migmatization indicated by centimetric coarse-grained trondhjemitic injections crosscutting gneissic banding and oriented parallel to it. Occasionally, these injections are seen in ptygmatic folds enclosed by a mafic matrix.

U-Pb zircon crystallization ages around of 635 Ma were obtained by Knijnik et al. (2015; submitted) for the granodiorite, with inheritance ages around 660 and 790 Ma related to crustal contamination from pre-collisional rocks. One Statherian age-value was also found. P-T conditions calculated with the Alt-Hb geobarometer and Pl-Hb thermobarometer were estimated at about 4.3 to 5.3 kbar and solidus temperatures of 720 to 760°C (Knijnik et al., 2012).

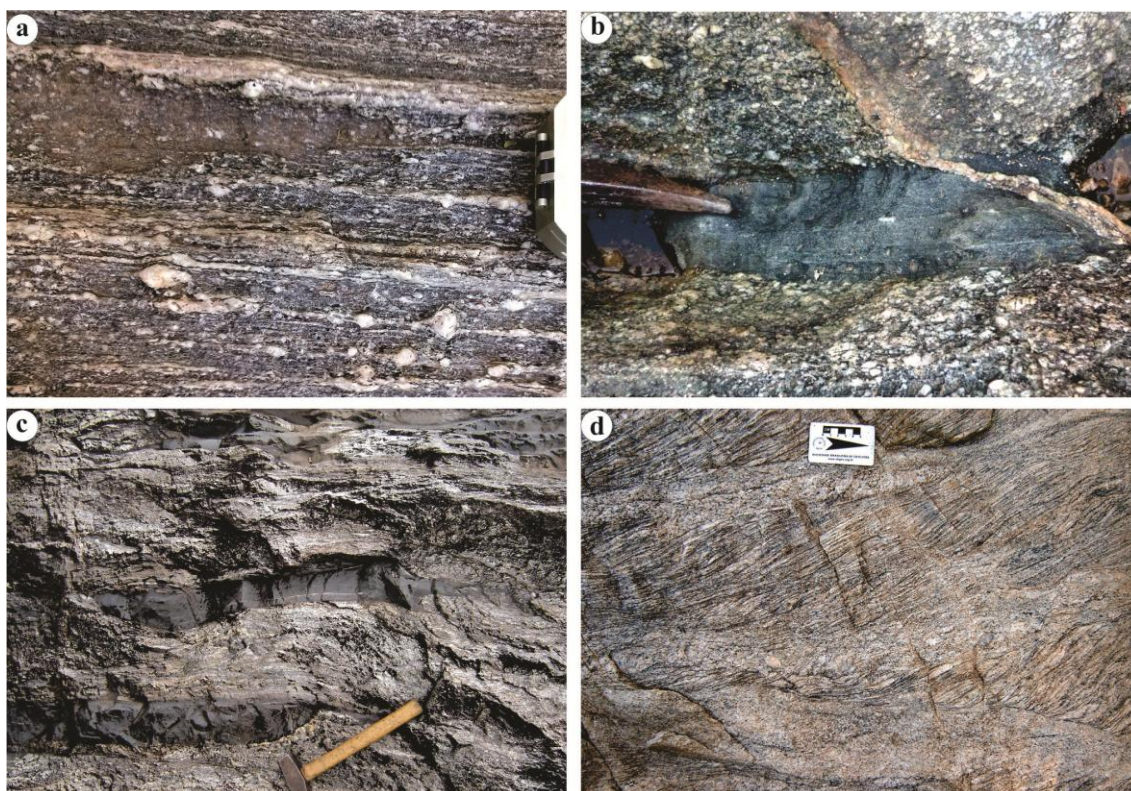


Figure 4. (a) High-strain zones of the Cruzeiro do Sul Granodiorite (CSG) showing mylonitic structures and composite banding given by concordantly sheared leucocratic veins; (b) CSG elongate dioritic to tonalitic mafic microgranular enclaves cross cut by leucocratic veins; (c) Arroio Divisa Granitoids dioritic to tonalitic mafic microgranular enclaves; (d) leucosomes roughly horizontal in the photograph, within a foliated gneiss of the Arroio dos Ratos Complex.

4.2 Arroio Divisa Granitoids (ADG)

The Arroio Divisa Granitoids are predominantly foliated, medium- to coarse-grained, equigranular, biotite granodiorites to granites, containing titanite, zircon, and apatite as accessory minerals (Fontana et al., 2012). Dioritic to tonalitic rocks form mafic microgranular enclaves (Fig. 4c, 3b and 3c), m-thick intrusions, and synplutonic dikes with interfingered, lobate contacts, as commonly seen in magma mingling products. Near the diorites, the mafic content of the granitoids increases and a porphyritic texture may be present. Xenoliths and roof-pendants from the Arroio dos

Ratos Complex, xenoliths of the Varzea do Capivarita Complex and cm-size xenoliths of the Cruzeiro do Sul Granodiorite are frequently observed. As described by Gregory et al. (2016) partial melting of Arroio dos Ratos Complex xenolith is observed (Fig. 4d) within the Arroio Divisa Granitoids. Cruzeiro do Sul Granodiorite xenoliths in the ADG have sharp contacts, and the foliation of both granites are often concordant, but in some cases the xenolith shape is sigmoidal and indicates sinistral shearing. Near regions of abundant xenoliths and significant mingling features the ADG texture changes to heterogranular and porphyritic, in meter-wide zones. Magmatic foliation is marked by the shape orientation of plagioclase and biotite. Parallel to the magmatic foliation, a mylonitic one is developed with variable intensity and sinistral transcurrent movement. The steeply-dipping ENE-striking structures are rotated towards the NE in the eastern part of the body, where a regional N-S-trending cataclastic zone has controlled the emplacement of 10 m thick rhyolite dikes. Quartz-mylonites and phylonites are found within the ADG, sometimes hundred-meters to one kilometer wide. Schnorr et al. 2017 (submitted) obtained U-Pb crystallization ages of 625.6 ± 1.9 Ma for the ADG, with inheritance ages between 640 and 850 Ma, and some Paleoproterozoic zircon grains.

4.3 Sanga do Areal Granitoids (SAG)

The Sanga do Areal Granitoids comprise porphyritic biotite monzogranites to granodiorites with 5 cm long feldspar megacrysts in a medium- to coarse-grained heterogranular groundmass. Concordant, cm- to m-thick intrusions of medium-grained, equigranular biotite granodiorite are subordinate, and often contain scattered feldspar megacrysts. Zircon, apatite and allanite are the accessory phases. The colour index (M) of the most dominant phase is around 10 to 15. The magmatic foliation is well developed and marked by the shape alignment of biotite flakes and feldspar megacrysts. Within high-strain zones, the mylonitic foliation is well-developed (Fig. 3h). The

foliation strikes ENE, dipping steeply either N or S and bears a shallow-plunging stretching lineation. Microgranular mafic enclaves are rare. Xenoliths of the Arroio dos Ratos and Varzea do Capivarita Metamorphic complexes, and of the Cruzeiro do Sul Granodiorite are common. Injections of the Sanga do Areal Granitoids on the Arroio Divisa Granitoids are observed in the field and enable determination of the relative timing between these granitoids.

4.4 Late Dikes

The Late Dikes (Fig. 5, 605.4 ± 4.5 Ma, Knijnik et al. submitted; 2015) are compositionally similar to the Cruzeiro do Sul Granodiorite, although more differentiated. They intrude the CSG either cross cutting or concordant with the main foliation of the host rocks. The Late Dikes are micro-porphyritic hornblende-biotite granodiorites to monzongranites in a fine equigranular-grained matrix (colour index $M' \sim 10$). Zircon, apatite and subordinate allanite, are accessory phases. The mylonitic foliation is slightly discordant (less than 20°) to the CSG foliation host rocks, and similar gently plunging stretching lineation. The granoblastic texture of the feldspathic matrix indicates deformation temperatures compatible with those of the amphibolite facies, but the mylonitic foliation is less developed than that of the other three granitoids.

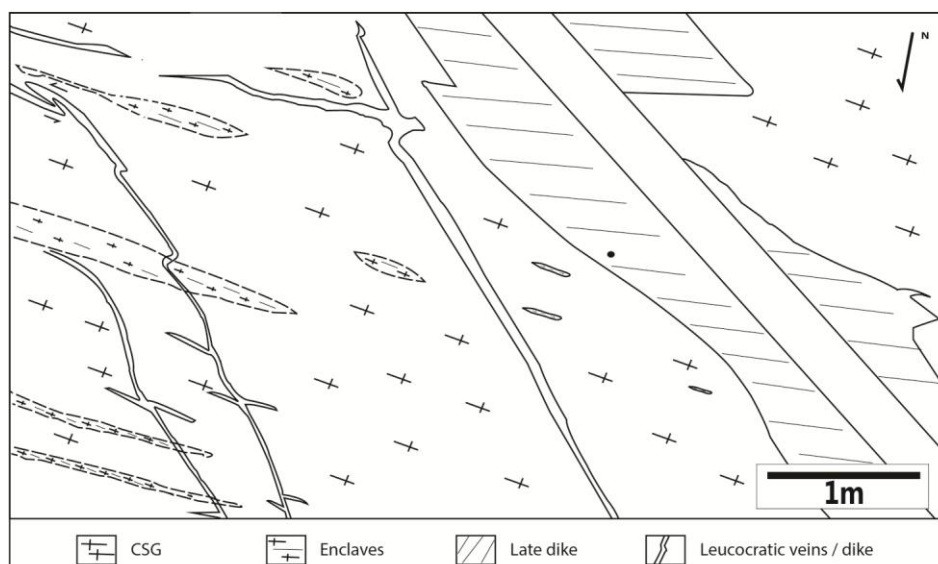


Figure 5. A high strain zone of the Cruzeiro do Sul Granodiorite DK01 outcrop, showing elongate dioritic to tonalitic mafic microgranular enclaves (Fig. 4b) concordant to the main mylonitic foliation with mingling features, and a Late Dike of granodiorite to monzogranite composition. Quartz-feldspar leucocratic dikes and veins with tourmaline and muscovite cross cut all the others rocks. The main foliation in the granodiorite is related to the QSESZ and the same foliation affects the leucocratic veins (note that their fold axial planes are parallel to the main foliation).

5. Microstructures

The central portion of the syntectonic plutons are low strain zones, where the magmatic foliation is marked by shape alignment of feldspar megacrysts and matrix. Near the contacts, strain increases and high strain zones develop a mylonitic foliation marked by feldspar porphyroclasts with symmetric or asymmetric tails (Figs. 6a -b), (Fig. 6c), and strain-shadow, all consistent with a sinistral shear sense. The granoblastic texture of the quartz-feldspathic matrix (Fig. 6d), the subgrain rotation recrystallization of feldspar (Fig. 6e), and the forming quartz ribbons (Fig. 6f) are also common features in these zones. Feldspars with perthites, sericitization and quartz muscovite veins (\pm

epidote, \pm clorite) are common in the granitoids. The three granitoids (CSG, ADG and SAG) have similar deformational structures, but the Late Dikes are less deformed, and thus preserves igneous features.

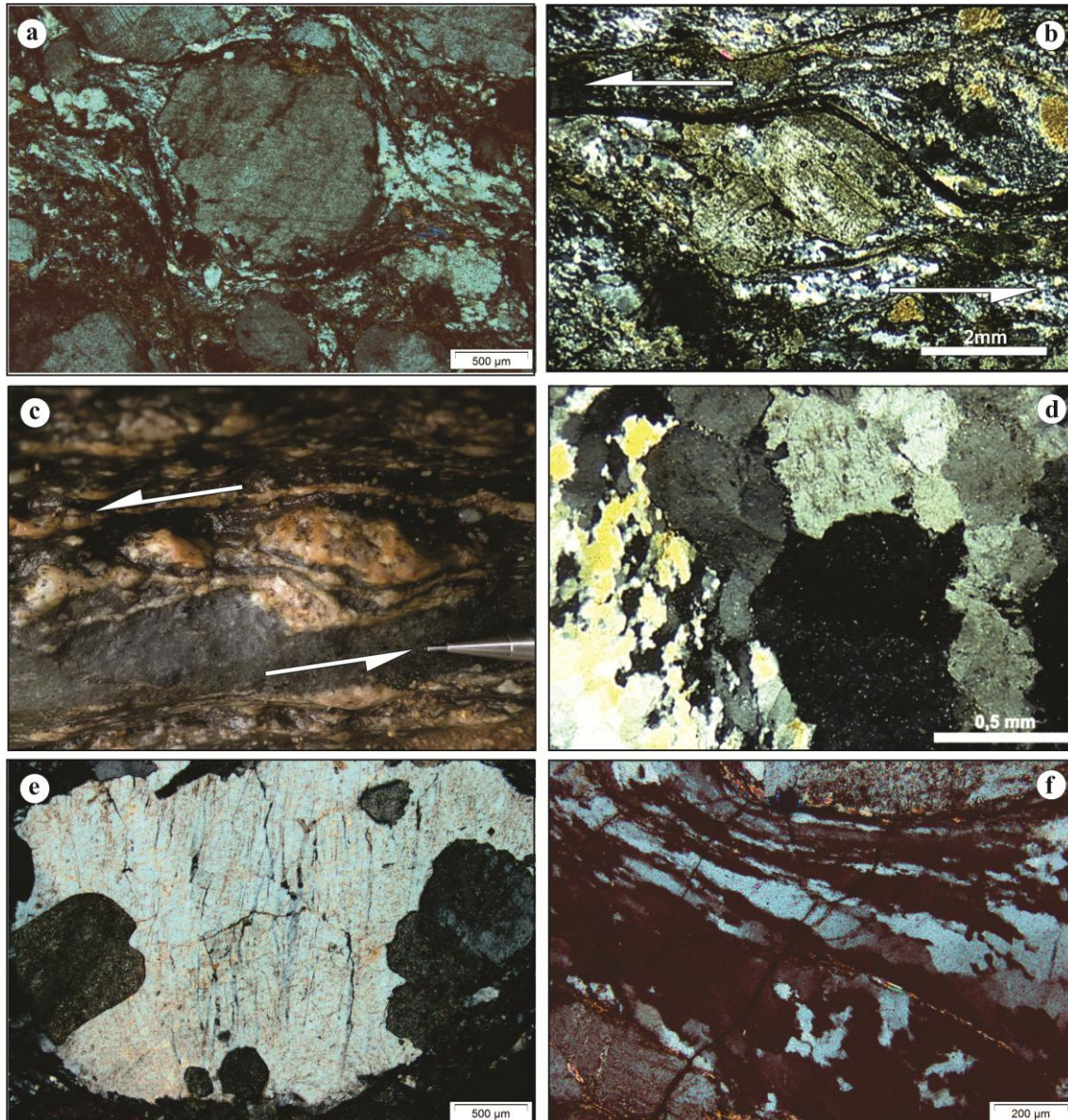


Figure 6. (a) Feldspar porphyroclasts with asymmetric tails in the Arroio Divisa Granitoids and (b) in the Cruzeiro do Sul Granodiorite; (c) sigma-shaped mantled porphyroclasts indicating sinistral shear sense in the CSG; (d) granoblastic texture in the quartz feldspar matrix; (e) feldspar subgrain rotation recrystallization in the ADG; (f) quartz ribbons in the Sanga do Areal Granitoids.

6. U-Pb zircon ages: sample AC-01a from the Sanga do Areal Granitoids and Sample EF-02a from the Arroio dos Ratos Complex xenolith

6.1 Analytical Procedures

Zircon crystals from AC-01a Sanga do Areal Granitoids and EF-02a Arroio dos Ratos Complex samples were prepared at LGI/UFRGS (Laboratory of Isotopic Geology/Federal University of Rio Grande do Sul), separated by grinding crushed rock samples in a ring mill. The ground sample was passed through a 60-mesh nylon disposable sieve and washed. The zircon grains were then separated by density using heavy liquids, and by magnetic separation techniques. Next, the zircon grains were hand-picked and mounted on epoxy discs with fragments of standard Temora (416 Ma) for AC-01a. The mounts were polished and carbon-coated for Scanning Electron Microscope study. Cathodoluminescence images were obtained at the Research School of Earth Sciences of Australian National University (Fig. 7). The epoxy mounts were then cleaned and gold-coated to ensure uniform electrical conductivity during the SHRIMP analysis. Sample EF-02a was analyzed by LA-MC-ICP-MS at Geochronology Laboratory of University of Brasilia (UNB), controlled by GJ-1 (608 Ma) master standard and 91500 (1065Ma) as sub-standard. Isotope data were acquired using spot size of 25 μm , frequency of 10 Hz and energy of $\sim 4 \text{ J/cm}^2$. Age calculations were performed using an in-house developed Excel® worksheet, based on ISOPLLOT v.3 formulae (Ludwig, 2003).

The ion microprobe analysis of AC-01a zircons were carried out using SHRIMP II at the Research School of Earth Sciences, Australian National University. A spot size of 20 μm was used for isotope data acquisition. Data were collected and reduced as described by Williams and Claesson (1987) and Compston et al. (1992). Uncertainties

are given at one sigma level, and final age is quoted at 68.3% confidence level.

Reduction of raw data was carried out using Squid 1.02 (Ludwig, 2001b).

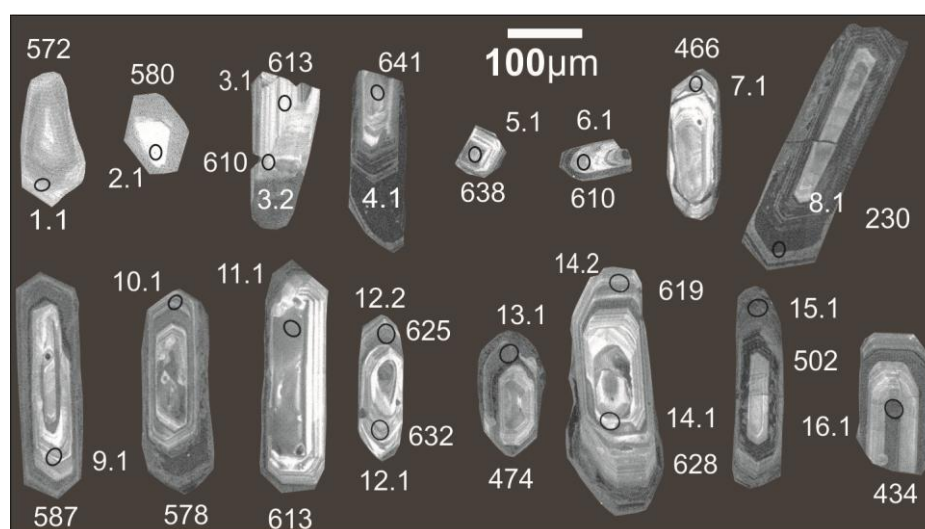


Figure 7. Cathodoluminescence images of zircon grains from the Sanga do Areal Granitoids, sample AC 01a.

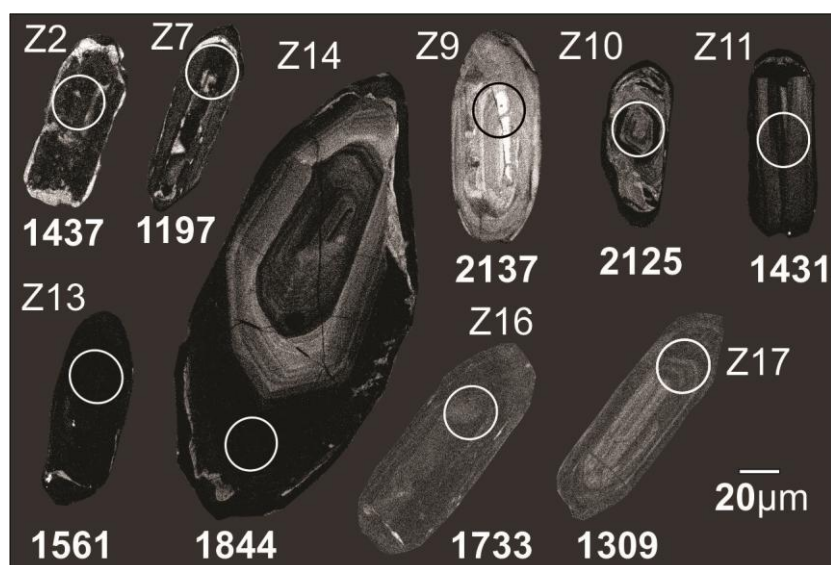


Figure 8. Cathodoluminescence images of zircon grains from a xenolith of Arroio dos Ratos Complex, within the Arroio Divisa Granitoids, sample EF 02a.

6.2 Geochronological results

Sample AC 01a was collected from a high-strain zone (Fig. 2). It shows a mylonitic foliation defined by feldspar porphyroclasts (Fig. 3h) and a recrystallized groundmass with preferred orientation.

Zircon crystals show well-preserved prismatic shapes. They range in size from 200 to 300 μm and have length to width ratios ranging from 3:1 to 4:1. Cathodoluminescence images reveal well-developed oscillatory zoning typical of magmatic zircons (Fig. 7). Nineteen analysis were performed on sixteen different grains, all results are reported in Table I. Analyzed zircons have U contents between 260 and 2923 ppm and Th/U ratios ranging from 0.02 to 0.76 typical of magmatic zircons (Table I). A calculated concordia age, using six analyzed zircons (3.2, 11. 1, 12. 1, 12.2, 14. 1 and 14.2, Fig. 7, Table I), are plotted on a concordia diagram (Fig. 8) and yield an age of $620.0 \pm 5.6 \text{ Ma}$ (2σ), interpreted as the crystallization age. High U, high common Pb and more than 10% discordant analysis were not used to calculate the concordia age.

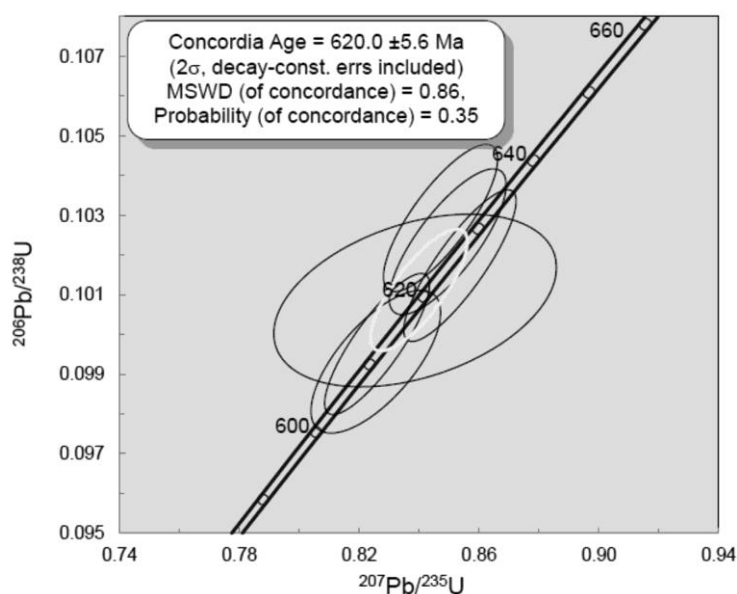


Figure 9. Concordia diagram for zircon grains of the AC 01a Sanga do Areal Granitoids sample SHRIMP results.

Table I: Summary of SHRIMP U-Pb zircon data for the Sanga do Areal Granitoids AC01a sample.

Spot	% ²⁰⁶ Pb _c	U ppm	Th ppm	²³² Th / ²³⁸ U	±%	²⁰⁶ Pb* ppm (1)	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U (1)	²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb (1)	Disc. %	²⁰⁷ Pb* / ²⁰⁶ Pb* (1)	±%	²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U (1)	±%	²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U (1)	±%	err corr
1.1	0.47	1418	274	0.20	0.47	113	572 ±7	614 ±16	+7	0.0603	0.7	0.772	1.4	0.0928	1.2	0.9
2.1	5.11	1345	332	0.25	0.19	109	580 ±8	618 ±393	+6	0.0604	18.2	0.784	18.3	0.0942	1.5	0.1
3.1	0.19	260	65	0.26	0.34	22	613 ±7	582 ±29	-6	0.0594	1.3	0.817	1.8	0.0998	1.2	0.7
3.2	0.41	503	141	0.29	0.25	43	610 ±7	614 ±27	+1	0.0603	1.3	0.826	1.7	0.0993	1.2	0.7
4.1	0.18	549	142	0.27	3.01	49	641 ±7	593 ±21	-8	0.0597	1.0	0.860	1.5	0.1045	1.2	0.8
5.1	0.15	375	198	0.55	0.23	33	638 ±7	582 ±24	-10	0.0594	1.1	0.852	1.6	0.1040	1.2	0.7
6.1	15.66	625	216	0.36	0.35	53	610 ±9	548 ±320	-12	0.0585	14.7	0.800	14.8	0.0992	1.6	0.1
7.1	3.17	879	427	0.50	1.36	57	466 ±5	581 ±54	+20	0.0594	2.5	0.614	2.8	0.0750	1.2	0.4
8.1	34.77	2500	498	0.21	0.79	78	230 ±4	839 ±234	+74	0.0670	11.2	0.336	11.4	0.0364	1.6	0.1
9.1	7.18	264	96	0.38	0.29	22	587 ±7	553 ±139	-6	0.0586	6.3	0.770	6.5	0.0953	1.3	0.2
10.1	1.67	1057	304	0.30	0.19	85	578 ±7	623 ±78	+7	0.0605	3.6	0.784	3.8	0.0939	1.2	0.3
11.1	0.11	605	446	0.76	0.19	52	613 ±7	605 ±16	-1	0.0601	0.8	0.826	1.4	0.0998	1.2	0.8
12.1	0.09	406	146	0.37	0.24	36	632 ±7	592 ±19	-7	0.0597	0.9	0.847	1.5	0.1029	1.2	0.8
12.2	0.13	617	193	0.32	0.22	54	625 ±7	634 ±16	+2	0.0609	0.8	0.854	1.5	0.1017	1.2	0.9
13.1	4.96	1676	387	0.24	0.44	110	474 ±9	598 ±87	+21	0.0599	4.0	0.630	4.4	0.0764	1.9	0.4
14.1	0.19	559	176	0.32	0.24	49	628 ±7	611 ±21	-3	0.0602	0.9	0.850	1.5	0.1023	1.2	0.8
14.2	3.04	356	101	0.29	0.28	31	619 ±8	615 ±74	-1	0.0603	3.4	0.839	3.7	0.1009	1.4	0.4
15.1	2.53	2923	58	0.02	1.10	204	502 ±7	634 ±73	+22	0.0609	3.4	0.680	3.7	0.0811	1.4	0.4
16.1	18.75	583	153	0.27	0.93	35	434 ±13	625 ±836	+32	0.0606	38.8	0.581	38.9	0.0696	3.2	0.1

Errors are 1-sigma; Pbc and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0.26% (not included the errors above but required when comparing data from different mounts).

(1) Common Pb corrected using measured ²⁰⁴Pb.

Outcrop EF-02 is located in a high strain zone of the Arroio Divisa Granitoids (Fig. 2). Sample EF-02a is from a dm-sized, lenticular gneiss xenolith from the Arroio dos Ratos Complex. It is a garnet-bearing, fine-grained hornblende-biotite metatonalite with mylonitic foliation defined by feldspar porphyroclasts and a recrystallized groundmass. The studied zircons have many common characteristics, as illustrated in figure 8. Crystal sizes vary between 100 and 250 μm , with aspect ratio around 2:1. Most of the crystals are prismatic, in general with preserved bipyramids; subrounded crystals are also found. Concentric zoning patterns are always identified, and only one metamict grain has irregular zoning patterns. Overgrowths are restricted to thin (10 to 20 μm) dark rims. Nine analysis were performed on nine different grains, all results are plotted on a concordia diagram (Fig. 10) and reported in Table II. Analyzed zircons have Th/U ratios ranging from 0.012 to 0.451, typical of magmatic zircons (Table II), and one metamict analyzed zircon has 1.788 of Th/U ratio. The U-Pb values obtained in this sample give an age of 2145 ± 55 Ma from the upper intercept discordia. The lower intercept gives an age of 762 ± 140 , suggesting a Neoproterozoic metamorphic event. One concordant age of ~ 1.4 Ga was obtained from a metamict and high Th/U grain.

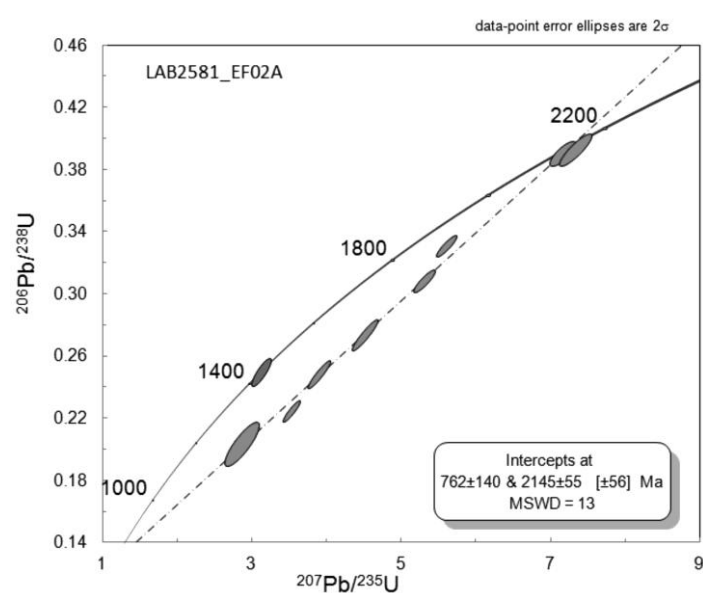


Figure 10. Concordia diagram for zircon grains of the EF02a Arroio dos Ratos Complex xenolith in the Arroio Divisa Granitoids LA-MC-ICP-MS results.

Table II - LA-MC-ICP-MS U–Pb data used for age calculation of the Arroio dos Ratos Complex xenolith in the Arroio Divisa Granitoids (sample EF02a).

spot	^{207}Pb $/^{235}\text{U}$	error (%,1 σ)	^{206}Pb $/^{238}\text{U}$	error (%,1 σ)	rho	^{207}Pb $/^{206}\text{Pb}$	error (%,1 σ)	^{206}Pb $/^{238}\text{U}$ age	error 1 σ (Ma)	^{207}Pb $/^{235}\text{U}$ age	error 1 σ (Ma)	^{207}Pb $/^{206}\text{Pb}$ age	error 1 σ (Ma)	Conc (%) 6/8 - 7/5	Th/U
Z2	3.129	1.711	0.250	1.474	0.856	0.091	0.869	1437	19	1440	13	1389	17	100	1.788
Z7B	2.870	3.358	0.204	2.850	0.847	0.102	1.775	1197	31	1374	25	1607	34	87	0.011
Z9	7.341	1.204	0.393	1.066	0.877	0.135	0.560	2137	19	2154	11	2120	10	99	0.144
Z10	7.168	0.992	0.390	0.803	0.787	0.133	0.582	2125	15	2132	9	2090	11	100	0.451
Z11	3.904	1.541	0.249	1.440	0.932	0.114	0.547	1431	18	1614	12	1810	10	89	0.012
Z13	4.522	1.580	0.274	1.479	0.934	0.120	0.556	1561	21	1735	13	1900	10	90	0.046
Z14	5.612	0.978	0.331	0.892	0.903	0.123	0.400	1844	14	1918	8	1948	7	96	0.029
Z16	5.315	1.081	0.309	0.968	0.886	0.125	0.481	1733	15	1871	9	1977	9	93	0.072
Z17B	3.539	1.374	0.225	1.269	0.920	0.114	0.526	1309	15	1536	11	1813	10	85	0.061

7. Elemental geochemistry

Major and trace element data set, including REE, reported for sixteen Cruzeiro do Sul Granodiorite samples (eight samples from the main granodiorite, two from mafic microgranular enclaves and four from Late Dikes) was taken from Knijnik et al. (2012), fourteen samples of the Sanga do Areal Granitoids (Centeno, 2012), and twenty five samples of the Arroio Divisa Granitoids (Fontana et al., 2012) (eighteen of the main granitoid and six of the associated mafic microgranular enclaves (Electronic appendix) were used to understand the geochemical evolution of the QSESZ syntectonic granitoids. Data for sample EF02a, the gneiss xenolith in the Arroio Divisa Granitoids, is also included.

The CSG and the Late Dikes are shoshonitic rocks, as indicated by high Sr and Ba contents, regular rare earth element chondrite-normalized patterns, and lack of Eu anomalies in most samples (Fig. 11a). Trace elements show enrichment in Ba and Rb, and depletion of HFSE in relation to LILE, which is also an important feature of shoshonitic granitoids (Fig. 11b). Large negative Nb, Ti and P anomalies indicate a mantle component modified by previous subduction. Trace element patterns are more similar to OIB than to other mantle source types. These rocks are metaluminous to slightly peraluminous (Fig. 11c), with relatively high Al_2O_3 and medium to high K contents (Fig. 11d), which is interpreted as an indication of crustal contamination of the shoshonitic magmatism.

The Arroio Divisa Granitoids are associated with mafic rocks, have metaluminous to peraluminous character and medium to high-K tholeiitic affinity, with strong contamination by crustal melts (Fontana et al., 2012). The same authors suggested co-magmatic character of mafic and granitic rocks of ADG by coherent geochemical patterns, that can be interpreted as result of fractional crystallization and

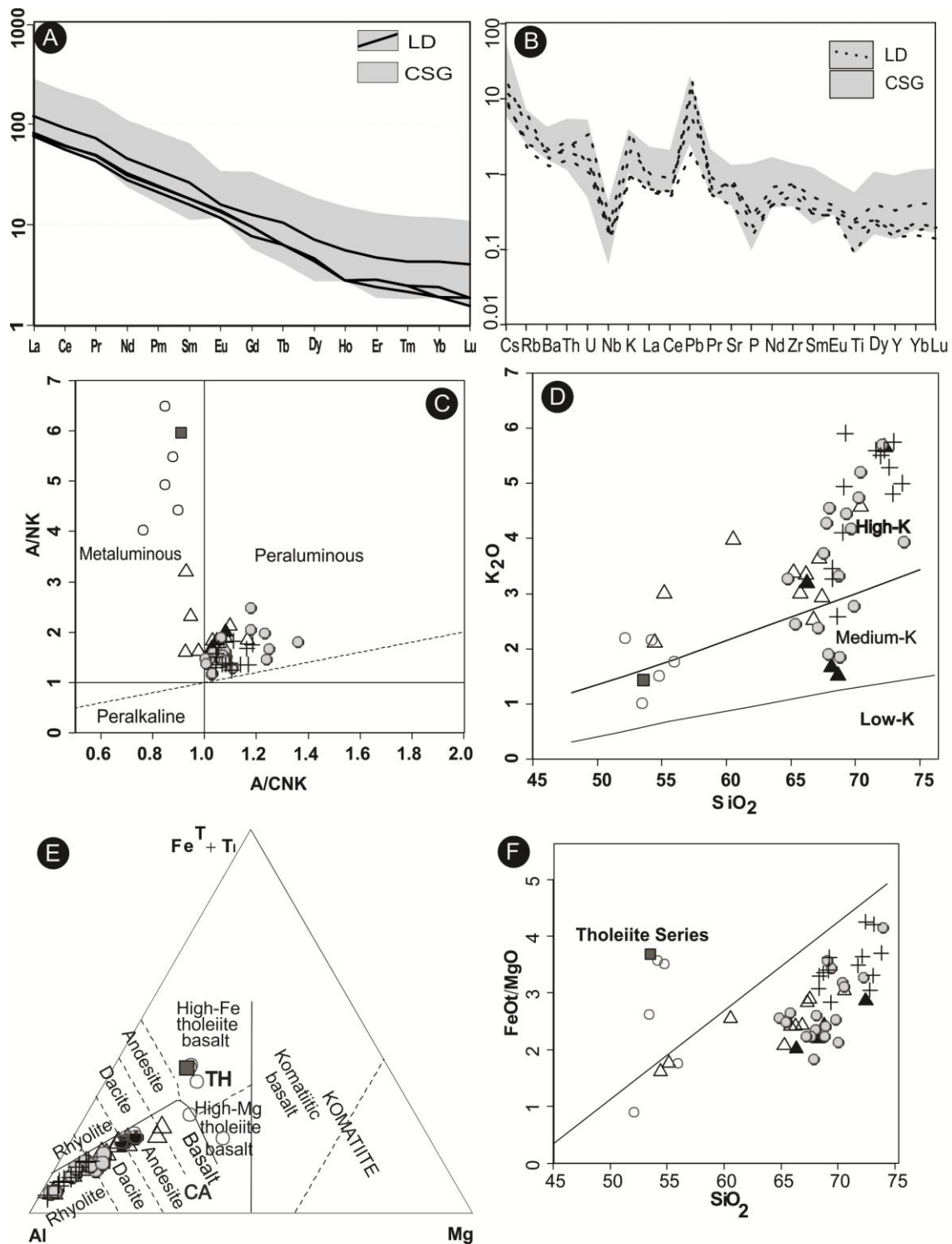


Figure 11. (a) REE diagram normalized by Boynton (1984) chondrite values and (b) spidergram normalized by OIB (Sun and McDonough, 1989) for CSG and Late Dikes shoshonitic rocks; (c) A/CNK x A/NK diagram of Shand (1943); (d) K₂O–SiO₂ diagram of Pecерillo and Taylor (1976); (e) AFM proposed by Jensen (1976); and (f) SiO₂–FeO/MgO diagram (Miyashiro, 1974). Symbols for the diagrams c, d, e and f; (+

crosses - Sanga do Areal Granitoids) (Δ empty triangles - Cruzeiro do Sul Granodiorite) (\blacktriangle filled triangles - Late dikes) (\bullet filled circles - Arroio Divisa Granitoids) (\circ empty circles - ADG mafic rocks) (\blacksquare squares - xenolith of the Arroio dos Ratos Complex in the ADG).

crustal melt assimilation (Fig. 11e). Tholeiitic affinity of mafic rocks is pointed out by high FeO_T/MgO ratios (Miyashiro, 1974, Fig. 11f), by the low concentration of Al_2O_3 (Fig. 13), as well as by AFM diagrams (Figs 11f and 12a). The composition of more evolved rocks, apparently calc-alkaline in those diagrams, have the largest assimilation of peraluminous granitic crustal melts, which have caused Al_2O_3 , SiO_2 , LREE, and LILE increase, followed by Fe decrease, besides other less significant modifications. The REE patterns of ADG (Fig. 11b) mafic rocks show La_N 70 and La_N/Yb_N 7, which are comparable to tholeiitic patterns of continental tholeiitic mafic rocks. High and variable contents of K_2O and alkalis respectively, (Figs. 12a,c and 13) and of Rb (Fig. 12c), and the moderate values of REE suggest contamination by crustal melts. Most granitoids show strong LREE enrichment (Group I > II > III - Fig. 10b), HREE depletion and large negative Eu anomalies, features that probably represent the assimilation of crustal granitic melts with garnet and plagioclase in the residue. Trace element patterns, normalized by OIB values, show negative Nb and Ta anomalies in granitic rocks, which is ascribed to the influence of subduction in the mantle source, whilst granitoids have patterns consistent with fractionation and assimilation of crustal melts, as discussed for the REE geochemistry.

The Sanga do Areal Granitoids (SAG) show subalkaline, medium to high-K affinity, slightly peraluminous character (Fig. 11c), and compositional features broadly similar to those of the Arroio Divisa Granitoids. The SAG are more differentiated than

Arroio Divisa, with higher contents of SiO_2 and K_2O and lower MgO and FeO_T (Figs. 11d, 12a, and 13). Such compositional similarity suggests that both granitoids are cogenetic, and probably comagmatic.

Sample EF02a, a xenolith from the Arroio dos Ratos Complex (ARC), in the ADG, is metaluminous, medium to high-K, with moderately fractionated REE-patterns and enrichment of LREE in relation to HREE. Patterns are very similar to the ARC (Gregory et al., 2016) as well as to the ADG mafic rocks, in all used geochemical diagrams for major and trace elements.

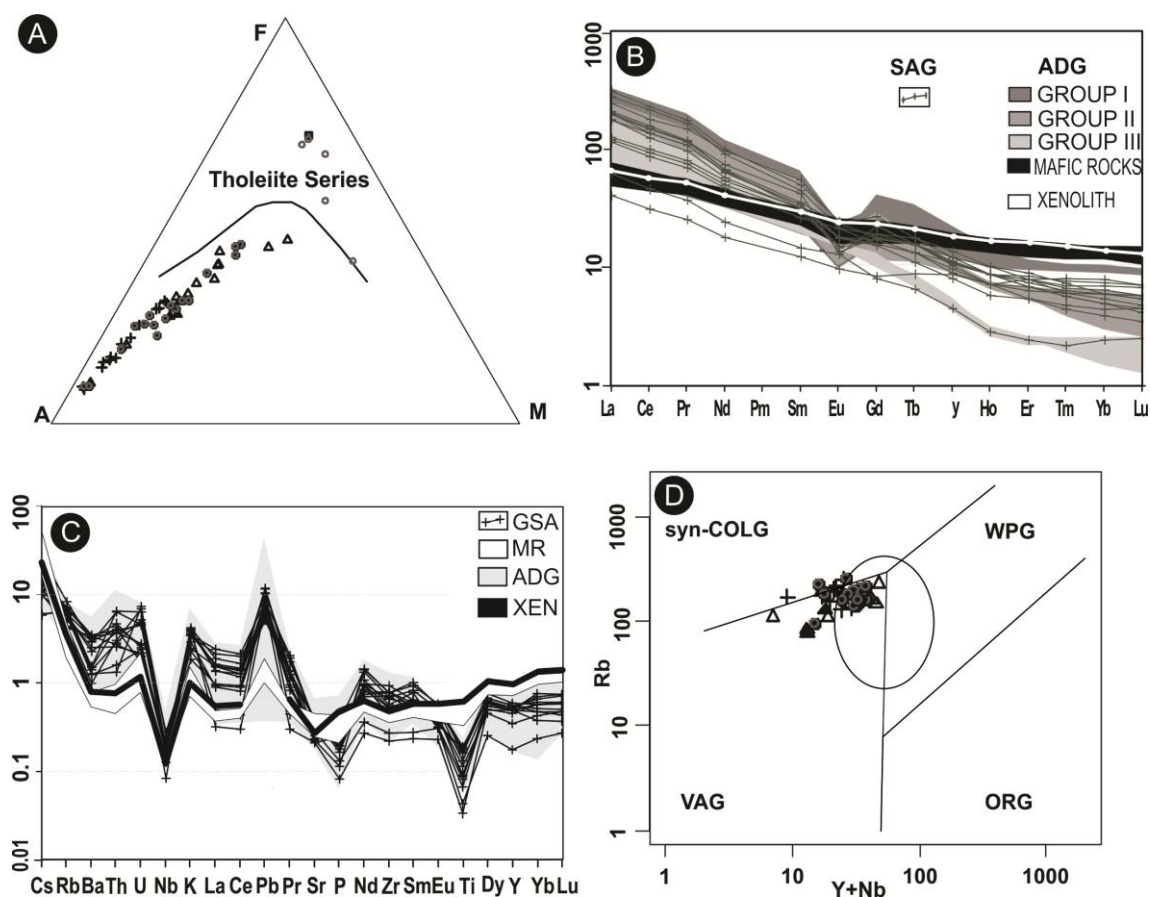


Figure 12. Discrimination and classification diagrams for the QSESZ syntectonic granitoids and associated rocks. (a) AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971); (b) REE normalized by Boynton (1984) chondrite values; (c) multielemental normalized by OIB (Sun and McDonough, 1989) for the ADG and associated mafic rocks, SAG and ARC xenolith; (d) Pearce et al. (1996). The ellipse indicates the post-collisional field: Syn-

COLG, Syn-collisional Granites; WPG, Within-Plate Granites; VAG, Volcanic Arc Granites; and ORG, Ocean Ridge Granites. Symbols for diagrams a and d as in Fig. 11.

Granitoids and associated mafic rocks (CSG, ADG, SAG and Late Dikes) show good negative correlation for SiO_2 versus most major element oxides (Al_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 , P_2O_5 and FeO_t - Fig. 13), despite the SiO_2 gap between 55 to 65%wt. The trace elements do not show good correlation. Basic ADG rocks show lower Ba, Sr, Zr, La, and Ce contents than CSG and Late Dikes shoshonitic rocks. The variation of major and trace elements in all studied associations is interpreted as a result of fractional crystallization with a high or even predominant participation of assimilated leucogranitic crustal melts. Trace-element diagrams for geotectonic setting discrimination show that the sources of these associations resemble those of active continental margins evolving to within-plate settings, or as proposed by Pearce (1996), those of post-collisional settings (Fig. 12d).

Based upon zircon saturation curves (Watson & Harrison, 1983), magmatic crystallization temperatures of all QSESZ granitoids were estimated at approximately 780°C , which indicate they are cold granites, as discussed by Miller et al. (2003). According to Watson and Harrison (1983), the generation of cold granites require fluid influx in order to produce large amounts of crustal melts under relatively low temperatures (lower than 800°C). Water-fluxed melting has been recognized in the last decade as an important process of granitic melt production, particularly along active shear zones (Reichardt et al., 2010, Weinberg and Hasalová, 2015).

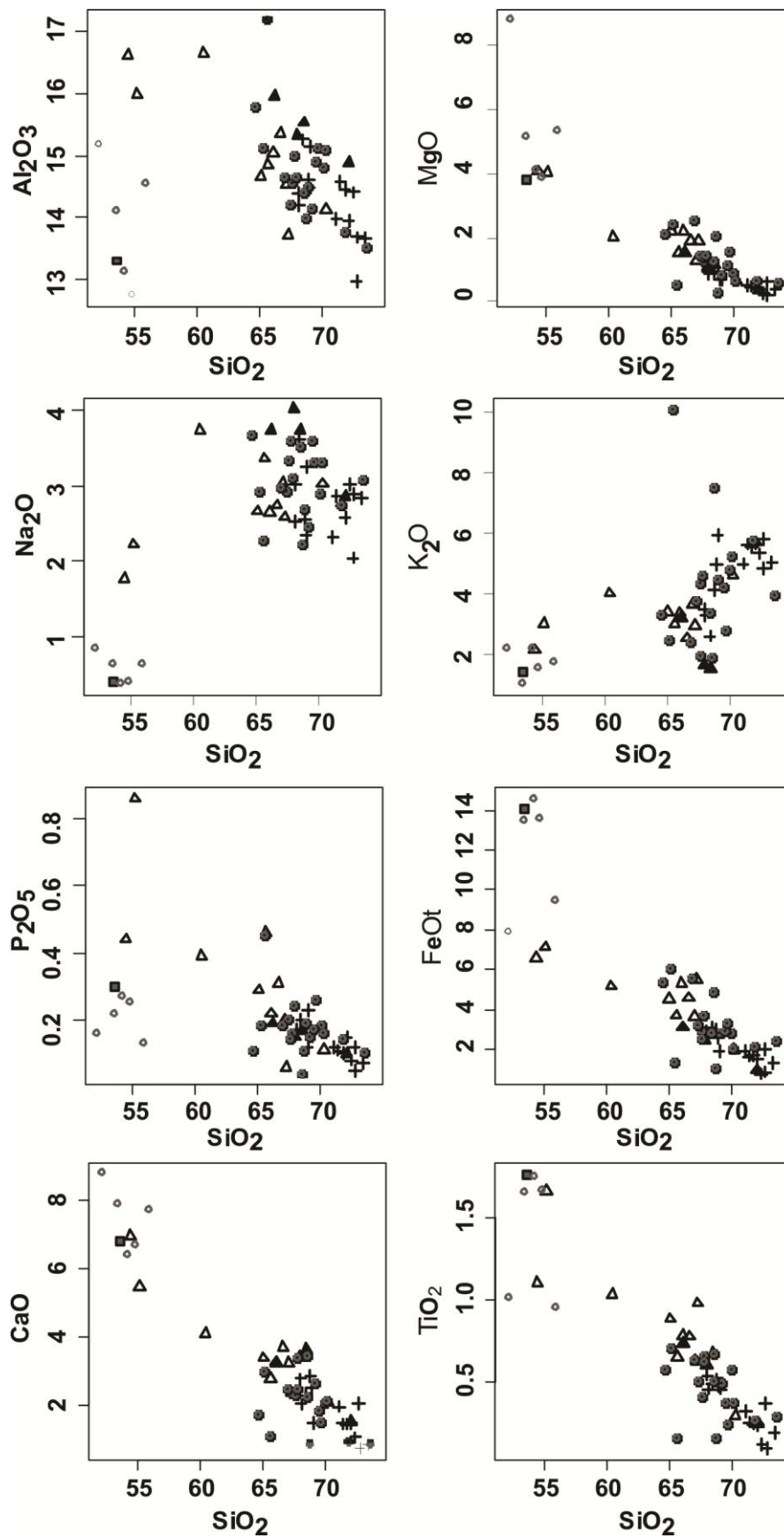


Figure 13. Harker diagrams for the studied rocks. Symbols as in Fig. 11.

8. Isotope geochemistry

8.1 Sr and Nd isotopic analytical procedures

Rb-Sr and Sm-Nd isotope analysis were carried out at the Geochronology Laboratory of University of Brasilia (UNB). Approximately 60 mg of each sample of the same powders used for whole rock elemental analysis were dissolved for Sr, Sm and Nd extraction in successive acid attacks with concentrated HF, HNO₃, and HCl. Sm, Nd and Sr samples were loaded on Re evaporation filaments of double filament assemblies and the isotopic measurements were carried out on a multi-collector Finnigan MAT 262 mass spectrometer in static mode.

Sm–Nd isotopic analysis followed the method described by Gioia and Pimentel (2000). Whole-rock powders were mixed with ¹⁴⁹Sm¹⁵⁰Nd spike solution and dissolved in Savillex capsules. Uncertainties for Sm/Nd and ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ratios are better than ±0.5% (2σ) and ±0.005 (2σ), respectively, based on repeated analysis of international rock standards BHVO-1 and BCR-1. ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ratios were normalized to ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd of 0.7219 and the decay constant used was $6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$. TDM values were calculated using DePaolo's (1981) model.

Sr was separated from whole-rock powders using a conventional ion exchange procedure (Pankhurst and O'Nions, 1973). Mass fractionation corrections were made using ⁸⁸Sr/⁸⁶Sr ratio value of 8.3752. 1σ uncertainties on the measured ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr was better than 0.01%. Sr procedure blanks was lower than 300pg.

Whole-rock Sr and Nd isotope ratios (Table III and Fig. 14a,b) were calculated for magmatic crystallization ages of the Sanga do Areal Granitoids (620 Ma) and the EF02 Arroio dos Ratos Complex xenolith (2145 Ma) obtained in this study, Cruzeiro do Sul Granodiorite (635 Ma) and the Late Dikes (605 Ma) from Knijnik et al. (2015; submitted) and the Arroio Divisa Granitoids (626Ma) from Schorr et al. (submitted).

8.2 Results

The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ ratios of the QSESZ rocks (CSG, ADG, SAG and Late Dikes) range from 0.7048 to 0.7223 (Table IV - Fig. 14b) and show a negative correlation trend with the $\epsilon\text{Nd}(t)$ values, indicative of mantle sources with crustal contamination increasing from the CSG and Late Dikes to the ADG and SAG. The $\epsilon\text{Nd}(t)$ of the QSESZ syntectonic granitoids show values from -3 to -11. ADG and SAG samples have more negative values than those of the shoshonitic rocks, suggesting larger contamination by crustal materials. The ARC xenolith has $\epsilon\text{Nd}(t)$ value of +2.99, also indicating mantle sources. The Sm-Nd model ages (TDM) were calculated using the model of De Paolo (1981). The Brasiliano-age granitoids have Sm-Nd TDM ranging from 1.345 to 2.0 Ga (Table III and Fig. 14) which supports a crustal contribution of Paleo- to Mesoproterozoic sources. TDM age values for the ARC xenolith are very close to the crystallization ages (2.146 Ga), indicating extraction from juvenile mantle source. 1.4 Ga TDM ages can be correlated with the Statherian ages from a mafic rock intrusive in the Paleoproterozoic Arroio dos Ratos Complex referred by Gregory et al. (2016).

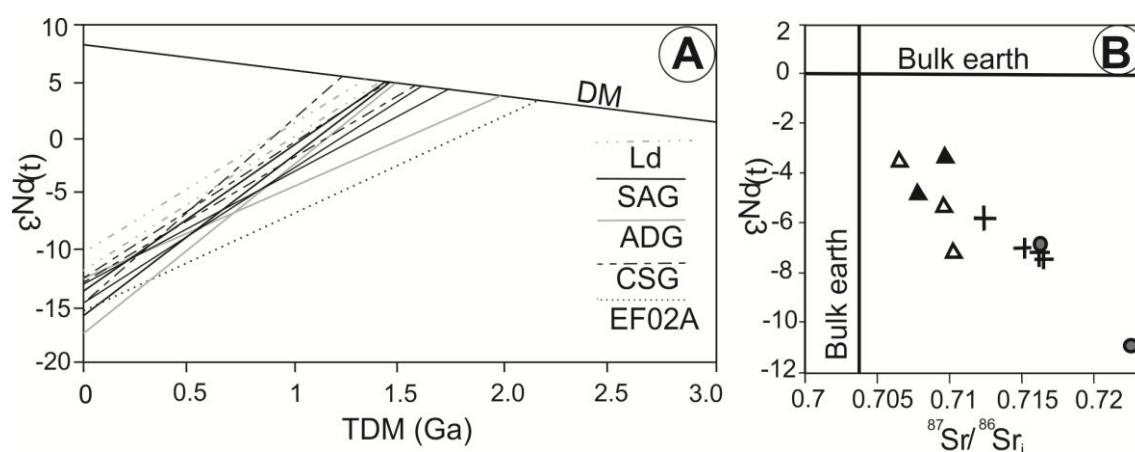


Figure 14. (a) $\epsilon\text{Nd}(t)$ vs TDM ages and (b) $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_i$ vs $\epsilon\text{Nd}(t)$ for the studied rocks.

Symbols for (b) as in Fig. 11.

9. Discussion

The Quitéria-Serra do Erval Shear Zone is related with a large volume of emplaced granitoids. This syntectonic magmatism is indicated by a number of evidences, such as the parallelism and progressive evolution of magmatic and mylonitic foliations the elongate form of granitic bodies and the concordant character of their planar structures with the shear zone trend. Ages obtained from the syntectonic granitoids between 635 (Cruzeiro do Sul Granodiorite) and 605 Ma (Late Dikes) set the minimum period of activity of the QSESZ. The Sanga do Areal Granitoids crystallization age of 620.0 ± 5.6 Ma may represent the shear zone deformational peak, given that the Late Dikes represent the final stages of shear activity and show less important deformational features relative to the others granitoids. The feldspars microstructures observed in the syntectonic granitoids suggest deformation temperatures consistent with lower amphibolite facies conditions for the shear zone.

As suggested by Nardi and Bitencourt (2007), the crustal contribution in the post-collisional magmatism of southern Brazil was more intense within the shear zones through assimilation or contamination, particularly in the syntectonic magmatism. Evidences of crustal contamination can be observed in the Paleo (2.1 Ga), Meso (~1.5 Ga) and Neoproterozoic (~750 and 650 Ma) zircon inheritance found in the QSESZ syntectonic magmatism, in the increase of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ ratios relative to the decreasing of the $\epsilon\text{Nd}(t)$ values, in the $\epsilon\text{Nd}(t)$ values from -3 to -11 and the 1.345 to 2.0 Ga Sm-Nd TDM ages. Sample EF-02a (ARC gneiss xenolith) show positive $\epsilon\text{Nd}(t)$ values (+2.99) and TDM ages close to the crystallization ages, indicating their extraction from juvenile mantle material with a low crustal residence time.

The ARC xenolith in the ADG (2.1 Ga - sample EF02a) has petrographic, isotope and whole-rock geochemistry and geochronological features compatible with

Association 1 described by Gregory et al. (2016) and is part of the Paleoproterozoic crustal contaminant present in QSESZ syntectonic magmatism. The 762 ± 140 Ma lower intercept age may represent the arc magmatism of Varzea do Capivarita Complex (Martil et al., submitted; Martil, 2016), however, the large error does not allow an accurate interpretation. Another alternative for the 762 ± 140 Ma lower intercept age could be a syn- to post-collisional event at 650 - 630 Ma. The concordant age around 1.4 Ga obtained from a metamict zircon grain in sample EF-02a may represent a Statherian event of a mafic magmatism intrusive in the Arroio dos Ratos Complex, described by Gregory et al. (submitted).

Crustal melting and the role of associated shear zones have been discussed by several authors. As described by Miller et al. (2003), a fluid influx is required to produce large amounts of crustal melts under relatively low temperatures ($< 800^{\circ}\text{C}$). In the QSESZ granitoids and the associated mafic rocks is verified a Zr-saturation temperature of approximately 800°C .

The generation of phylonites, and the sericitization of the feldspars occurring in all studied syntectonic granitoids, suggests a fluid percolation related with tardi-magmatic process along the QSESZ. The formation of muscovite from feldspars is a weakening reaction, facilitating the deformation during the shear zone activity.

The compositional features of the Cruzeiro do Sul Granodiorite and the Late Dikes are consistent with their shoshonitic affinity. According to Lima and Nardi (1998), the trace element patterns and the relation with basaltic magmas involved in a Neoproterozoic shoshonitic magmatism of southern Brazil suggest that the mantle source was similar to EM1 type. Similar features are seen in the Late Dikes and Cruzeiro do Sul granodiorite rocks. The $\epsilon\text{Nd}(t)$ values around -3 to -7 and the ~ 1.5 Ga

Sm-Nd TDM ages (Table III) support their provenance from similar mantle sources, OIB type as indicated by trace element trends, with crustal contamination.

The ADG and associated mafic rocks show geochemical features that indicate their contamination by crustal melts. This assimilation of crustal melts is indicated by the peraluminous character, calc-alkaline like in the Jensen (1976) (Fig. 11e) and AFM diagrams (Fig. 12a), and the large variation in the Al_2O_3 and K_2O (Fig. 13) contents, as well as in the values of FeO_T/MgO (Fig. 11f) ratios of granitoids. LREE enrichment, low HREE contents and negative Eu anomalies (Fig. 12b) suggest garnet plus plagioclase in the solid residue of crustal melting. The assimilation of crustal melts by tholeiitic parental magmas causes increase of Al_2O_3 and peraluminosity, decrease of Ca, Fe and Mg, which makes the granitic magmas compositionally like those of calc-alkaline affinity (Nardi, 2016).

The Sanga do Areal Granitoids show more evolved compositional features, but still similar to those of the Arroio Divisa Granitoids. The well aligned trends from ADG to SAG and the trace elements patterns (Figs. 11d-e, 12a,b,c and 13) suggest they are cogenetic, and probably comagmatic. The $\epsilon\text{Nd}(t)$ values around -6 to -11 and Sm-Nd TDM ages c.a. 1.5 to 2.0 Ga (Table III) of both granitoids, as well as increasing values of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ are taken as evidence of crustal assimilation. Crystal segregation is demonstrated by the negative correlation of Al_2O_3 , MgO, P_2O_5 , FeO_t , CaO and TiO_2 major elements vs. SiO_2 diagrams (Fig. 13) for all syntectonic granitoids. Wildner et al. (1999) and Nardi and Lima (2000) have identified the dominant mantle sources of post-collisional magmatism in Southern Brazil as OIB-EM1 type. Fontana et al. (2011) have confirmed this as the probable source of basic magmas in the ADG magmatism. OIB sources are related to mantle enriched by crustal components as discussed by Wilson (1993), Condie (2005), Workman et al. (2004), and Pilet et al. (2005) among other

authors, during a previous subduction. When subduction is active, mantle sources are more oxidized and hydrated, producing the calc-alkaline magmatism typical of magmatic arcs. EM1-OIB sources, as discussed by the previously referred authors, are formed when the subducted materials are predominantly pelagic sediments and subcontinental lithosphere. The Nb and Ti negative anomalies illustrated in the spidergrams, and enrichment of LILE and LREE (Figs. 11b and 12c), also suggest that the source of mantle magmas was previously metasomatized by fluids derived from lithospheric subduction (Kelemen et al., 1993). The post-collisional setting is also pointed out by geochemical diagrams used for geotectonic interpretations, in which the rocks plot in the field of active continental margins evolving to within-plate magmatism (Fig. 12d). The relation between the granitoid emplacement and transcurrent tectonism is also consistent with the post-collisional character of these settings.

10. Conclusions

The QSESZ was a discontinuity of lithospheric scale and provided space for continuous emplacement of magmas. Syntectonic magmatism records >30 Ma of magmatic activity. Four granitoids were defined: the CSG (~635 Ma) and the Late Dikes (~610 Ma), both with shoshonitic affinity, the tholeiitic ADG (~625 Ma) and its more evolved pulse, the SAG (~620 Ma).

Medium- to high-K tholeiitic affinity of mafic magmas defines the ADG association, and granitoids were produced by fractional crystallization and large assimilation of crustal melts, as previously proposed by Fontana et al. (2012). ϵ_{Nd} values of -3.32 to -10.93 and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$ ratios from 0.7048 to 0.7223 of the QSESZ granitoids, suggest mantle sources with crustal and oceanic sediments contribution. The similarity of patterns in all geochemical diagrams indicates similar sources and

processes of differentiation for all granitoid associations. The increase of crustal assimilation from the CSG to ADG and eventually, to GSA, is pointed out by the higher peraluminosity (Fig. 11c), the wide dispersion of Al_2O_3 , K_2O (Fig. 13) in geochemical diagrams, higher LREE/HREE ratios and Eu negative anomalies increase. The crustal assimilation during magma ascension involved the host rocks Arroio dos Ratos Complex and Varzea do Capivarita Complex as indicated by zircon inheritance. Crustal granitic magmas were probably produced by partial melting of Paleoproterozoic magmatic-arc A1 association of ARC, with garnet and plagioclase in the residue, so producing Eu negative anomalies, LREE enrichment and HREE depletion (Fig. 12b). Watson (1982) suggested that selective contamination of alkali elements, such as K, may occur during wall rock interaction. This could explain the increase trends of K_2O content (Fig. 11d). Crustal melting was triggered by water influx along the shear zones, a mechanism discussed by Weinberg and Hasalová (2015), which is particularly important for production of low-temperature granitic magmas (800°C).

The Sr and Nd isotopes of the less evolved syntectonic QSESZ rocks are compatible with OIB and EM1 sources. The enrichment in LILEs (Rb, Ba and U - Fig. 11b and 12c) and LREE (Figs. 11a and 12b) and, depletion of HFSEs (Nb, Zr, Ta) with some negative-Eu anomalies, indicate that the studied magmatism were derived from an enriched OIB-EM1 source, followed by fractional crystallization and strong crustal assimilation. The process involved in this partial melting of the lithospheric mantle, could be assisted by the shear zone transtension stages generating decompression.

The CSG and the ADG associations include co-magmatic coeval mafic rocks derived from basic to intermediate magmas, which indicates that mantle sources were active during their emplacement. This suggests that mantle sources were activated at the beginning of the SBSB activity (630-640 Ma), just after the Brasiliano / Pan-African

main collisional event (650 Ma - Philipp et al., 2013; Martil et al., submitted; Martil et al., 2016), and during the main thermal peak of Brasiliano Cycle in South America, c.a. 630 Ma according to Hartmann et al. (2002). QSESZ was active in this period of high thermal gradients, playing an important role in the crustal growth. This structural discontinuity was responsible for a complex process of partial melting of crustal and mantle sources, involving water influx and additional heat flux from the injection of basic and felsic magmatism, decompression and magma mingling assisted by the transcurrent tectonic. These settings register the initial stages of the Southern Brazilian Shear Belt in a post-collisional environment and the beginning of the Pelotas Batholith building.

Acknowledgments

We are grateful to Mr. Junnel Alegado from Monash laboratory, as well as to Prof. Márcio Martins Pimentel and Prof. Richard Armstrong' laboratory teams for their help with obtaining part of the isotope data. This work was supported by the Brazilian Research Council (CNPq), Rio Grande do Sul State Research Foundation (Fapergs), Pronex Project 10/0045-6 and the Brazilian government through the Science without Borders program.

Supplementary Data table A1. Whole-rock chemical analyses of Cruzeiro do Sul (CSG), Late dikes (Ld), Arroio Divisa Granitoids (ADG), Arroio Divisa Mafic Rocks (MR ADG), Sanga do Areal Granitoids (SAG) and Arroio dos Ratos Complex (ARC) samples.

	sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
CSG	DK-02 A	66.62	15.36	5.1	0.073	1.89	3.71	2.74	2.54
	DK-03 B	54.44	16.62	7.32	0.155	4.07	6.95	1.77	2.14
	DK-03 C	67.24	13.72	6.12	0.108	1.9	2.39	2.58	2.96
	DK-03 D	55.14	15.99	7.91	0.185	4.02	5.47	2.22	3.02
	DK-04 B	70.27	14.13	2.2	0.031	0.65	2.07	3.02	4.62
	DK-06 A	67.08	14.53	4.03	0.062	1.28	3.25	3.03	3.67
	DK-08 B	65.06	14.67	5.07	0.079	2.2	3.39	2.66	3.41
	DK-09 B	60.44	16.65	5.74	0.1	2.03	4.11	3.73	4.01
	EF-01 A	65.63	14.86	4.12	0.104	1.53	2.78	3.35	3.03
Ld	DK-01 E	66.03	15.05	5.88	0.129	2.19	3.27	2.64	3.38
	DK-01 G	68.5	15.53	3.05	0.035	1.13	3.63	3.72	1.52
	DK-04 A	66.13	15.95	3.47	0.042	1.55	3.24	3.73	3.21
	DK-01 B	72.09	14.89	1.08	0.017	0.34	1.54	2.85	5.7
ADG	DK-08 D	67.98	15.33	2.71	0.031	1.11	3.42	4	1.68
	EF-01 C	70.07	14.81	3.07	0.033	0.87	2.07	2.89	4.77
	EF-03 A	68.64	13.99	5.38	0.1	2.01	3.42	2.23	1.86
	EF-04 A	69.18	14.15	3.12	0.043	0.82	2.64	2.45	4.48
	EF-06 A	68.81	14.49	1.15	0.015	0.29	0.87	2.67	7.51
	EF-09 A	67.76	14.98	3.23	0.028	1.24	3.39	3.57	1.91
	EF-10 A	71.89	13.75	2.32	0.033	0.64	0.95	2.73	5.75
	EF-03B	67.39	14.19	3.53	0.054	1.42	2.36	2.91	3.76
	EF-13 A	68.57	14.4	3.15	0.038	1.27	2.24	3.51	3.35
	EF-12 A	67.65	14.55	2.76	0.037	1.36	2.27	3.31	4.31
	CS-03 B	64.64	15.79	5.96	0.05	2.10	1.70	3.65	3.30
	EF-02 F	65.22	15.12	6.69	0.08	2.42	2.98	2.91	2.46
	CS-07 B	65.58	17.19	1.44	0.03	0.49	1.11	2.28	10.10
	CS-06 A	66.99	14.64	6.18	0.07	2.50	2.47	2.95	2.39
	AK-106 A	67.85	14.64	4.11	0.06	1.42	2.48	3.09	4.59
	CS-07 A	69.53	14.89	3.20	0.03	1.14	1.84	3.59	4.21
	CS-01 A	69.70	15.13	3.70	0.05	1.57	1.49	3.30	2.80
	AK-104 A	70.24	15.07	2.28	0.03	0.66	2.12	3.30	5.25
	EF-14	73.61	13.51	2.67	0.05	0.58	0.89	3.06	3.97
	MR ADG	EF-02 B	54.78	12.75	15.12	0.202	3.88	6.65	0.42
EF-02 C		53.49	14.12	15	0.226	5.16	7.89	0.66	1.02
EF-07 B		55.95	14.54	10.48	0.146	5.35	7.73	0.64	1.77
EF-02 G		52.17	15.17	8.81	0.16	8.80	8.77	0.85	2.21
CS-03 A		54.20	13.14	16.19	0.21	4.09	6.37	0.39	2.17
EF-11 A		49.48	14.82	11.4	0.204	8.15	12.1	0.82	0.68
SAG	AC-01 A	68.08	14.2	3.19	0.052	0.87	2.04	3.01	3.3
	AC-01 B	72.76	13.68	0.98	0.015	0.21	0.76	2.89	5.8
	AC-01 C	73.4	13.66	1.48	0.021	0.36	0.87	2.84	5.04
	AC-01 D	71.77	14.46	1.9	0.028	0.47	1.46	2.74	5.55
	AC-01 E	68.44	15.26	3.46	0.051	0.93	2.28	3.61	2.61
	AC-02 A	72.44	14.41	0.88	0.017	0.26	1.08	3.01	5.33
	AC-03 A	72.71	12.96	2.24	0.028	0.61	2.07	2.05	4.85
	AC-04 A	68.94	14.47	2.86	0.035	0.71	2.53	2.35	4.98
	AC-07 A	68.05	14.39	3.28	0.043	0.96	2.78	2.52	3.49
	AC-12 A	71.41	14.58	1.86	0.03	0.48	1.47	2.86	5.64
	AC-13 A	68.84	14.61	3.32	0.042	0.88	2.85	2.56	4.14
	AC-16 A	72.07	13.94	1.7	0.026	0.36	1.49	2.58	5.64
	AC-17 A	69.06	15.14	2.11	0.026	0.67	1.5	3.25	5.95
	AC-17 B	71.11	13.98	2.13	0.03	0.5	1.97	2.32	5
ARC	EF-02 A	53.54	13.3	15.61	0.211	3.82	6.79	0.41	1.45

	sample	TiO2	P2O5	LOI	Total	Sc	Be	V	Ba
CSG	DK-02 A	0.781	0.31	1.22	100.3	12	4	79	1208
	DK-03 B	1.107	0.44	4.43	99.46	20	4	158	960
	DK-03 C	0.981	0.06	1.6	99.65	6	6	112	944
	DK-03 D	1.665	0.86	2.19	98.66	20	3	137	1493
	DK-04 B	0.298	0.11	1.04	98.43	2	2	32	1495
	DK-06 A	0.63	0.2	0.91	98.67	7	3	67	1103
	DK-08 B	0.888	0.29	1.49	99.22	16	7	99	1112
	DK-09 B	1.034	0.39	1.74	99.97	14	4	86	1485
	EF-01 A	0.657	0.46	2.42	98.98	9	11	57	1516
Ld	DK-01 E	0.784	0.22	1.39	101	14	4	91	727
	DK-01 G	0.679	0.17	1.23	99.22	5	2	45	726
	DK-04 A	0.738	0.19	1.39	99.65	7	3	78	799
	DK-01 B	0.255	0.1	0.63	99.49	2	5	12	607
ADG	DK-08 D	0.608	0.15	1.88	98.9	5	2	43	559
	EF-01 C	0.575	0.18	1.19	100.6	5	2	41	1043
	EF-03 A	0.665	0.11	1.32	99.71	17	3	87	510
	EF-04 A	0.495	0.15	1.88	99.41	7	4	46	1033
	EF-06 A	0.157	0.19	1	97.16	3	2	9	944
	EF-09 A	0.662	0.16	1.15	98.07	4	2	39	845
	EF-10 A	0.264	0.14	0.97	99.43	7	< 1	17	984
	EF-03B	0.499	0.2	1.42	97.74	9	6	52	866
	EF-13 A	0.503	0.04	1.31	98.41	8	4	58	472
	EF-12 A	0.409	0.14	1.17	97.98	7	3	39	688
	CS-03 B	0.57	0.11	2.0	99.86	12	1	79	396
	EF-02 F	0.70	0.18	1.0	99.80	14	2	112	655
	CS-07 B	0.16	0.45	0.9	99.72	3	3	15	1960
	CS-06 A	0.63	0.18	0.8	99.81	14	2	93	693
	AK-106 A	0.62	0.24	0.6	99.75	5	4	62	1120
	CS-07 A	0.37	0.17	0.9	99.86	7	3	38	573
	CS-01 A	0.24	0.26	1.6	99.90	6	10	38	254
	AK-104 A	0.37	0.16	0.4	99.84	2	4	32	639
	EF-14	0.29	0.10	1.2	99.90	5	5	22	338
MR ADG	EF-02 B	1.671	0.25	1.18	98.43	30	2	364	232
	EF-02 C	1.662	0.22	1.13	100.6	32	2	354	188
	EF-07 B	0.954	0.13	1.83	99.53	30	2	209	272
	EF-02 G	1.01	0.16	1.6	99.77	35	2	222	268
	CS-03 A	1.76	0.27	1.1	99.85	32	<1	382	229
	EF-11 A	1.127	0.1	1.53	100.4	42	1	307	52
SAG	AC-01 A	0.461	0.17	2.8	98.17	8	6	34	481
	AC-01 B	0.095	0.05	1.58	98.83	3	2	8	441
	AC-01 C	0.191	0.07	1.04	98.97	3	3	11	532
	AC-01 D	0.245	0.1	1.17	99.89	6	4	23	1159
	AC-01 E	0.496	0.2	1.8	99.13	8	6	41	344
	AC-02 A	0.123	0.08	1.19	98.83	2	4	< 5	433
	AC-03 A	0.372	0.12	1.34	99.36	5	2	27	1028
	AC-04 A	0.475	0.12	1.32	98.78	7	3	37	1115
	AC-07 A	0.543	0.16	1.39	97.6	8	3	44	1153
	AC-12 A	0.258	0.11	1.23	99.93	5	4	20	1192
	AC-13 A	0.522	0.16	1.3	99.21	8	4	46	863
	AC-16 A	0.233	0.15	0.77	98.96	4	3	12	513
	AC-17 A	0.461	0.23	1.03	99.42	4	4	18	1000
ARC	AC-17 B	0.326	0.12	0.65	98.14	6	4	24	778
	EF-02 A	1.772	0.3	2.86	100.1	31	2	364	282

	sample	Sr	Y	Zr	Cr	Co	Ni	Cu	Zn
CSG	DK-02 A	507	21	226	30	11	< 20	20	70
	DK-03 B	735	26	231	30	18	< 20	10	90
	DK-03 C	414	9	388	60	15	30	70	90
	DK-03 D	879	19	286	90	21	60	20	80
	DK-04 B	471	4	164	< 20	5	20	< 10	30
	DK-06 A	477	10	203	< 20	13	40	20	40
	DK-08 B	509	22	259	50	13	20	10	80
	DK-09 B	583	25	359	30	13	< 20	20	80
	EF-01 A	680	28	306	< 20	12	< 20	60	200
Ld	DK-01 E	300	27	245	60	14	30	40	80
	DK-01 G	568	5	206	< 20	7	< 20	< 10	110
	DK-04 A	454	10	220	< 20	7	< 20	10	80
	DK-01 B	261	6	106	< 20	2	< 20	< 10	< 30
ADG	DK-08 D	583	5	182	< 20	5	< 20	< 10	40
	EF-01 C	191	15	369	20	5	< 20	20	50
	EF-03 A	186	26	219	60	14	< 20	< 10	70
	EF-04 A	253	22	236	< 20	6	< 20	< 10	50
	EF-06 A	196	11	82	< 20	2	< 20	< 10	< 30
	EF-09 A	453	5	222	90	14	160	< 10	< 30
	EF-10 A	264	25	203	< 20	4	< 20	140	50
	EF-03B	262	23	183	30	8	< 20	< 10	60
	EF-13 A	305	11	175	50	10	< 20	< 10	110
	EF-12 A	331	11	164	40	6	20	< 10	60
	CS-03 B	210.6	20.6	167.3	190	15.6	50	28.5	88
	EF-02 F	338.9	21.7	194.7	17	16.7	36	30.0	83
	CS-07 B	325.8	21.0	60.7	20	2.6	<20	2.3	24
	CS-06 A	228.2	25.6	199.4	220	15.9	39	12.6	73
	AK-106 A	395.7	14.1	204.7	60	9.0	<20	10.1	65
	CS-07 A	226.2	12.5	138.7	40	6.6	<20	11.0	63
	CS-01 A	162.5	20.5	97.4	120	9.3	36	20.5	53
AK-104 A	317.1	7.1	156.5	<20	3.3	<20	4.0	52	
MR ADG	EF-14	120.2	12.5	159.4	30	3.6	<20	2.1	71
	EF-02 B	194	27	122	< 20	66	< 20	30	70
	EF-02 C	163	27	139	70	47	40	50	110
	EF-07 B	298	24	130	100	40	80	120	110
	EF-02 G	231.3	20.9	100.1	730	34.2	81	16.2	33
	CS-03 A	165.9	28.3	137.1	<20	55.9	29	40.5	47
SAG	EF-11 A	106	25	84	210	47	90	< 10	90
	AC-01 A	153	16	214	< 20	5	< 20	< 10	70
	AC-01 B	139	14	61	< 20	1	< 20	50	< 30
	AC-01 C	146	14	157	< 20	2	< 20	< 10	30
	AC-01 D	258	13	144	< 20	4	< 20	10	< 30
	AC-01 E	166	17	217	< 20	6	< 20	< 10	70
	AC-02 A	182	5	75	< 20	1	< 20	< 10	< 30
	AC-03 A	225	14	189	< 20	4	< 20	< 10	40
	AC-04 A	229	16	212	< 20	5	< 20	< 10	50
	AC-07 A	256	15	259	< 20	6	< 20	10	50
	AC-12 A	262	14	121	< 20	3	< 20	< 10	40
	AC-13 A	236	15	198	< 20	6	< 20	< 10	50
	AC-16 A	138	14	147	< 20	2	< 20	< 10	30
ARC	AC-17 A	246	16	212	< 20	3	< 20	< 10	50
	AC-17 B	188	10	183	< 20	3	< 20	< 10	< 30
	EF-02 A	181	28	134	< 20	67	< 20	40	90

	sample	Ga	Ge	As	Rb	Nb	Mo	Ag	In
CSG	DK-02 A	22	1	< 5	151	11	< 2	0.7	< 0.2
	DK-03 B	22	2	< 5	156	18	< 2	1.3	< 0.2
	DK-03 C	21	2	< 5	172	14	< 2	0.7	< 0.2
	DK-03 D	24	2	5	187	15	2	< 0.5	< 0.2
	DK-04 B	17	< 1	< 5	110	3	< 2	1.1	< 0.2
	DK-06 A	18	1	< 5	112	9	< 2	0.7	< 0.2
	DK-08 B	21	2	< 5	176	16	< 2	3.7	< 0.2
	DK-09 B	23	1	< 5	146	21	< 2	1.6	< 0.2
	EF-01 A	27	3	19	228	20	< 2	< 0.5	< 0.2
Ld	DK-01 E	21	2	< 5	164	15	< 2	1.1	< 0.2
	DK-01 G	20	2	< 5	83	8	< 2	< 0.5	< 0.2
	DK-04 A	27	< 1	< 5	128	8	< 2	1.1	< 0.2
	DK-01 B	22	1	< 5	199	11	< 2	36.3	< 0.2
ADG	DK-08 D	18	< 1	< 5	79	8	< 2	< 0.5	< 0.2
	EF-01 C	21	1	< 5	212	18	< 2	1.8	< 0.2
	EF-03 A	18	2	< 5	163	11	< 2	1.3	< 0.2
	EF-04 A	18	1	< 5	140	9	< 2	1.3	< 0.2
	EF-06 A	15	1	< 5	234	5	< 2	0.9	< 0.2
	EF-09 A	17	< 1	< 5	98	10	< 2	< 0.5	< 0.2
	EF-10 A	16	1	< 5	158	7	< 2	2.7	< 0.2
	EF-03B	20	2	< 5	179	11	< 2	1.4	< 0.2
	EF-13 A	23	3	< 5	201	19	< 2	< 0.5	< 0.2
	EF-12 A	21	1	< 5	185	16	< 2	1.2	< 0.2
	CS-03 B	24.3		<0.5	192.5	14.7	1.2	<0.1	
	EF-02 F	17.5		<0.5	145.3	8.0	0.6	<0.1	
	CS-07 B	16.4		<0.5	260.0	5.5	0.4	<0.1	
	CS-06 A	17.9		<0.5	164.6	8.4	0.7	<0.1	
	AK-106 A	19.4		<0.5	188.0	13.2	0.6	<0.1	
	CS-07 A	19.0		<0.5	164.2	11.8	1.5	<0.1	
	CS-01 A	21.0		<0.5	163.2	11.9	0.6	<0.1	
AK-104 A	21.9		<0.5	189.0	10.5	0.7	<0.1		
EF-14	21.0		2.5	216.7	24.6	1.1	0.1		
MR ADG	EF-02 B	23	3	< 5	115	6	< 2	< 0.5	< 0.2
	EF-02 C	22	1	< 5	61	6	< 2	1.2	< 0.2
	EF-07 B	20	2	< 5	141	6	< 2	1.4	< 0.2
	EF-02 G	16.4		1.1	106.9	7.9	0.5	<0.1	
	CS-03 A	21.4		<0.5	159.1	6.5	0.4	<0.1	
EF-11 A	16	1	< 5	29	3	< 2	4.8	< 0.2	
SAG	AC-01 A	22	2	< 5	177	13	< 2	2.6	< 0.2
	AC-01 B	19	1	< 5	209	7	< 2	1.3	< 0.2
	AC-01 C	19	1	< 5	190	9	< 2	1.6	< 0.2
	AC-01 D	19	1	< 5	208	8	< 2	0.5	< 0.2
	AC-01 E	22	2	< 5	134	12	< 2	1.4	< 0.2
	AC-02 A	18	1	< 5	173	4	< 2	1.5	< 0.2
	AC-03 A	16	1	< 5	155	6	< 2	1.4	< 0.2
	AC-04 A	19	1	< 5	184	8	< 2	2.9	< 0.2
	AC-07 A	20	1	< 5	129	9	< 2	1.5	< 0.2
	AC-12 A	19	2	8	218	8	< 2	1.7	< 0.2
	AC-13 A	20	1	< 5	175	10	< 2	2.5	< 0.2
	AC-16 A	18	1	< 5	207	8	< 2	0.9	< 0.2
	AC-17 A	21	1	< 5	251	9	< 2	4.9	< 0.2
ARC	AC-17 B	18	1	< 5	177	7	< 2	0.9	< 0.2
	EF-02 A	25	3	< 5	111	6	< 2	< 0.5	< 0.2

	sample	Sn	Sb	Cs	La	Ce	Pr	Nd	Sm
CSG	DK-02 A	6	1.5	13.9	52.8	105	12.8	40	7.5
	DK-03 B	7	1.6	18.6	68.5	132	15.8	48.9	9.1
	DK-03 C	7	2.1	19.8	53.6	100	11.2	29.9	4.9
	DK-03 D	9	2	13.8	49	107	14.1	47.2	9.3
	DK-04 B	4	1.1	2.3	29.9	50.7	5.3	14.2	2.2
	DK-06 A	4	1.5	5.2	38.4	67	7.2	20.4	3.5
	DK-08 B	9	2.4	14.7	69.1	134	15.4	45.3	8
	DK-09 B	5	1.8	6.1	60.9	123	14.4	46	8.6
	EF-01 A	11	5.5	21.4	85.6	171	21	65	12.5
Ld	DK-01 E	6	1.4	7.3	24.2	48.3	6.14	21.6	4.7
	DK-01 G	1	6.9	3.5	24.6	49.7	6.14	19.9	3.6
	DK-04 A	4	1.6	6.8	38.2	75.2	9.01	27.8	5.2
	DK-01 B	34	2.4	5.1	24	45.6	5.31	17.1	3.1
ADG	DK-08 D	3	1.2	4.4	26	50.7	6.06	18.8	3.6
	EF-01 C	6	1.8	9.7	107	216	25	70.6	11.9
	EF-03 A	7	1.7	16.5	34.4	70.3	8.47	27.7	5.7
	EF-04 A	6	1.5	5.2	91.8	188	22.3	66.8	11.7
	EF-06 A	6	1	2.8	22.5	45.4	5.45	17.7	3.5
	EF-09 A	4	1.1	7	33.4	65.8	7.88	25.9	4.5
	EF-10 A	5	1.6	4	55.2	121	15.8	54.6	11.8
	EF-03B	8	1.5	10.8	39.5	80.1	9.71	31.8	6.2
	EF-13 A	2	4.2	9.9	70.2	141	17	52.9	10.1
	EF-12 A	4	1.8	6.4	62.8	116	14.6	46.3	8
	CS-03 B	5	<0.1	10.0	29.5	64.2	7.64	29.6	5.81
	EF-02 F	3	<0.1	16.6	27.2	59.1	6.94	26.2	4.83
	CS-07 B	4	<0.1	3.3	12.7	28.8	3.52	14.5	3.53
	CS-06 A	5	<0.1	15.6	29.2	62.4	7.62	28.6	5.32
	AK-106 A	3	<0.1	8.8	74.6	143.7	14.53	49.0	6.39
	CS-07 A	4	<0.1	7.7	33.2	69.7	7.95	29.1	5.32
	CS-01 A	4	<0.1	10.7	16.7	37.1	4.49	17.7	3.99
AK-104 A	3	<0.1	3.6	48.1	96.7	10.57	38.1	5.43	
MR ADG	EF-14	13	<0.1	5.1	26.0	56.7	6.19	21.9	4.40
	EF-02 B	3	4.6	7.2	18.3	41.8	5.77	22.2	5.3
	EF-02 C	5	1	6.4	14	32.5	4.62	18.5	4.8
	EF-07 B	7	2	9.7	17.9	37	4.92	18.1	4.1
	EF-02 G	7	<0.1	20.0	13.7	33.8	4.44	18.3	4.09
	CS-03 A	2	<0.1	7.1	17.7	40.4	5.49	23.0	5.48
SAG	EF-11 A	9	2.2	3.9	2.8	7.7	1.37	7.4	2.4
	AC-01 A	8	1.4	4.2	34.1	70.1	8.52	28	5.4
	AC-01 B	6	1.1	2.2	11.7	23.7	2.9	10.2	2.3
	AC-01 C	6	3.3	2.3	56.9	110	13	40.9	7.7
	AC-01 D	5	1.3	4.9	50.5	92.5	10.9	32.1	5.7
	AC-01 E	8	2.1	3.8	35.8	73.5	9.03	30.1	5.8
	AC-02 A	6	1.5	3.7	17.9	34.5	4.21	13.6	2.7
	AC-03 A	4	0.8	4.4	77.5	157	18.2	49.9	8.1
	AC-04 A	8	2.3	8.8	87	167	19.6	54.7	9.1
	AC-07 A	7	1.3	8.8	55.3	109	12.8	37.2	6.4
	AC-12 A	5	2.1	5.4	55.8	101	12	35.2	6.2
	AC-13 A	8	1.4	8.8	32.4	64	7.85	26.4	4.8
	AC-16 A	5	1.3	5.2	49.5	101	12	35.9	6.2
ARC	AC-17 A	5	2.6	9.9	69	132	16.4	53	10
	AC-17 B	7	1.1	7.1	58.7	115	13.3	36.8	5.8
	EF-02 A	3	4	8.9	20.4	45.9	6.39	24.5	5.8

	sample	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb
CSG	DK-02 A	1.59	5.4	0.8	4.4	0.8	2.1	0.3	1.8
	DK-03 B	2.52	6.6	1	5.4	1	2.5	0.35	2.2
	DK-03 C	1.08	2.9	0.4	2	0.3	0.9	0.12	0.8
	DK-03 D	2.21	6.6	1	4.6	0.7	1.8	0.24	1.4
	DK-04 B	0.94	1.5	0.2	0.9	0.2	0.4	0.06	0.4
	DK-06 A	1.12	2.6	0.4	2.2	0.4	1	0.14	0.9
	DK-08 B	1.69	5.7	0.9	4.8	0.9	2.3	0.33	2.2
	DK-09 B	2.07	6.8	1.1	5.9	1	2.6	0.36	2.2
	EF-01 A	2.14	8.7	1.2	6.1	1.1	2.8	0.4	2.3
Ld	DK-01 E	1.21	4.3	0.8	5.1	1	2.7	0.4	2.5
	DK-01 G	1.02	2.5	0.3	1.4	0.2	0.6	0.08	0.5
	DK-04 A	1.18	3.3	0.5	2.3	0.4	1	0.14	0.9
	DK-01 B	0.87	2	0.3	1.4	0.2	0.6	0.08	0.4
ADG	DK-08 D	1	2.5	0.3	1.5	0.2	0.5	0.07	0.4
	EF-01 C	1.34	6.9	0.8	3.7	0.6	1.4	0.19	1.1
	EF-03 A	0.98	4.8	0.9	5.2	1	3	0.46	2.9
	EF-04 A	1.67	7.7	1.1	4.9	0.8	2.1	0.3	1.9
	EF-06 A	1.08	2.8	0.5	2.7	0.5	1.2	0.17	1
	EF-09 A	1.19	3	0.4	1.7	0.2	0.5	0.06	0.3
	EF-10 A	1.15	10	1.5	6.8	1	2.3	0.33	2.1
	EF-03B	1.16	4.8	0.8	4.7	0.8	2.3	0.32	2
	EF-13 A	1.29	7.1	0.8	3.4	0.5	1.1	0.12	0.6
	EF-12 A	1.23	5.2	0.6	2.9	0.5	1.1	0.14	0.7
	CS-03 B	0.98	4.88	0.75	3.75	0.67	1.89	0.28	1.79
	EF-02 F	1.24	4.43	0.69	3.88	0.78	2.27	0.37	2.39
	CS-07 B	1.28	3.67	0.67	3.75	0.71	1.94	0.29	1.68
	CS-06 A	1.16	4.98	0.79	4.42	0.90	2.61	0.41	2.66
	AK-106 A	1.39	4.07	0.56	2.72	0.45	1.25	0.19	1.16
	CS-07 A	0.85	3.95	0.59	2.79	0.44	1.05	0.13	0.76
CS-01 A	0.68	3.84	0.67	3.72	0.67	1.90	0.30	1.88	
AK-104 A	1.09	3.22	0.37	1.58	0.22	0.53	0.08	0.52	
MR ADG	EF-14	0.57	3.40	0.53	2.46	0.39	1.00	0.16	0.97
	EF-02 B	1.64	5.5	0.9	5.2	1	3	0.45	2.7
	EF-02 C	1.64	5.3	0.9	5.6	1.1	3	0.43	2.6
	EF-07 B	1.09	3.9	0.7	4.4	0.9	2.4	0.36	2.3
	EF-02 G	1.19	4.29	0.69	4.16	0.75	2.23	0.34	2.10
	CS-03 A	1.60	5.71	0.92	5.11	0.98	2.85	0.41	2.55
SAG	EF-11 A	0.97	3.5	0.7	5	1.1	3.1	0.46	2.9
	AC-01 A	1.02	4.3	0.7	3.7	0.7	1.6	0.19	1.1
	AC-01 B	0.68	2.1	0.4	2.7	0.5	1.6	0.25	1.6
	AC-01 C	0.9	5.5	0.7	3.2	0.5	1.1	0.14	0.8
	AC-01 D	1.26	3.9	0.6	2.8	0.5	1.3	0.19	1.2
	AC-01 E	1.05	4.7	0.8	4.2	0.7	1.8	0.23	1.2
	AC-02 A	0.9	2	0.3	1.4	0.2	0.5	0.07	0.5
	AC-03 A	1.49	4.7	0.7	3.3	0.6	1.5	0.2	1.2
	AC-04 A	1.71	5.6	0.7	3.7	0.6	1.6	0.21	1.3
	AC-07 A	1.63	4.4	0.7	3.5	0.6	1.6	0.22	1.4
	AC-12 A	1.26	4.2	0.6	3	0.5	1.4	0.19	1.2
	AC-13 A	1.48	3.9	0.6	3.4	0.6	1.7	0.24	1.5
	AC-16 A	0.95	4.4	0.7	3.4	0.6	1.4	0.18	1
AC-17 A	1.66	6.6	0.8	3.7	0.6	1.4	0.18	1	
ARC	AC-17 B	1.24	3.8	0.5	2.5	0.4	1.1	0.15	0.9
	EF-02 A	1.77	6.1	1	5.9	1.2	3.4	0.49	2.9

	sample	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
CSG	DK-02 A	0.26	6.6	0.8	< 1	1	14	< 0.4	14.5	1.6
	DK-03 B	0.29	6.3	1.3	< 1	1.3	9	0.5	15.2	2.9
	DK-03 C	0.13	11.2	1.1	< 1	1.4	15	< 0.4	13.7	2.8
	DK-03 D	0.18	6.3	1	1	1	< 5	< 0.4	4.6	2.4
	DK-04 B	0.07	5	0.2	< 1	0.5	13	< 0.4	5.6	0.5
	DK-06 A	0.13	5.4	0.5	< 1	0.7	13	< 0.4	5.4	1.2
	DK-08 B	0.33	7.1	1.5	< 1	1.7	19	0.7	16.6	3.8
	DK-09 B	0.3	9.1	1	< 1	1	17	< 0.4	10.3	1.1
	EF-01 A	0.3	8	3	1	1.8	61	18.9	22	5.4
Ld	DK-01 E	0.36	7.1	1.3	< 1	1	13	< 0.4	5.2	1.7
	DK-01 G	0.06	5.7	0.5	< 1	0.7	65	0.6	8.3	1.7
	DK-04 A	0.13	6	0.5	< 1	0.9	20	< 0.4	12.1	1.4
	DK-01 B	0.06	3.3	1.4	< 1	1.5	47	0.5	10.2	3.9
ADG	DK-08 D	0.05	4.9	0.4	< 1	0.4	8	< 0.4	7.8	1.3
	EF-01 C	0.15	10	0.7	< 1	1.6	16	< 0.4	43	2.4
	EF-03 A	0.43	6.3	1	< 1	1.4	10	< 0.4	11.4	4.3
	EF-04 A	0.26	6.7	0.6	< 1	1.1	23	0.8	30	3.4
	EF-06 A	0.14	2.6	0.6	< 1	1.2	25	< 0.4	7.4	2.2
	EF-09 A	< 0.04	6.1	0.5	< 1	0.3	< 5	< 0.4	10	1.5
	EF-10 A	0.3	6	0.6	11	1.2	29	< 0.4	19.2	6.2
	EF-03B	0.29	5.4	1.4	< 1	1.3	22	< 0.4	13.9	6.2
	EF-13 A	0.08	5.6	1.1	< 1	1.7	140	0.7	44.7	4.5
	EF-12 A	0.09	4.7	1	< 1	1.5	26	< 0.4	21.8	1.8
	CS-03 B	0.26	5.2	1.6	1.1	0.7	3.0	0.4	8.4	4.8
	EF-02 F	0.35	5.3	0.5	< 0.5	0.7	1.2	0.2	5.3	1.6
	CS-07 B	0.22	2.0	0.6	< 0.5	0.2	12.3	< 0.1	4.0	2.1
	CS-06 A	0.40	5.7	0.5	0.5	0.7	1.2	0.3	6.2	2.3
	AK-106 A	0.18	5.8	0.7	< 0.5	0.4	7.9	0.1	19.0	3.3
	CS-07 A	0.11	4.5	0.9	0.6	0.5	5.8	0.1	13.9	3.7
	CS-01 A	0.26	3.0	0.8	1.1	0.4	2.7	0.9	4.6	4.7
AK-104 A	0.08	4.9	0.8	< 0.5	0.2	7.7	< 0.1	18.9	3.5	
MR ADG	EF-14	0.15	5.1	3.2	1.0	0.2	11.2	4.0	12.5	8.5
	EF-02 B	0.39	3.7	0.5	< 1	0.1	< 5	< 0.4	2.7	1
	EF-02 C	0.36	3.9	0.4	1	0.4	< 5	0.5	1.8	0.8
	EF-07 B	0.32	4	0.4	< 1	1.5	6	3.2	3.2	1
	EF-02 G	0.31	3.0	0.6	< 0.5	0.4	4.5	0.1	3.9	2.2
	CS-03 A	0.38	3.9	0.5	< 0.5	0.2	3.2	0.3	2.5	1.1
SAG	EF-11 A	0.44	2.5	0.2	< 1	0.3	6	< 0.4	0.3	0.2
	AC-01 A	0.15	6.6	1.3	2	1.2	21	< 0.4	11.1	5.2
	AC-01 B	0.22	2.2	0.7	1	1.3	23	< 0.4	5.2	7.3
	AC-01 C	0.11	4.9	0.7	1	1.5	37	< 0.4	25.4	6.3
	AC-01 D	0.18	3.9	0.8	1	1.1	23	< 0.4	14.2	4.8
	AC-01 E	0.17	6.5	1.1	< 1	1	24	< 0.4	11.9	6.9
	AC-02 A	0.08	2.5	0.5	< 1	1.1	32	0.4	6.3	2.4
	AC-03 A	0.17	5.6	0.3	2	1.1	17	< 0.4	15.7	1.7
	AC-04 A	0.18	6.4	0.5	1	1.4	26	< 0.4	18.5	2.5
	AC-07 A	0.21	7.5	0.5	1	0.9	16	< 0.4	10.8	2
	AC-12 A	0.18	3.6	0.8	< 1	1.7	36	< 0.4	15.4	4.5
	AC-13 A	0.22	6.1	0.9	< 1	1.2	20	< 0.4	10.1	2.2
	AC-16 A	0.14	5	0.7	< 1	1.3	26	< 0.4	16.8	2.7
ARC	AC-17 A	0.13	6.8	0.6	< 1	2	33	< 0.4	24.8	4.6
	AC-17 B	0.14	5.7	0.7	< 1	1.1	17	< 0.4	14.7	2.8
	EF-02 A	0.42	4.4	0.5	1	0.3	< 5	< 0.4	3.1	1.2

References

Almeida, F. F. M., Hasui, Y., de Brito Neves, B. B., Fuck, R. A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1-2), 1-29.

Bitencourt, M. F., Nardi, L. S., 1993. Late-to post-collisional Brasiliano magmatism in southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65(1), 3-6.

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(1): 186-189.

Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), *Rare-Earth Element Geochemistry*. Elsevier, pp. 63–114.

Centeno, A. P.. 2012. Os Granitoides Sintectônicos Pós-colisionais Sanga do Areal, Intrusivos no Complexo Arroio dos Ratos, na Região de Quitéria, RS. Master's theses Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil.

Chemale, F., Mallmann, G., Bitencourt, M. F., Kawashita, K., 2012. Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil: implications for West Gondwana reconstruction. *Gondwana Research*, 22(1), 184-199.

Compston, W., Williams, I. S., Kirschvink, J. L., Zichao, Z., Guogan, M. A., 1992. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. *Journal of the Geological Society*, 149(2), 171-184.

Condie, K. C., 2005. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes?. *Lithos*, 79(3), 491-504.

De Paolo, D.J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust–mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 29(1): 193–196.

Fernandes, L. A., Tommasi, A., Vauchez, A., Porcher, C. C., Menegat, R., Koester, E., 1993. Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu: caracterização e importância na compartimentação tectônica do Cinturão Dom Feliciano. *Brazilian Journal of Geology*, 23(3), 224-233.

Florisbal, L. M., de Assis Janasi, V., 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 Research*, 216, 132-151.

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

Fossen, H., Cavalcante, G. C. G. 2017. Shear zones—A review. *Earth-Science Reviews*, 171, 434-455.

Fragoso Cesar, A. R. S., Figueiredo, M. D., Soliani Jr, E., Faccini, U. F., 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, 1322-1342.

Gioia, S.M.C.L., Pimentel, M. M., 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 72(2), 219-245.

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 of South American Earth Sciences*, 57, 49-60.

Gregory, T. R., Bitencourt, M. F., Nardi, L. V. S., Florisbal, L. M., 2016. Petrogenesis of Paleoproterozoic TTG-type mafic and felsic rock associations from southernmost Brazil, based on elemental and isotopic geochemistry. *Lithos*, 277, 72-91.

Gregory, T.R., Bitencourt, M.F., Florisbal, L.M.,Nardi, L.V.S. (submitted). Staterian age of mafic magmatism in southernmost Brazil: U–Pb LA-MC-ICP-MS zircon geochronology and geotectonic implications. *Gondwana Research*.

Irvine, T. N. J., Baragar, W. R. A. F., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), 523-548.

Jensen, L. S. 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks (66). Ministry of Natural Resources.

Knijnik, D.B., Bitencourt, M. F., Nardi, L.V.S., Viter, M. P., Fontana, E., 2012. Caracterização geoquímica e estrutural do granodiorito Cruzeiro do Sul: magmatismo shoshonítico pós-colisional neoproterozóico em zona de transcorrência, região de Quitéria, Rio Grande do Sul. *Geologia USP. Série Científica*, 12, 17-38.

Knijnik, D.B., Bitencourt, M. F., Nardi, L.V.S., Weinberg, R., Gregory, T. R., Pimentel, M. M., Armstrong, R. A, Viter, M. P., J. O. S. Santos., McNaughton, N. J. (submitted). Post-collisional shoshonitic magmatism from southern Brazil - Implications of new U-Pb ages and geochemical data. *Precambrian Research*.

Knijnik, D.B., Bitencourt, M.F., Nardi, L., Pimentel, M., Weinberg, R., Gregory, T., Armstrong, R.A., Pinto, V., Santos, J., McNaughton, Santos, J.O.S., 2015. U-Pb ages of the early post-collisional shoshonitic magmatism from southern Brazil. in: 8 th Hutton symposium on Granites and related rocks, Florianópolis. *Book of Abstracts*.

Koester, E., Soliani, E., Leite, J. A. D., Hartmann, L. A., Fernandes, L. A. D., McNaughton, N., J. O. S. Santos., de Oliveira, L. D., 2001. SHRIMP U-Pb age for the emplacement of the Santana Granite and reactivation of the Porto Alegre Suture, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(1), 91-99.

Lima, E. F., Nardi, L. V. S., 1998. The Lavras do Sul Shoshonitic Association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(1), 67-77.

Ludwig, K. R., 2001. SQUID 1.02, A User Manual, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special A User Manual, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel Publication.

Ludwig, K.R., 2003. User's manual for Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel (No. 4).

Martil, M.M.D., Bitencourt, M.F. Nardi, L.V.S., 2011. Caracterização estrutural e petrológica do magmatismo précolisional do Escudo Sul-rio-grandense: os ortognaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. *Pesquisas em Geociências*, 38(2): 181-201.

Martil, M.M.D., Bitencourt, M.F., Armstrong, R., Nardi, L.V.S., Chemale Jr., F. Geochronology of orthogneisses from the Várzea do Capivarita Complex thrust pile and implications for the timing of continental collision in southernmost Brazil. *Precambrian Research* (submitted).

Martil, M.M.D., 2016. O magmatismo de arco continental pré-colisional (790 Ma) e a reconstituição espaço-temporal do regime transpressivo (650 Ma) no Complexo Várzea do Capivarita, sul da Província Mantiqueira. Ph. D. , Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil.

Miller, C. F., McDowell, S. M., Mapes, R. W., 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*, 31(6), 529-532.

Miyashiro, A., 1974. Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274 321-355.

Nardi, L. V. S., Lima, E. F., 2000. Hybridisation of mafic microgranular enclaves in the Lavras Granite Complex, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(1), 67-78.

Nardi, L.V.S., Bitencourt, M.F., 2007. Magmatismo Granítico e Evolução Crustal no Sul do Brasil. In: Ianuzzi, R., Frantz, J.C. (Eds.), 50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências.. Editora Comunicação e Identidade, CIGO e- IGUFRGS, Porto Alegre, pp. 125–141.

Nardi, L. V. S., 2016. Granitoides e séries magmáticas: o estudo contextualizado dos granitoides. *Pesquisas em Geociências*, 43(1), 85-99.

Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., & Layer, P. (2010). The Sierra Ballena shear zone in the southernmost Dom Feliciano belt (Uruguay): evolution, kinematics, and deformation conditions. *International Journal of Earth Sciences*, 99(6), 1227-1246.

Pankhurst, R., O'Nions, R.K., 1973. Determination of Rb/Sr and Sr/Sr ratios of some standard rocks and evaluation of X-ray fluorescence spectrometry in Rb-Sr geochemistry. *Chemical Geology*, 12, 127–136. 10. 1016/0009-2541(73)90110-1.

Pearce, J.A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19(4):120-125.

Peccerillo, A., Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1), 63-81.

Philipp, R. P., Massonne, H. J., Campos, R. S., 2013. Peraluminous leucogranites of the Cordilheira Suite: A record of Neoproterozoic collision and the generation of the Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 43, 8-24.

Porada, H., 1979. The Damara-Ribeira Orogen of the Pan-African brasiliano cycle in Namibia (Southwest Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision. *Tectonophysics*, 57(2-4), 237-265.

Reichardt, H., Weinberg, R. F., Andersson, U. B., Fanning, C. M., 2010. Hybridization of granitic magmas in the source: the origin of the Karakoram Batholith, Ladakh, NW India. *Lithos*, 116(3), 249-272.

Schnorr, E. R., 2017. Cisalhamento transcorrente destal anterior à Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu: geometria e cinemática das estruturas do

embasamento e granitos sintectônicos da região de Quitéria, RS. Master's theses - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil.

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

Sun, S. S., McDonough, W. S., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.

Watson, E. B., Harrison, T. M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64(2), 295-304.

Weinberg, R. F., Hasalová, P., 2015. Water-fluxed melting of the continental crust: A review. *Lithos*, 212, 158-188.

Wildner, W., Nardi, L. V. S., Lima, E. F., 1999. Post-collisional alkaline magmatism on the Taquarembó Plateau: A well-preserved Neoproterozoic–Cambrian plutono-volcanic Association in Southern Brazil. *International Geology Review*, 41(12), 1082-1098.

Wilson, M., 1993. Geochemical signatures of oceanic and continental basalts: a key to mantle dynamics? *Journal of the Geological Society*, 150: 977-990.

Williams, I. S., Claesson, S., 1987. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97(2), 205-217.

Workman, R. K., Hart, S. R., Jackson, M., Regelous, M., Farley, K. A., Blusztajn, J., M. Kurz., Staudigel, H., 2004. Recycled metasomatized lithosphere as the origin of the Enriched Mantle II (EM2) end-member: Evidence from the Samoan Volcanic Chain. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(4).

Table III. Nd isotopic data for the QSESZ syntectonic granitoids and the ARC xenolith EF02A sample.

Sample	Granitoid	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ $\pm 2\text{SE}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	T_{DM} (Ga)	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$
AC01A	SAG	8.745	54.480	0.0970	0.511937+/-4	-5.79	1444	-13.68
AC02A	SAG	2.634	13.292	0.1198	0.511968+/-2	-6.99	1743	-13.07
AC13A	SAG	6.041	35.146	0.1039	0.511879+/-3	-7.47	1615	-14.80
AC17A	SAG	4.498	31.363	0.0867	0.511823+/-2	-7.20	1464	-15.90
DK01B	Ld	3.313	18.289	0.1095	0.512123+/-2	-3.32	1345	-10.05
DK01G	Ld	3.355	19.131	0.1060	0.512035+/-5	-4.76	1426	-11.77
DK03D	CSG	11.061	65.229	0.1025	0.511882+/-1	-7.12	1590	-12.98
DK03B	CSG	10.588	63.023	0.1016	0.511972+/-3	-5.29	1455	-12.50
DK06A	CSG	4.065	28.904	0.0850	0.511997+/-7	-3.46	1240	-14.74
EF03A	ADG	5.731	30.593	0.1132	0.511736+/-3	-10.93	1985	-12.48
EF04A	ADG	10.941	71.518	0.0925	0.511860+/-1	-6.86	1487	-17.59
EF02A	ARC	6.056	26.130	0.1401	0.511998+/-8	2.99	2169	-15.18

Table IV. Sr isotopic data for the QSESZ syntectonic granitoids and the ARC xenolith EF02A sample.

Sample	Granitoid	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ $\pm 2\text{SE}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$
AC-01 A	SAG	177	153	3.36	0.74189	0.71218
AC-02 A	SAG	173	182	2.76	0.73945	0.71505
AC-13 A	SAG	175	236	2.15	0.73534	0.71631
AC-17 A	SAG	177	188	2.73	0.74014	0.71597
DK-01 B	LD	199	261	2.21	0.72854	0.70946
DK-01 G	LD	83	568	0.42	0.71131	0.70766
DK-03 D	CSG	187	879	0.62	0.71562	0.71004
DK-03 B	CSG	156	735	0.61	0.71493	0.70936
DK-06 A	CSG	112	477	0.68	0.71238	0.70632
EF-03 A	ADG	163	186	2.55	0.74503	0.72234
EF-04 A	ADG	140	253	1.61	0.73038	0.71607
EF-02 B	ADG	115	194	1.72	0.73574	0.72040
EF-11 A	ADG	29	106	0.79	0.71188	0.70482
EF-13 A	ADG	201	305	1.91	0.72952	0.71248

International Geology Review - Manuscript ID TIGR-2018-0115 has been submitted online

International Geology Review <onbehalf@manuscriptcentral.com>

Fri 4/20/2018, 2:57 PM

To:daniel_bk@live.com.au <daniel_bk@live.com.au>;

Cc:daniel_bk@live.com.au <daniel_bk@live.com.au>;fatimab@ufrgs.br <fatimab@ufrgs.br>;

lauro.nardi@ufrgs.br <lauro.nardi@ufrgs.br>;Roberto.Weinberg@monash.edu <Roberto.Weinberg@monash.edu>;

marcio@unb.br <marcio@unb.br>;richard.armstrong@anu.edu.au <richard.armstrong@anu.edu.au>;

20-Apr-2018

Dear Mr Knijnik:

Your manuscript entitled "U-Pb SHRIMP Geochronology of Granitoids emplaced along the Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone: Implications for the construction of a Post-Collisional Batholith in Southern Brazil and Uruguay" has been successfully submitted online and is presently being given full consideration for publication in the International Geology Review.

Your manuscript ID is TIGR-2018-0115.

Please mention the above manuscript ID in all future correspondence or when calling the office for questions. Please log in to Manuscript Central at <https://mc.manuscriptcentral.com/tigr> to add your ORCID to this submission and edit your user information as appropriate.

You can also view the status of your manuscript at any time by checking your Author Centre after logging in to <https://mc.manuscriptcentral.com/tigr>.

Thank you for submitting your manuscript to the International Geology Review.

Sincerely,
International Geology Review Editorial Office

U-Pb SHRIMP Geochronology of Granitoids emplaced along the Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone: Implications for the construction of a Post-Collisional Batholith in Southern Brazil and Uruguay

Knijnik D.B.¹, Bitencourt M.F.¹, Nardi L.V.S.¹, Weinberg R.F.², Pimentel M.³, Armstrong R.⁴

1 Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul; 2 School of Earth, Atmosphere and Environment, Monash University; 3 Instituto de Geociências, Universidade de Brasília; 4 Research School of Earth Sciences, The Australian National University

Corresponding author: Daniel Barbosa Knijnik
Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500,
Porto Alegre, RS, Brasil. Porto Alegre, CEP 91501-970, RS, Brazil
Tel.: +55 48 998535997
daniel_bk@live.com.au

U-Pb SHRIMP Geochronology of Granitoids emplaced along the Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone: Implications for the construction of a Post-Collisional Batholith in Southern Brazil and Uruguay

Abstract

The Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone (DCTSZ) is part of a shear system called Southern Brazilian Shear Belt. The product of Neoproterozoic post-collisional granitic magmatism related to this system was originally named Pelotas Batholith and after that the northern and southern segments were named Florianópolis and Aiguá, respectively. Magmatism emplaced along the DCTSZ has started with the mantle-derived Quitéria Granite and was followed by crustal melts such as the Arroio Francisquinho Granite (AFG). New U-Pb SHRIMP zircon data from the Quitéria Granite yielded a value of 634 Ma, interpreted as its crystallization age. The AFG crystallization age obtained in monazite, and zircon outer rims is ca. 610 Ma. The ages of these granites define the main period of coeval tectonic and magmatic activity of the DCTSZ. An extensive isotope data compilation of the magmatism within and outside the three batholith segments and its basement allows to estimate the time span of post-collisional magmatism in southern Brazil from 640 to 560 Ma, and the interval of the main thermal effects on the basement between 650 and 560 Ma. The crystallization/inherited ages and the Sr-Nd isotope data, lead to conclude that three segments should be addressed as a single batholith. {The similarity of the batholithic segments in terms of composition, structural control, Sr-Nd isotope data, crystallization and inheritance ages lead to conclude that they should be addressed as a single batholith.

Keywords: shear zones; post-collisional; granitic magmatism; Pelotas Batholith; Quitéria Granite

1. Introduction

The Mantiqueira Province (Almeida et al., 1981) consists of three NE-trending Neoproterozoic mobile belts formed during the amalgamation of West Gondwana. The Dom Feliciano Belt (DFB - Fig. 1a) is the southern segment of the Mantiqueira Province, extending for more than 1000 km from Uruguay to Rio Grande do Sul and Santa Catarina states in Brazil. It is considered to result from a collision at ca. 650 Ma

between the Río de la Plata and Kalahari cratons, and therefore correlated to the Kaoko Belt in southern Africa (Oyhantçabal et al., 2011).

In general, the collisional period is characterized by thrusts and high-pressure metamorphism, as pointed by Liegeois (1998). In the DFB, thrust tectonic is reported in ortho and paragneiss of the Varzea do Capivarita Complex at ca. 650 Ma by Martil et al. (2016). The post-collisional period (~640 to 560 Ma - Bitencourt and Nardi, 2000; Philipp et al., 2013) is marked by the activity of mega-shear zones related with a large volume of granitic magmatism (Fig. 1b), followed by volcanism and extensional episode recorded in foreland-type basins. This Neoproterozoic granitic magmatism forms a continuous belt that was originally named by Frago Cesar (1986) as Pelotas Batholith in reference to the segments in Rio Grande do Sul state, in Brazil, and in Uruguay. Sallet (1990) suggested to extend the name also to the northern segment, into the state of Santa Catarina, but by Silva (1999) named this segment as the Florianópolis Batholith, where they supposed the granitic rocks were older. In Uruguay some authors (e.g. Preciozzi et al., 1993, Oyhantçabal et al., 2007, Passarelli et al., 2011) use the term Aiguá Batholith for this southernmost segment. The geographical location and the presence of extensive areas of platform cover between the segments are the reasons why most authors maintain these different names. On the other hand, Basei et al. (2000) pointed out that the segments show different isotope data that could justify their independent designation. In this paper data from the three batholiths will be treated separately to facilitate comparison.

The magmatic ages of syntectonic granitoids record the time and duration of activity of these structures. The ages found in zircon rims of the syntectonic granitoids can show subsequent events, as younger intrusions and the inherited zircon ages suggest the crustal contribution to the protholith. This paper presents new Sensitive High-

Resolution Ion Microprobe (SHRIMP) U-Pb ages from two of the largest post-collisional syntectonic granitoids in southernmost Brazil: the Quitéria and the Arroio Francisquinho granites located in the Pelotas Batholith. A compilation of 120 geochronological determinations, including ages of magmatism outside the batholiths and basement rocks is also presented. This dataset allows us to estimate the time span of post-collisional magmatism, as well as the duration of shear zone activity, and the age interval for the main thermal effects on the basement rocks. Based on pre-existing Sr-Nd isotope data for the batholiths, the magmatic and the crustal sources are discussed.

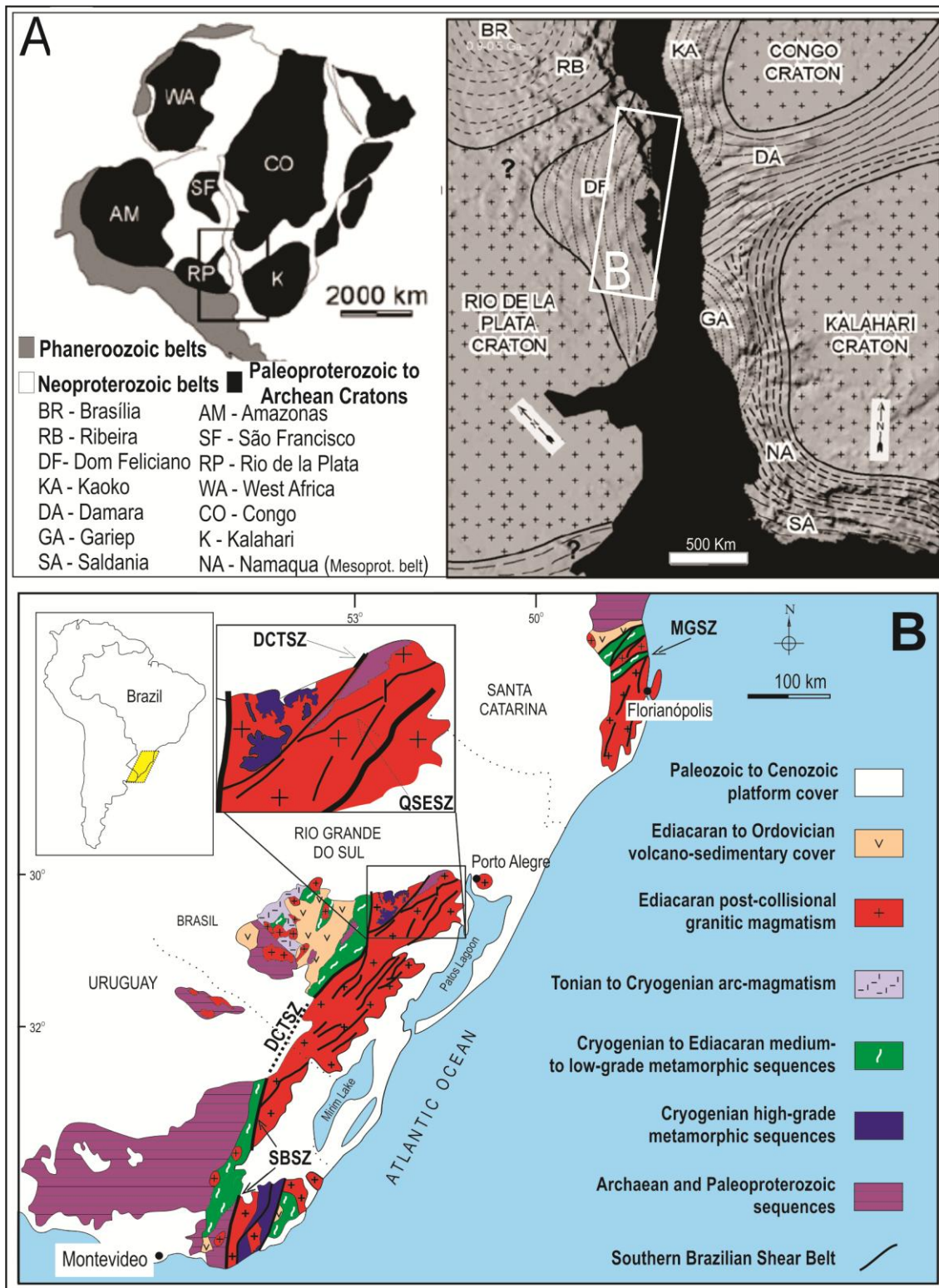


Figure.1. (a) Distribution of main cratonic areas of West Gondwana and Brasiliano/Pan-African belts (Modified from Chemale et al., 2012). (b) Geological and tectonic setting of southern Brazil and Uruguay with location of the study area

(Modified from Bitencourt and Nardi 2000). Shear Zones; Marjor Gercino (MGSZ); Dorsal de Canguçu (DCTSZ); Quitéria-Serra do Erval (QSESZ); Sierra Ballena (SBSZ).

2. Geological and Tectonic Setting

The formation of the Florianópolis, Pelotas and Aiguá batholiths are associated with transpressive tectonism as part of the Brasiliano/Pan-African Cycle, which resulted in several anastomosing strike-slip shear zones of NE to NNE trends that form the Southern Brazilian Shear Belt (SBSB - Bitencourt and Nardi 2000), (Fig. 1b). According to those authors, the lithosphere-scale discontinuities of the SBSB have provided space for continuous emplacement of magmas, from either crustal or mantle sources. The batholiths comprise dominantly Neoproterozoic granitoids with subordinate volumes of contemporaneous plutonic basic rocks, rhyolites and fragments of Paleoproterozoic basement. A smaller volumes of post-collisional granitic magmatism occurs as isolated spots outside the SBSB.

The Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone (DCTSZ, Fernandes et al., 1999) and the Major Gercino Shear Zone (Bitencourt and Nardi, 1993) are the main regional structures of the SBSB in Rio Grande do Sul and Santa Catarina (Fig. 1b), respectively. Both shear zones have NE trends and the former has sinistral shear sense whilst the latter is dextral. The Sierra Ballena Shear Zone is considered the continuity of the DCTSZ in Uruguay. These strike-slip shear zones, which have been formerly interpreted as boundaries between allochthonous terranes and collisional sutures (Issler 1987; Figueiredo et al. 1986; Fragozo César et al. 1990; Basei et al. 2000, 2005), are interpreted by Fernandes et al. (1993) as intracontinental structures responsible for the accommodation of late, -orogen-parallel movement.

The tectonic setting of the magmatism within the Florianópolis, Pelotas and Aiguá batholiths is described by Passarelli & Basei (1996), Fernandes & Koester (1999), Chemale et al. (2003), Passarelli et al. (2010) and Basei et al. (2011) as a magmatic arc. On the other hand, Bitencourt & Nardi (1993, 2000), Oyhantçabal et al. (2007, 2009), Florisbal et al. (2012), Peternell et al. (2010), Philipp et al. (2016 b) and Lara et al. (2017) interpret a post-collisional setting for the granitic belt. According to Bitencourt & Nardi (2000) and Gregory et al. (2015) the magmatic arc is represented by older orthogneisses that form septa and roof pendants on granitoids emplaced along the SBSB.

3. Isotope Data Review

A compilation of geochronological data (Tables 1, 2 and 3 - Fig. 2) indicates similar magmatic ages between ~645 to 560 Ma for the three batholiths: Florianópolis Batholith (~640 to 580 Ma - Table 1 and Fig. 2), Pelotas Batholith (635 to ~560 Ma - Table 2 and Fig. 2) and Aiguá Batholith (615 to 570 Ma - Table 3 and Fig. 2). Zircon inheritance ages (0.6 to 1.2 and 1.5 to 2.2 Ga - Tables 1 and 2 - Fig. 3) are similar in the Florianópolis and Pelotas Batholiths, despite the fact that older ages were found for the Florianópolis Batholith (2.7 to 3.4 Ga - Tables 1, 2 and 3 - Fig. 3). The same occurs for TDM ages in both batholiths, with most values ranging from 1.2 to 2.2 Ga (Tables 1 and 2 - Figure 4) and some TDM ages older than 2.4, reaching 3.5 Ga in the Florianópolis Batholith, confirm the main Paleoproterozoic to Mesoproterozoic crustal contribution, with minor Archean values. Only a diabase dyke (Table 1 - Unity 0) in Florianópolis batholith shows TDM ages around 0.8 Ga. The $\epsilon\text{Nd}(t)$ for both the Florianópolis and Pelotas batholiths, show values between +5.5 and -22 (Tables 1 and 2 - Fig. 5) and

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ ratio ranging from 0.703 to 0.740 (Tables 1 and 2 - Fig. 6). These values indicate crustal sources, and mantle sources with contamination by crustal materials.

The post-collisional magmatism outside the SBSB is slightly younger than that found within the batholith, with most of the crystallization ages between 610 and 550 Ma, and a few data around 630 Ma (Table 4 and Fig. 2). Inheritance data are the same in both cases.

Table 1. Appendix

Table 2. Appendix

Table 3. Appendix

Table 4. Appendix

Table 5. Appendix

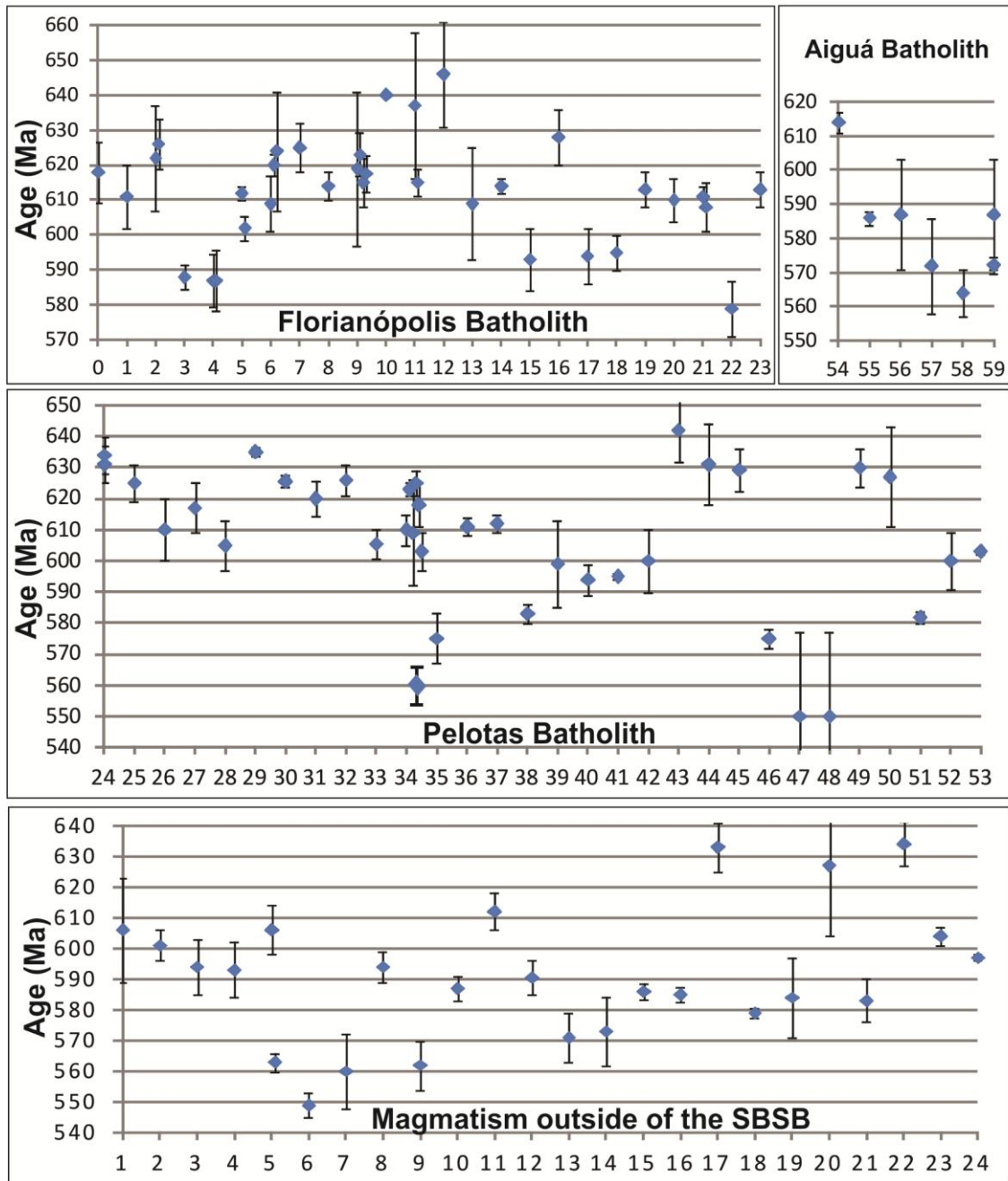


Figure 2. Magmatic ages for the Florianópolis, Pelotas, and Aiguá batholiths and ages of magmatism outside the Southern Brazilian Shear Belt. Numbers in abscissa axis are sample number (N) of tables 1, 2 and 3.

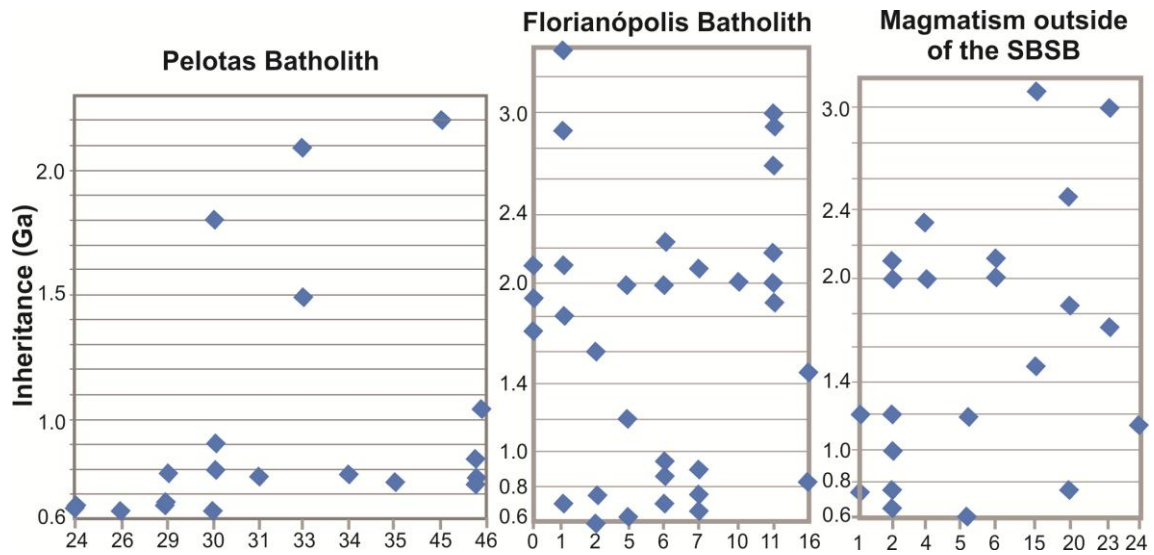


Figure 3. Inheritance ages for the Florianópolis and Pelotas batholiths. Numbers in abscissa axis are sample number (N) of tables 1 and 2.

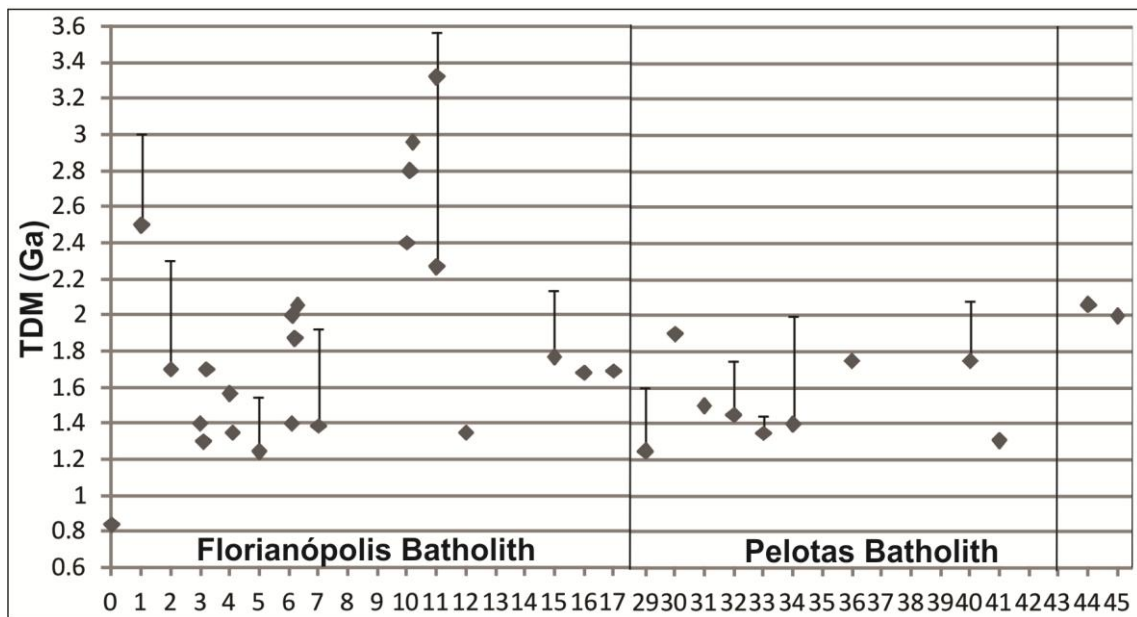


Figure 4. TDM ages for the Florianópolis and Pelotas batholiths. Numbers in abscissa axis are sample number (N) of tables 1 and 2.

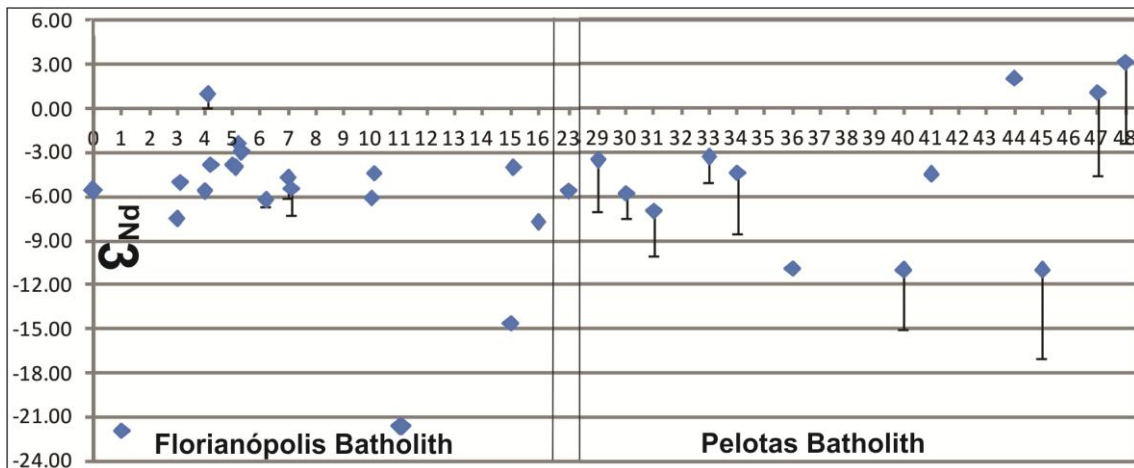


Figure 5. ϵ_{Nd_t} of Florianópolis and Pelotas batholiths. Numbers in abscissa axis are sample number (N) of tables 1 and 2.

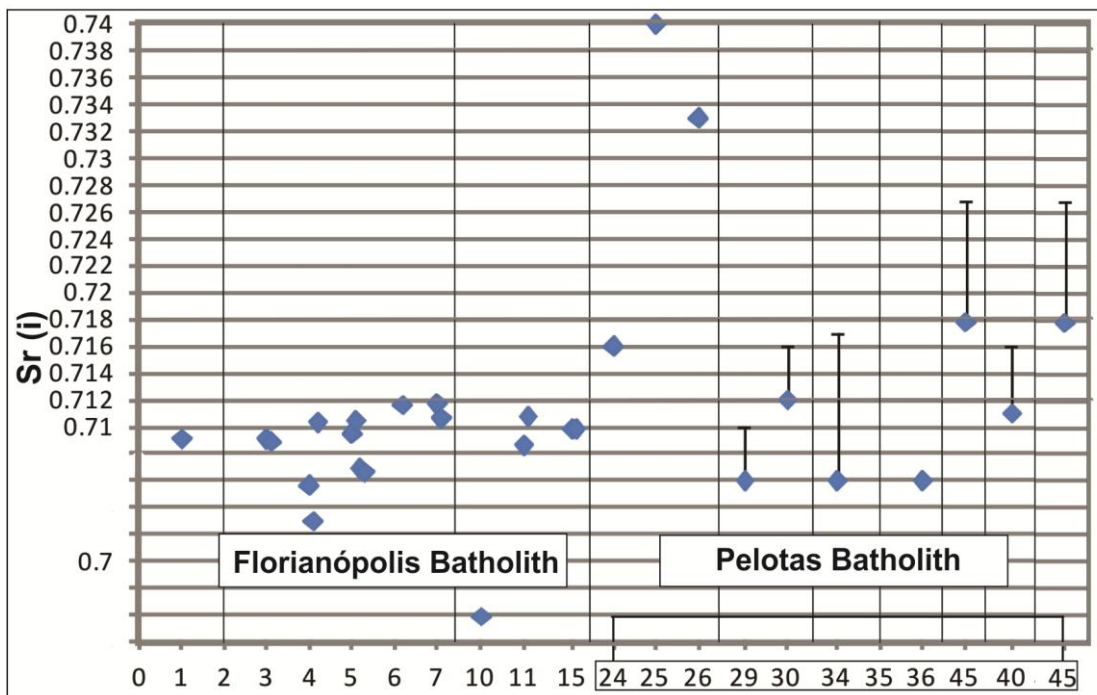


Figure 6. $^{86}Sr/^{87}Sr_i$ of Florianópolis and Pelotas batholiths. Numbers in abscissa axis are sample number (N) of tables 1 and 2.

As discussed by Bitencourt and Nardi (1993, 2000), Oyhantçabal et al. (2007), Florisbal et al. (2012), Philipp et al. (2016), Lara et al. (2017), the geochemical evolution of the Florianópolis, Pelotas and Aiguá batholiths starts with medium- to high-K subalkaline to shoshonitic granites and ends with sodic alkaline granites.

According to Knijnik et al. (2015) the shoshonitic granitoids (unit number 5, 29 and 33 in tables 1 and 2) are represent the beginning of SBSb magmatism at 636 to 605 Ma, as well as the tholeiitic (625 Ma) and ultrapotassic (642 Ma) magmatism discussed by Fontana et al. (2012) and Bitencourt et al. (2011), respectively (units number 30 and 43 in table 2).

The basement of this granitic belt is represented by Archaean to Neoproterozoic host rocks and are preserved as dm- to km-size xenoliths within the granitoids (Fig. 1) The crustal contribution to the magmatism, seen in zircon inheritance of the batholiths, is compatible with the basement ages of 0.64 to 0.88, 1.54 and around 2 Ga (Fig. 7). Ages of inherited zircon between 2.7 and 3.32 Ga found in the basement of the Florianópolis Batholith, are reported by Basei et al. (2013) and Martini et al. (2015). The age of the basement metamorphic zircon rims (560 to 650 Ma - Table 5 - Fig. 7) record the high-temperature tectonothermal Neoproterozoic events, which generated migmatites and crustal melts.

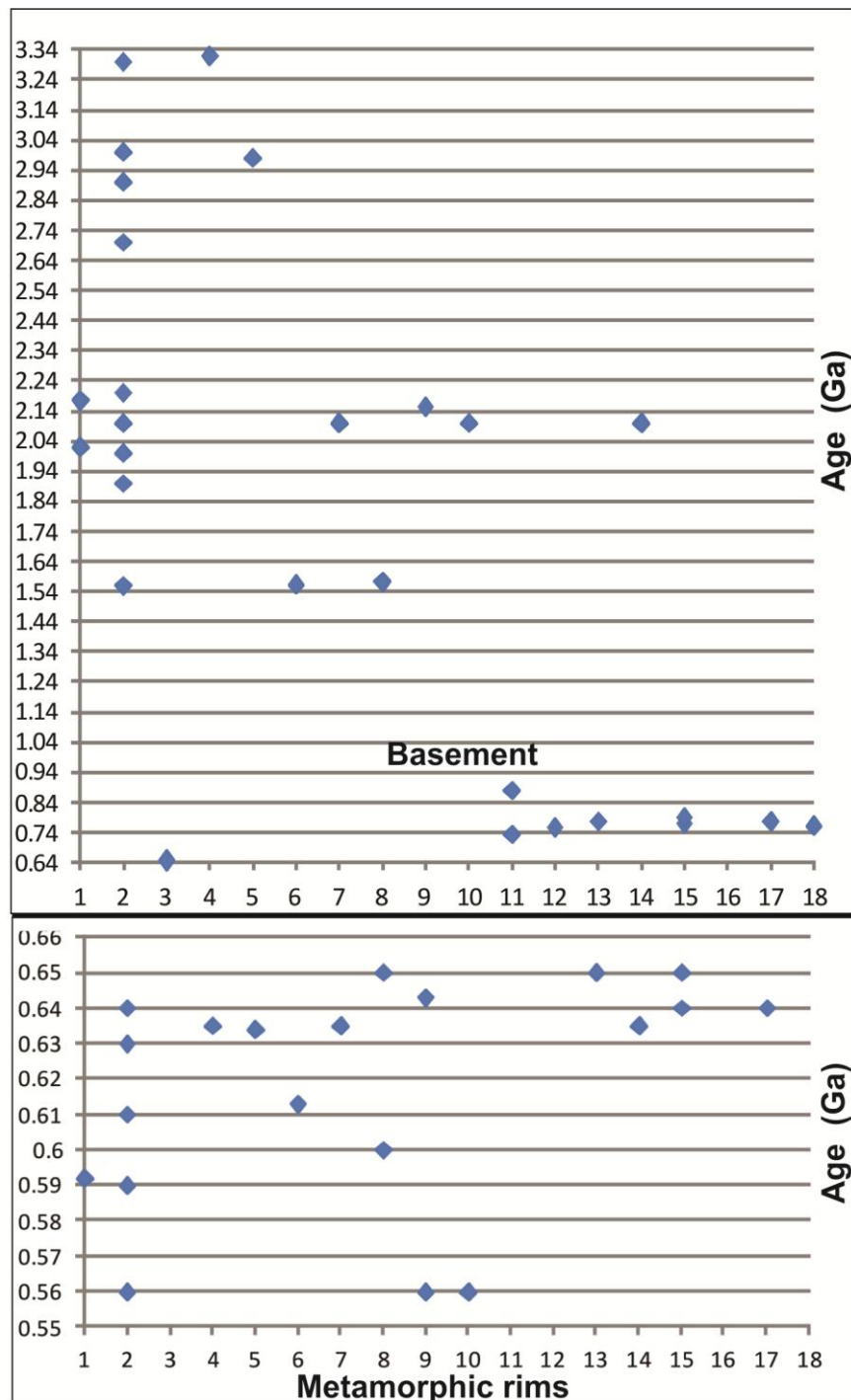


Figure 7. Basement ages and metamorphic rims geochronological data. Numbers in abscissa axis are sample number (N) in table 5.

4. Syntectonic Granitoids of the Dorsal de Canguçu Shear Zone

The oldest syntectonic granite in the Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone was called by Fernandes et al. (1988) Quitéria Granite (QG - Fig. 8). It has been interpreted as a mantle-derived granodioritic magma (Koester et al., 1997) emplaced

into transtensional segments of the shear zone, followed by crustal melts as peraluminous granites (Fig. 9a) (Fernandes and Koester, 1999).

The QG is a high-K calc-alkaline, metaluminous to slightly peraluminous granitoid of mixed origin, involving crustal- and mantle-derived melts that suffered fractional crystallization and assimilation of crustal rocks (Fernandes and Koester, 1999, Koester et al., 2001).

The Arroio Francisquinho Granite (AFG), is a peraluminous granite syntectonic to the DCTSZ (Fig. 8). It is a high-K subalkaline granite resulting from partial melting of the Várzea do Capivarita Complex pelitic gneisses (~780 Ma - Martil, 2016) and, to a lesser degree, orthogneisses of the Paleoproterozoic Arroio dos Ratos Complex (~2.1 Ga, Gregory et al. 2015) (Philipp et al., 2013). On the other hand, Koester et al. (2001) inferred a dominant melting of crustal orthogneisses with xenoliths of metasedimentary rocks to explain the origin of the Arroio Francisquinho Granite (AFG). According to Koester (1995) crystallization temperatures were on the order of 720 to 760°C. The other DCTSZ syntectonic peraluminous granites are the Cordilheira, Cerro Agudo and Figueiras granites (units 25, 27, 28 in Table 1). Together with the QG and AFG, these granitoids form an topographic height more than 120 km long and up to 10 km wide as shown in the geological map of Koester et al. (1997).

Crystallization ages of 631 ± 6 Ma and ca. 650 Ma are referred by Koester et al. (2001, 2008), and Frantz et al. (2003) for the Quitéria Granite (Table 2 - unit 24). However, all three references lack detailed information about geochronological data, zircon images, analysis table, sample location and sample description. The ~650 Ma QG age (Frantz et al., 2003 and Koester, et al., 2008) is here interpreted as inheritance of an earlier magmatic event. Frantz et al. (2003), with the same absence of detailed data,

refer a crystallization age of 634 ± 6 Ma for the Arroio Francisquinho Granite, also interpreted here as probably due to inheritance from the QG, its host rock.

4.1. Geological Setting of Arroio Francisquinho and Quitéria Granites

In the area where these two granitic bodies outcrop, a complex structural framework was created by regional-scale shear zones: the Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone and the QSESZ. These were later reactivated under brittle-ductile conditions (Figure 8a). The Figure 8b presents three lithological/structural domains of the whole area; the syntectonic Quitéria and Arroio Francisquinho granites are positioned along the NE-trending Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone, and represents the lithological/structural Domain IA. The QSESZ is an ENE-trending sinistral shear zone that has controlled the emplacement of the shoshonitic Cruzeiro do Sul Granodiorite (635 Ma) and the Late granodiorite to monzonite dikes (605 Ma) (ages from Knijnik et al., submitted - a; Knijnik et al., 2015; Knijnik et al., 2017), and the tholeiitic Arroio Divisa (625 Ma; Schnorr 2017) and its more evolved pulse, the Sanga do Areal granitoids (620 Ma; Knijnik et al., submitted - b). Small bodies of another QSESZ syntectonic biotite-muscovite granite, intrusive in the CSG are also found but are too small for the map scale. The host rocks to the QSESZ syntectonic granitoids are orthogneisses of the Paleoproterozoic Arroio dos Ratos Complex (~2.1 Ga, Gregory et al. 2015) and the Várzea do Capivarita Complex (~780 Ma - Martil. 2016) which form dm- to km-size xenoliths (Figure 8a). These host rocks and the granitoids emplaced within the Quitéria Serra do Erval Shear Zone (QSESZ) comprise the lithological / structural Domain IB (Fig. 8b). Domains IA and IB are separated by a NE-trending cataclastic zone. Late- to post-tectonic granites and rhyolites (Table 2 unit 51, 581.9 ± 1.9 Ma, Oliveira et al., 2015) define the lithological / structural Domain II, whose

emplacement was controlled by NE-trending brittle structures. Rhyolite dikes, controlled by NE, NS and NW brittle structures, crosscut all three domains.

The Quitéria and Arroio Francisquinho granites have a NE-trending magmatic foliation (Fig. 9b) with moderate to steep dips which in high strain zones grades to a mylonitic foliation (Fig. 9c - d) with the same attitude, and a shallow plunging stretching lineation.

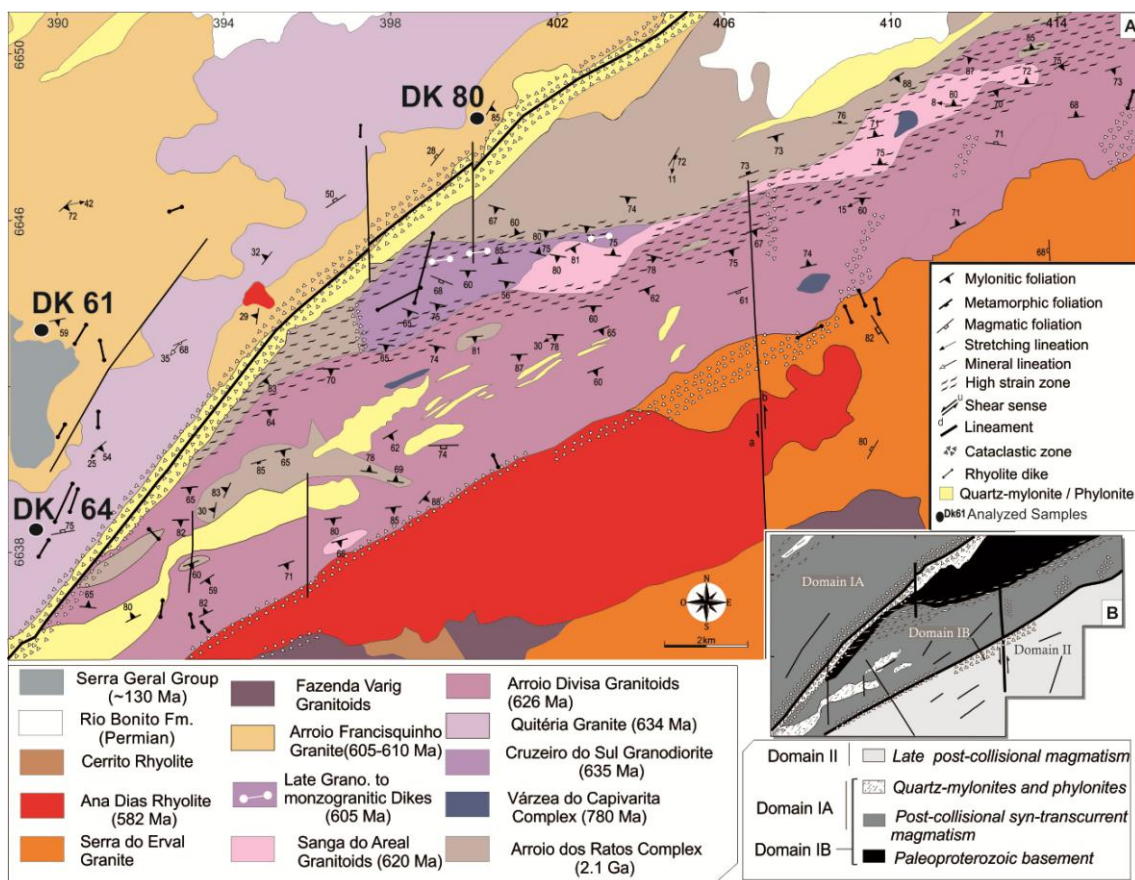


Figure 8. (a) Geological map of the DCTSZ and QSESZ syntectonic granitoids in the Quitéria-Serra do Erval region **(b)** Simplified map of the tectonic domains. Domain IA (DCTSZ syntectonic granites); Domain IB (QSESZ syntectonic granitoids); Domain II (granites and rhyolites related with brittle structures).

4.2 Petrography of Quitéria and Arroio Francisquinho Granites

The QG comprises porphyritic biotite monzogranites to granodiorites, with euhedral K-feldspar megacrystals up to 10 cm long in a medium to coarse-grained matrix of granodioritic to tonalitic composition. Aligned biotite flakes and K-feldspar megacrystals define a magmatic foliation. The mylonitic foliation is characterized by symmetric and asymmetric feldspar porphyroclasts and marked by a matrix grain-size reduction. Development of quartz ribbons, subgrains and perthites are common. K-feldspar has inclusions of biotite, quartz and plagioclase. Apatite and zircon are accessory phases. Elongate microgranular dioritic enclaves, of less than 50cm maximum diameter and containing feldspars xenocrystals, are aligned in the foliation plane.

The AFG is a medium- to coarse-grained, equigranular biotite-muscovite monzogranite to syenogranite. The accessory minerals are tourmaline (schorlite), garnet, monazite, zircon, and apatite. K-feldspar has inclusions of muscovite, biotite, and plagioclase. It shows magmatic to weakly mylonitic foliation defined by oriented feldspar, muscovite and biotite flakes, and stretched quartz grains. Within high-strain zones, a mylonitic foliation is characterized by aligned porphyroclasts of feldspars, mica fish and recrystallized quartz ribbons (Fig. 9d).

Fernandes and Koester. (1999) point out that the QG and AFG deformational microstructures are compatible with lower amphibolite- to greenschist- metamorphic facies conditions, and indicate a sinistral shear sense.

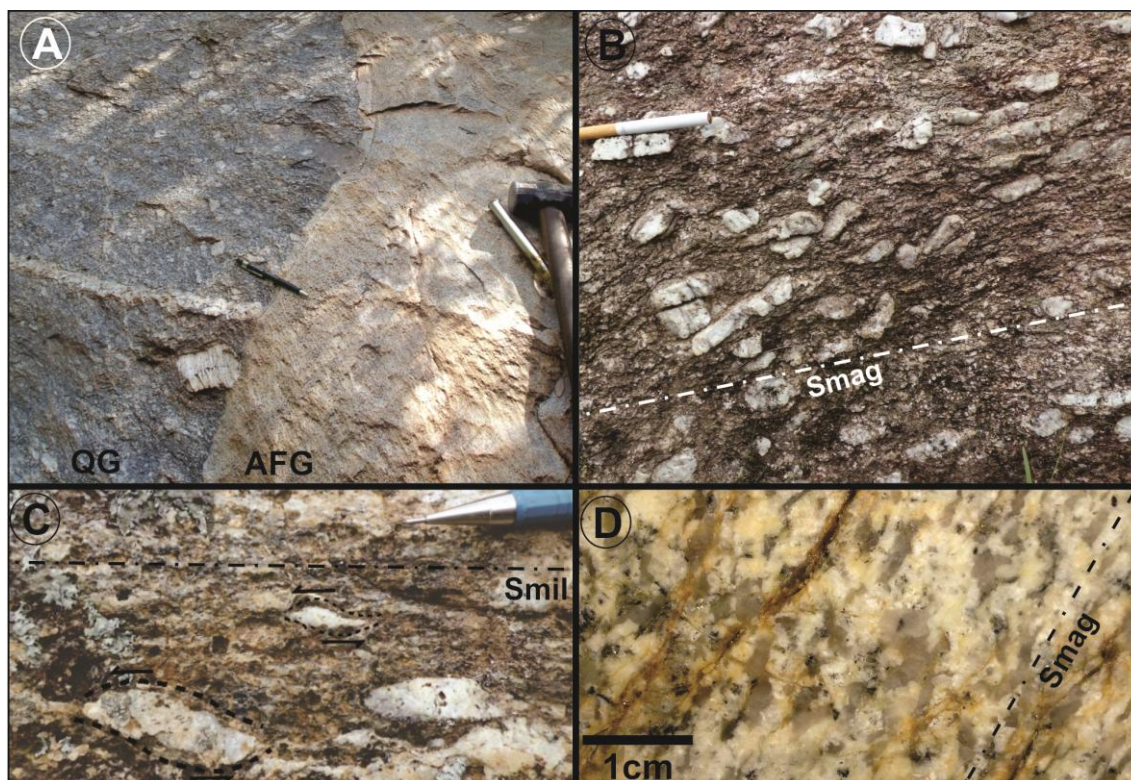


Figure 9. (a) Sharp contact between the Quitéria (QG) and Arroio Francisquinho (AFG) granites; (b) DK64 low strain zone outcrop; magmatic foliation marked by the preferred orientation of K-feldspar megacrysts; (c) QG mylonitic foliation defined by asymmetric tails of feldspar porphyroclasts show sinistral shear sense; (d) DK61 AFG sample showing a magmatic foliation marked by shape alignment of feldspars, quartz ribbons, biotite and muscovite flakes.

5. Monazite and Zircon U-Pb SHRIMP Geochronology of Arroio Francisquinho Granite and Quitéria Granite

5.1. Analytical Procedures

Zircons from the QG (sample DK-64) and the Arroio Francisquinho granite (samples DK-61 and DK-80) were separated at the University of São Paulo using density and magnetic techniques. Monazites from the AFG samples were separated by the same techniques. The mineral concentrates were then handpicked under a binocular microscope at the Monash University laboratories and at the Research School of Earth Sciences in the Australian National University. Zircons were mounted in an epoxy disc together with fragments of the standard BR266 zircon (Stern, 2001 - 559 Ma) and the

RM 44069 standard monazite (Aleinikoff et al., 2006 - 424.9 ± 0.4 Ma). Mounted grains were polished and cathodoluminescence SEM images were used to decipher the internal structures of the sectioned grains and to target specific areas within the zircons for spot analysis. All U-Pb analyses were made using SHRIMP II at the Research School of Earth Sciences, in The Australian National University. Each analysis consisted of 6 scans through the mass range. The data were reduced in a manner similar to that described by Williams (1998) using the SQUID Excel Macro of Ludwig (2000). Uncertainties (ratios and ages) given for a individual analyses are at the 1σ level, and final age is quoted at 68.3% confidence level. Concordia plots and weighted mean age calculations were carried out using Isoplot/Ex (Ludwig, 1999). Spots used for magmatic crystallization age calculation were those with discordance lower than 10%.

5.2. Results

5.2.1 Quitéria Granite - Sample DK 64

The outcrop is located on the southwest part of the QG body (Fig. 8 - Table 6), in a low strain zone (Fig. 9b), close to rhyolitic dikes related to the Ana Dias subvolcanic rocks, and a sill of a Cretaceous basalt. The sample is a porphyritic biotite monzogranite with 20 to 30% feldspar megacrysts set in a medium- to coarse-grained matrix.

Zircons from this granite are characterized by a length to width ratio of 3.5 (Fig. 10), prismatic habit, generally with pyramids and sometimes slightly rounded. Most of the grains show a well-developed oscillatory zoning typical of magmatic zircons, and only four zircon grains display dark colors in cathodoluminescence images (Fig. 10 - spots 3.1, 6.1, 7.1 and 10.2) and are exhibit complex cores without oscillatory zoning. Fifteen spot analyses were conducted on eleven zircon grains from the QG. Analysed zircons have U contents between 179 and 5392 ppm and Th/U ratios from 0.01 to 0.70, typical of magmatic zircons (Table 7). A calculated age using all the analysed zircons

provided an upper intercept discordia age of 632.1 ± 6 Ma (95% confidence level), interpreted as the crystallization age (Fig. 11a). When the very high U content zircons and the discordant ellipses are removed, three age groups are defined: (i) a calculated concordia age using four spots (5.1, 5.2, 9.2 and 11.1) yields an age of 634 ± 6 Ma (Fig. 11b), also interpreted as the crystallization age; (ii) four rim spots (1.1, 2.1, 8.1 and 11.2) yielded an age of 611.6 ± 6.7 Ma; (iii) and two rim spots (4.2 and 9.1) yielded an age of 590 ± 10 Ma. The two younger ages are possibly related with late intrusion events.

Table 6. (Appendix)

Table 7. (Appendix)

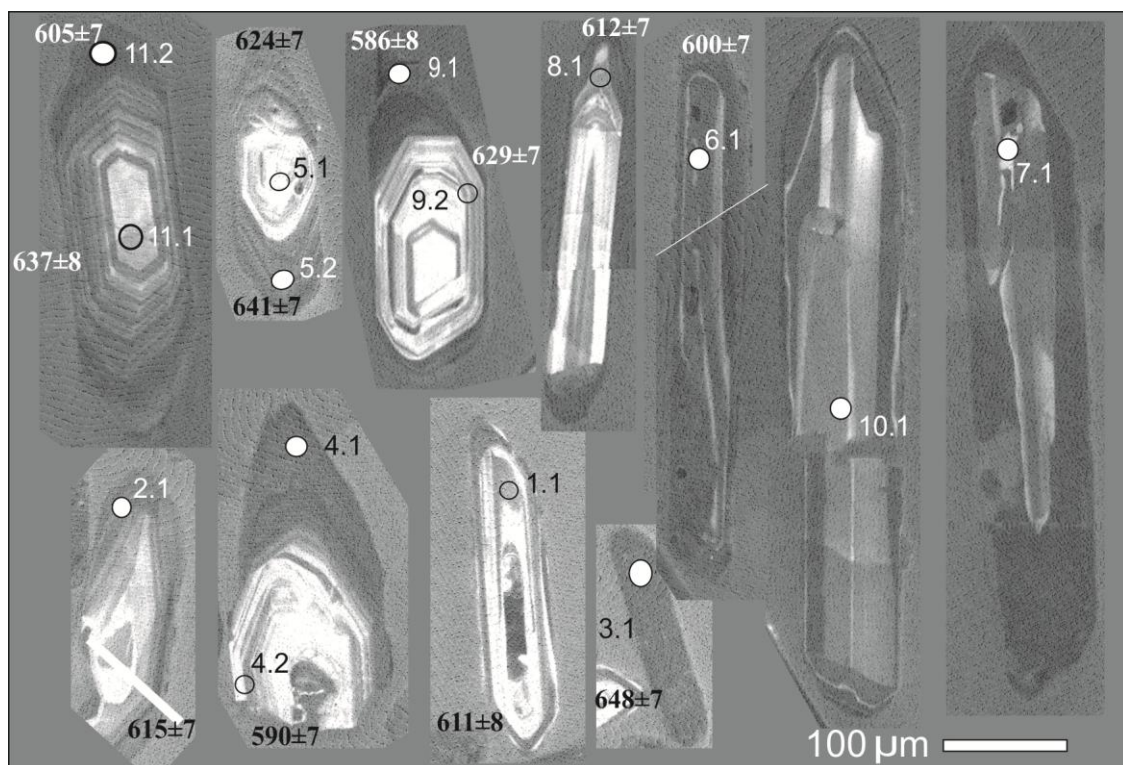


Figure 10. Cathodoluminescence images of zircon grains from sample DK64 and the analysed spots. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages (discordance less than 10%).

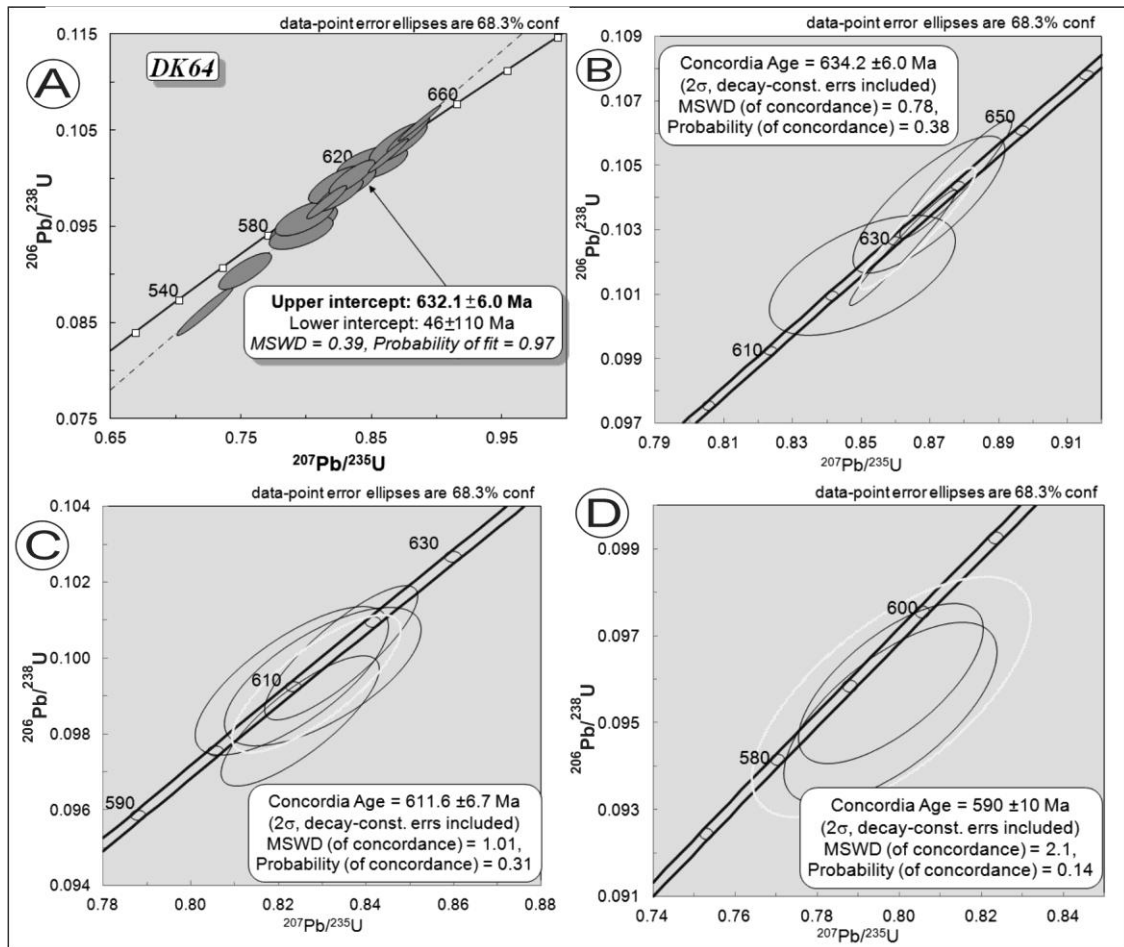


Figure 11. Concordia diagrams showing the U-Pb results obtained for zircons from sample DK 64; (a) Detail of the discordia line with the upper intercept portion indicating the age of crystallization. (b) Concordia diagram with four selected magmatic zircons spots. (c and d) Concordia diagrams for the zircon rims.

5.2.2 Arroio Francisquinho Granite - Samples DK 61 and DK 80

Sample DK 61

The outcrop is located in the western part of the study area close to a Cretaceous basalt sill (Fig.8 - Table 6) and a Neoproterozoic rhyolite dike. The sample is an equigranular biotite muscovite syenogranite with garnet and monazite. The magmatic foliation is defined by the shape alignment of feldspars, quartz ribbons, biotite and muscovite flakes (Fig. 9d). Feldspars are weakly deformed, forming subhedral grains and locally presents granoblastic texture. Five spot analyses were

conducted on five zircon grains. Zircon habit is prismatic, with short pyramids and slightly rounded with aspect ratio of 2.2 to 2.7 (Fig. 12a). Three grains exhibit well-developed oscillatory zoning and two have complex cores without oscillatory zoning. U content of Aanalysed zircons range from 326 to 1131 ppm and Th/U ratios from 0.01 to 0.74 (Table 8). Spots were targeted on the outer rims of the zircon crystals in order to get the crystallization ages. Results were plotted on a U-Pb concordia diagram (Fig. 13) and a weighted mean average age $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ was calculated on 2 (spots 1.1 and 5.1) of the 5 analyses, three analyses being rejected, one was highly discordant and two others were old inherited ages. The age calculated for the Arroio Francisquinho granite is 609.3 ± 7.0 Ma (95% confidence level).

A dataset of 16 determinations in 14 monazite crystals from sample DK 61 are presented in table 8 and plotted on the concordia diagram of figure 13. The AFG monazites have Th content between 22259 and 81149 with Th/U ratios ranging from 2.2 to 7.3. A weighted mean average age $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ of 605.4 ± 4.4 Ma (95% confidence level) was obtained. These results overlap, within error, the AFG magmatic age obtained from zircon rims.

Table 8. (Appendix)

Table 9. (Appendix)

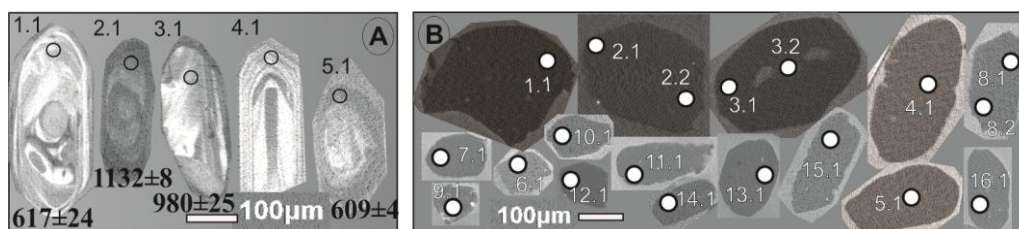


Figure 12. Cathodoluminescence images of (a) zircon and (b) monazite grains from sample DK61A and the spots analysed. (a) Weighted mean average age $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (discordance less than 10%). Spots 1.1 and 5.1 were used to calculate magmatic age.

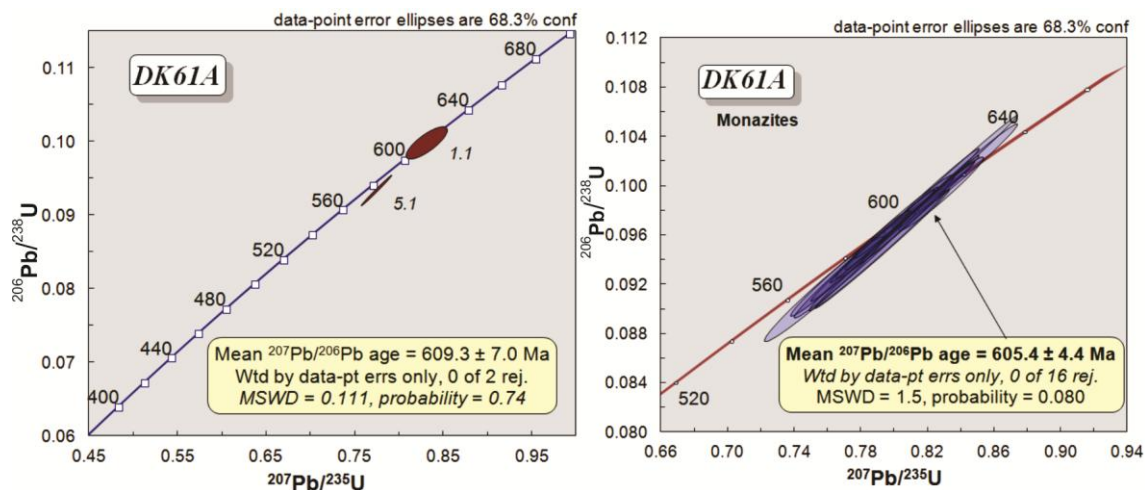


Figure 13. Concordia diagram of zircon rims and monazites from sample DK61A.

Sample DK80a

The outcrop is located in the central part of the study area close to a NE-trending regional cataclastic zone (Fig. 8 - Table 6). Sample DK 80a is petrographically similar to DK 61. Eighteen spot analyses were conducted on thirteen zircon grains (Table 10). Zircons exhibit fine igneous oscillatory zoned cores and less defined, dark-color zoning rims (Fig. 14b). Grains are prismatic with short pyramids slightly rounded, the general aspect ratio is around 2 to 3 and a single zircon grain has length to width ratio of 6 (spot 11). Analysed zircons have U contents between 227 and 3555 ppm and Th/U ratios from 0.12 to 1.54 (Table 10). Spots were targeted on the outer rims of the zircon crystals, as in sample DK61. Results were plotted on the U-Pb concordia diagrams (Fig. 15) and two weighted averages $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age were calculated based on 4 of the 18 analyses. The remaining 14 were not used because they are highly discordant inherited ages. The 610 ± 10 Ma (2σ) age was calculated for two grains (spots 2.1 and 2.2) and was interpreted as the magmatic crystallization age of the Arroio Francisquinho Granite. The 560.0 ± 9.4 Ma age (spots 3.1 and 11.2) with a 0.58 MSWD and a probability (of concordance) of 0.45, can mark metamorphism related to later intrusions. A dataset of 5

determinations was collected in 3 monazite crystals from DK 80a. Results are presented in Table 11 and plotted in the concordia diagram of figure 15. Monazites have Th content between 35751 to 83625, with Th/U ratios ranging from 3 to 9. A mean $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 605.2 ± 5.6 Ma (95% confidence level) was obtained, suggesting a similar magmatic age to that determined in zircon.

Table 10. (Appendix)

Table 11. (Appendix)

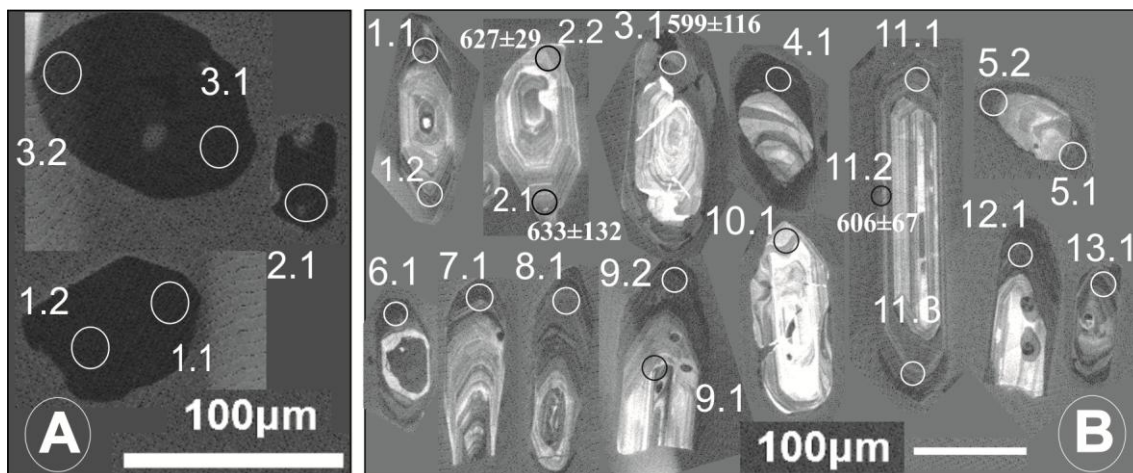


Figure 14. Cathodoluminescence images of (a) monazites and (b) zircon grains from sample DK80A and analysed spots.

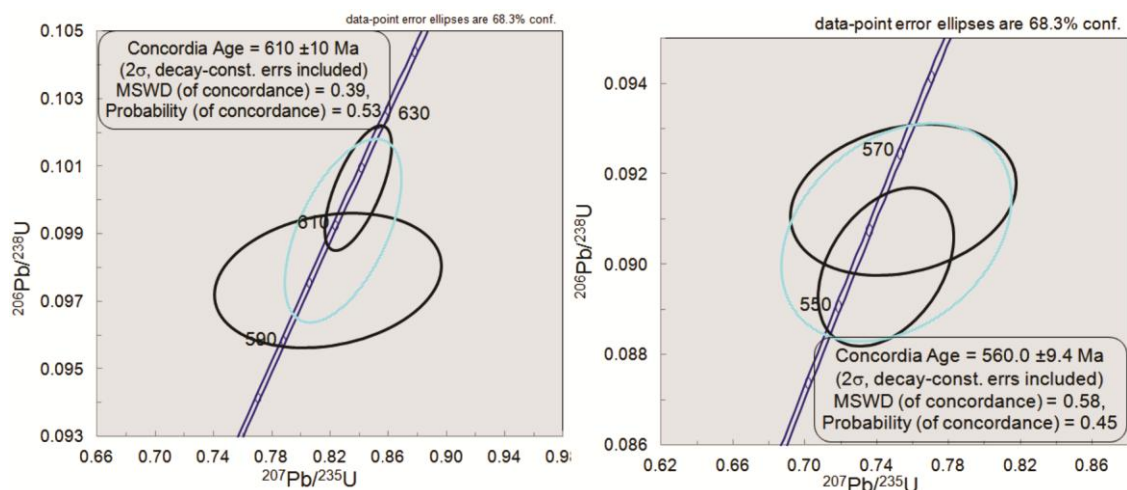


Figure 15. Concordia diagram for zircon rims (left) and monazites (right) from sample DK80A.

6. Discussion

The data review in this paper permits to constrain crystallization ages of the main syntectonic granites from the Southern Brazilian Shear Belt. The Quitéria Granite, with crystallization age values of 634 ± 6 and 632 ± 6 Ma represents the oldest syntectonic granite of the DCTSZ. Fernandes and Koester (1999) described the QG as a mantle-derived DCTSZ syntectonic granitoid with some crustal contamination, and the presence of synchronous dioritic enclaves supports this idea. Therefore crustal and mantelic sources were activated in the beginig of this post collisional setting. A detailed interpretation of the QG geochronological data identifies two younger zircon rim ages. The 611.6 ± 6.7 Ma age may be related to heating associated with the intrusion of the Arroio Francisquinho Granite, whilst the younger age of 590 ± 10 Ma may be related to resetting due to intrusion of the Ana Dias rhyolite. The AFG zircon rim ages of 609.3 ± 7.0 and 610 ± 10 Ma are similar to the monazite ages of 605.4 ± 4.4 and 605.2 ± 5.6 Ma. Although there are some younger syntectonic intrusive bodies hosted by the AFG, the age of these two syntectonic granites, AFG and QG, between ~ 634 and ~ 605 Ma, defines the main period of deformational and magmatic activity of the DCTSZ. Considering that syntectonic granitoids from the DCTSZ and QSESZ shear zones show similar crystallization age intervals (~ 635 to 605 Ma) and physical parameters (Fontana et al., 2012; Knijnik et al., 2012; Koester, 1995) such as crystallization temperatures (700 to 800 °C), as well as deformational temperatures (~ 550 °C), both shear zones can be related to mid-crustal conditions and to the early stages of the SBSB post-collisional setting. The spatial connection between these two shear zones and their syntectonic granitic magmatism is still unknown. However, the small bodies intrusions of a QSESZ syntectonic biotite-muscovite granite in the CSG, are compatible in relative age and petrographic aspects with the AFG.

Batholiths formed by multiple intrusions cover a range of ages (e.g. Fritschle et al., 2017; Mukasa et al., 2016; Nadin et al., 1986). Our results show that the ages from one single sample range 60 Ma (e.g. from 650 to 590 Ma - Tables 1, 2 and 3) comprising magmatic, metamorphic and inherited ages. This requires a careful distinction between these ages, and leads to a wider interpretation of the geologic record, including a (correct, accurate and precise) determination of the crystallization age.

According to new and compiled data, the three batholithic segments, Florianópolis, Pelotas and Aiguá (Tables 1, 2 and 3), show similar magmatic and inherited ages (Tables 1, 2 and 3 – Figs. 3 and 4). The inherited ages indicates crustal assimilation of protoliths of correlated ages. The crustal contamination is suggested by the high Sr and negative ϵ_{Nd} isotope data (Tables 1, 2 and 3 - Figs. 5 and 6). The magmatic ages compiled in tables 1, 2 and 3 define an 80 Ma interval, between 560 and 640 Ma, for the batholith magmatism.

Nardi and Bitencourt (2007) suggested that crustal contribution in the post-collisional magmatism of southern Brazil was more intense inside the shear zones due to assimilation and/or contamination. Weinberg and Hasalova (2015) pointed out that shear zones contribute to the partial melting of rocks, acting as channels for regional fluids which play a key role in the generation, extraction and emplacement of magmas generated by water-fluxed melting. Crustal contribution indicated by inherited zircons and supported by the Epsilon Nd data suggest the reworking of Paleo-, Meso- and Neoproterozoic basement. As pointed out by Florisbal et al. (2012), 650 to 600 Ma inheritance ages recorded in the Florianópolis Batholith, and also in the Pelotas Batholith, suggest repeated events of magma injection.

Resetting of zircon ages is normally considered to be a high-temperature phenomenon. Christopher et al. (2002) described that the modification of zircon isotope system can be related with post magmatic fluids and deformation caused by shear zones. The basement zircon metamorphic rims (Table 5 - Fig. 7) record tectono-thermal events between 650 and 560 Ma, compatible with the intrusion age of post-collisional granitoids. Age distribution defines three groups at 650 to 630 Ma, 610 to 590 Ma, and at 560 Ma. The oldest group is the most significant in terms of data points, probably related with high temperatures and intense magmatism activity of the syntectonic granitoids emplaced in the main shear zones.

The most prominent thermal peak recorded in basement zircon rims indicates an age of ca. 650 Ma for the main collisional period (Florisbal et al., 2012; Philipp et al., 2016; Martil et al., submitted; Martil, 2016). According to Florisbal et al., 2012, Martil et al., submitted and Martil, 2016 presented data, the collisional setting is recorded by the flat lying foliation of some granitoids of ~ 640 Ma (e.g. Arroio das Palmas and Porto Belo Complex - Tables 1 and 2, unit numbers 12 and 43), after this time, the post-collisional tectonic setting is dominated by steeply-dipping shear zones. The post-collisional setting of the Florianópolis, Pelotas, and Aiguá batholiths is also indicated by trace-element discriminant diagrams proposed by Pearce (1996) as discussed by Martini et al. (2015), Florisbal et al. (2012), and Knijnik et al. (2012).

7. Conclusions

The Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone is the dominant structure of the strike-slip Southern Brazilian Shear Belt, its southern continuation is in Uruguay, the Sierra Ballena Shear Zone, therefore, its northern continuation can't be verified. This tectonic system is related to the Brasiliano-Pan-African post-collisional stages in southern Brazil and Uruguay and controlled the generation and emplacement of the

three segments Florianópolis, Pelotas, and Aiguá of the same batholith. The crystallization ages of the Quitéria and Arroio Francisquinho syntectonic granites between 635 and 605 Ma define a 30 Ma minimum period for the shear zone activity, which is within the post-collisional age interval referred by several authors in Santa Catarina (Bitencourt and Nardi 1993, 2000; Chemale et al., 2012; Florisbal et al., 2012; Martini et al., 2015). Before this period, around 640 ± 10 Ma, the collisional setting is recorded by subhorizontal foliation of some granitoids, that evolves to subvertical structures in the post collisional setting.

The crystallization and inherited ages, isotope data, as well as the compositional similarity between the Florianópolis, Pelotas and Aiguá batholithic segments and the syntectonic emplacement of these plutons suggest that this magmatism has built a single batholith in ca. 80 Ma over 1000 km in length.

The QG being one of the oldest granites in the SBSB, its genetically-related mafic rocks reveal a mantle contribution at the early stages of the SBSB activity, just after the Brasiliano / Pan-African main collisional event. Crustal sources represented by peraluminous granites (Tables 1, 2, units 10 and 45), were also present at the initial magmatic stages. Processes such as mixing of magmas and assimilation of crustal material recorded by the granitoids are a key factor for the understanding of granitoid evolution. The Sr-Nd isotope data compilation of the Pelotas and Florianópolis batholiths (Tables 1 and 2) are compatible with variable involvement of crustal and mantle sources. Crustal contamination is also recorded by zircon inheritance in granitoids. The main crustal contamination comes from the Paleo- to Mesoproterozoic basement such as the Arroio dos Ratos and Varzea do Capivarita complexes, in the Pelotas Batholith, and the Camboriu Complex in the Florianópolis Batholith.

Neoproterozoic zircon inheritance (650 to 600 Ma) found in the batholiths suggests a multi-intrusive construction of these plutons.

The granites studied here, together with the other ones compiled data, represents the whole duration of the magmatism of the southern Brazil and Uruguay Batholith, as well as the phases of movement of the Southern Brazilian Shear Belt along the time in different crustal scales. The post collisional setting related, is dominated by crustal and mantelic sources during the whole 80 Ma of activity. Each granitoid that forms this batholith, can register a long lived history of its own emplacement as the adjacent plutons and the basement rocks. Therefore a careful understanding of different work scales (e.g. mapping and geochronology) will take to a correct interpretations of crystallization timing and its implications.

Acknowledgments

We acknowledge the effort, competence and help of laboratory staffs from the universities of São Paulo, Monash, Brasília and Canberra (ANU). This work was supported by the Brazilian Research Council - CNPq (Universal Project grant to MF Bitencourt), Rio Grande do Sul State Research Foundation - Fapergs (Pronex Project 10/0045-6) and the Brazilian government through the Science Without Borders Program (grant to D.B. Knijnik, M.M. Pimentel and R.F. Weinberg).

References

Aleinikoff, J.N., Schenck, W.S., Plank, M.O., Srogi, L., Fanning, C.M., Kamo, S.L., and Bosbyshell, H., 2006, Deciphering igneous and metamorphic events in high grade rocks of the Wilmington Complex, Delaware; Morphology, CL and BSE zoning, and

SHRIMP U-Pb geochronology of zircon and monazite: Geological Society of America Bulletin, v. 118, p.39– 64.

Almeida, F. F. M., Hasui, Y., de Brito Neves, B. B., and Fuck, R. A., 1981, Brazilian structural provinces: an introduction. Earth-Science Reviews, v.17(1-2), p.1-29.

Babinski, M., Chemale, F., Van Schmus, W. R., Hartmann, L. A., and Da Silva, L. C., 1997, U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, southern Brazil. Journal of South American Earth Sciences, v.10(3), p.263-274.

Basei, M.A.S., Campos Neto, M.C., Castro, N.A., Nutman, A.P., Wemmer, K., Yamamoto, M.T., Hueck, M., Osako, L., Siga, O., and Passarelli, C.R., 2011, Tectonic evolution of the Brusque Group, Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Southern Brazil. Journal of South American Earth Science, v.32 (4), p.324–350.

Basei, M. A. S., 1990. The Major Gercino Dorsal do Canguçu Shear Zone. In Colloquium on African Geology v.15, p.166.

Basei, M. A. S., Hawkesworth, C., 1993. O magmatismo do Cinturão Dom Feliciano (SC) e sua importância no estabelecimento das principais descontinuidades crustais da região sul-brasileira. Simp. Int. Neoprot-Cambrico Cuenca del Plata, v.1

Basei, M. A. S., Lopes, A. P., Nutman, A., Duniy, L., Sato, K., 2010. Polycyclic evolution of the Camboriu Complex, Northeastern Santa Catarina State, South Brazil. In: VII South American Symposium on Isotope Geology.

Basei, M. A. S., Siga Jr, O., Masquelin, H., Harara, O. M., Reis Neto, J. M., and Preciozzi, F., 2000, The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its foreland domain the Rio de la Plata Craton: framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of Southwestern Africa. *Tectonic Evolution of South America*, v.1, p.311-334.

Barbosa, L.D., Koester, E., Gastal, M.C., Ramos, R.C. Basic Ediacaran magmatism (562 ma) in southeast sulriograndense shield: U-Pb SHRIMP zircon dating of Alto Alegre diorite, 2017. 10th Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, Curitiba, Brasil.

Basei, M. A. S., Neto, M., Lopes, A. P., Nutman, A. P., Liu, D., and 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*, v.43 (3), p.427-443

Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Masquelin, H., Harara, O.M., Reis Neto, J.M., Preciozi, F., 2000. The Dom Feliciano Belt and the Rio de la Plata Craton: tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern Africa. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p.311-334.

Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F., and Jacob, J., 2005, A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/South Africa) orogenic belts - evidence from a reconnaissance provenance study. *Precambrian Research*, v.139, p.195–221.

Basei, M.A.S., Campos Neto, M.C., Castro, N.A., Nutman, A.P., Wemmer, K., Yamamoto, M.T., Hueck, M., Osako, L., Siga, O., and Passarelli, C.R., 2011, Tectonic Evolution of the Brusque Group, Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, v.32(4), p.324-350.

Bitencourt, M. F., De Toni, G. B., Florisbal, L. M., Martil, M. M. D., Niessing, M., Gregory, T. R., Nardi, L. V. S., Heaman, L. M., and Dufrane, S. A., 2011, Structural geology and U-Pb age of unusual Neoproterozoic syn-collisional syenite-tonalite association from southernmost Brazil. In: 7th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, Abstracts Book, Universidad de Salamanca, Avila, v. 21.

Bitencourt, M. F., Nardi, L. V.S., Florisbal, L.M., and Heaman, L.M., 2015, Geology, geochronology and petrogenesis of a Neoproterozoic, syntectonic sillimanite-muscovite-biotite granite from southernmost Brazil. In: 8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, Florianópolis. Book of Abstracts, p.153-153.

Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., Florisbal, L.M., 2016. Geology and petrogenesis of syntectonic composite dykes from the Zimbros Bay, Santa Catarina, Brazil. In: 8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, Florianópolis. Abstract Books.

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

Bitencourt, M.F., and Nardi, L.V.S., 2000, Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, v.30 (1), p.186–189.

Camozzato, E., Philipp, R. P., and Chemale Jr, F., 2013, Evolução tectônica e geocronologia U-Pb em zircão da terminação sul do Terreno Tijucas (RS, Brasil). In: *Congreso uruguayo de geología, 13rd Simposio de minería y desarrollo del cono sur*, v.1.

Campos, R. S., Philipp, R. P., Massonne, H. J., and Chemale, F., 2012, Early post-collisional Brasiliano magmatism in Botuverá region, Santa Catarina, southern Brazil: Evidence from petrology, geochemistry, isotope geology and geochronology of the diabase and lamprophyre dikes. *Journal of South American Earth Sciences*, v.37, p.266-278.

Chemale Jr., F., Mallmann, G., Bitencourt, M. F., and Kawashita, K., 2003, Isotope geology of syntectonic magmatism along the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil: implications for the timing of deformation events. In: *Short Papers-IV South American Symposium on Isotope Geology*, Salvador, Brazil, 516-519.

Chemale, F., Mallmann, G., Bitencourt, M. F., Kawashita, and K., 2012, Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil: implications for West Gondwana reconstruction. *Gondwana Research*, v.22(1), p.184-199.

Chemale, F., Philipp, R. P., Dussin, I. A., Formoso, M. L. L., Kawashita, and K., Berttotti, A. L., 2011, Lu–Hf and U–Pb age determination of Capivarita anorthosite in the Dom Feliciano Belt, Brazil. *Precambrian Research*, v.186(1), p.117-126

Cordani, U. G., Halpern, and M., Berenholc, M., 1974, Comentários sobre as determinações geocronológicas da Folha de Porto Alegre. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, folha Porto Alegre (SH-22) e folha Lagoa Mirim (SI-22)*, 70-84.

Fernandes, L. A. D., and Koester, E. 1999, The Neoproterozoic Dorsal de Canguçu strike-slip shear zone: its nature and role in the tectonic evolution of southern Brazil. *Journal of African Earth Sciences*, v.29(1), p.3-24.

Fernandes, L. A. D., Tommasi, A., Porcher, C. C., Vieira Jr., N., Marques-Toigo, M., Guerra-Sommer, M., and Piccoli, A. E, 1988, Mapa geológico de parte das folhas de Quitéria e Várzea do Capivarita - RS, Quitéria, folha SH 22-Y-B-I-4, estado do Rio Grande do Sul, Várzea do Capivarita, folha SH22-Y-B-I-3, estado do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, estado do Rio Grande do Sul. scale 1:50.000,1 sheet.

Fletcher, I., 2003, Zircon U-Pb SHRIMP dating of the Serra dos Órgãos and Rio de Janeiro Gneissic Granitic Suites: Implications for the (560 Ma) Brasiliano/Pan-African collage. *Revista Brasileira de Geociências*, v.33(2), p.237-244.

Florisbal, L. M., de Assis Janasi, V., Bitencourt, M. F., and 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 Research*, v.216, p.132-151.

Florisbal, L.M., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., Du Frane, A., and Heaman, L., 2010, Pb isotope in feldspars by LA-ICP-MS: tracking the isotope signatures in the Neoproterozoic granites from the Florianopolis Batholith, Santa Catarina Shield, Brazil. *Simpósio Sul Americano de Geologia Isotópica, Brasília*.

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

Fragoso-César, A.R.S., Figueiredo, M.C.H., Soliani JR., and E. Faccini, U.F., 1986, O Batólito Pelotas (Proterozóico superior/ Eo-Paleozóico) no escudo do Rio Grande do Sul. in: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 34. Goiânia, v.(3), p.1322-1342.

Fragoso-César, A.R.S., Machado, R., Monteiro, R.L.; and Sallet, R., 1990, Nappes e estruturas correlatas do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Rio-

Grandense: Uma introdução ao problema. *Acta Geológica Leopoldinense*, v.30, p.75-93.

Frantz, J.C, McNaughton, N.J., Marques, J.C., Hartmann, L.A., Botelho, and N.F. Caravaca, G., 2003, SHRIMP U-Pb Zircon ages of granitoids from southernmost Brazil: constraints on the temporal evolution of the Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone and the eastern Dom Feliciano belt. Short Papers. In: 4th South American Symposium on Isotope Geology Salvador BA.

Fritschle, T., Daly, J. S., Whitehouse, M. J., McConnell, B., and Buhre, S., 2017, Multiple intrusive phases in the Leinster Batholith, Ireland: geochronology, isotope geochemistry and constraints on the deformation history. *Journal of the Geological Society*, v. 175(2), p. 229-246. DOI: 10.1144/jgs2017-034.

Gaucher, C., Finney, S. C., Poiré, D. G., Valencia, V. A., Grove, M., Blanco, G., Pamoukaghlián, K., and Peral, L. G., 2008, Detrital zircon ages of Neoproterozoic sedimentary successions in Uruguay and Argentina: insights into the geological evolution of the Río de la Plata Craton. *Precambrian Research*, v.167(1), p.150-170.

Guadagnin, F., Chemale, F., Dussin, I. A., Jelinek, A. R., dos Santos, M. N., Borba, M. L., Dayvisson Justino, Anelise, L., Bertotti and Alessandretti, L., 2010, Depositional age and provenance of the Itajaí Basin, Santa Catarina State, Brazil: implications for SW Gondwana correlation. *Precambrian Research*, v.180(3), p.156-182.

Gregory, T. R., Bitencourt, M. F., Nardi, L. V. S., Florisbal, L. M., and 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 of South American Earth Sciences*, v.57, p.49-60.

Hartmann, L. A., Bitencourt, M. F., Santos, J. O. S., McNaughton, N. J., Rivera, C. B., and Betiollo, L., 2003, Prolonged Paleoproterozoic magmatic participation in the Neoproterozoic Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Brazil, based on zircon U–Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, v.16(6), p.477-492.

Hartmann, L. A., Leite, J. A. D., Da Silva, L. C., Remus, M. V. D., McNaughton, N. J., Groves, D. I., Fletcher, R., Santos, J. O. S., and Vasconcellos, M. A. Z., 2000, Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences*, v.47(5), p.829-844.

Hartmann, L. A., Leite, J. A., McNaughton, and N. J., Santos, J. O. S., 1999, Deepest exposed crust of Brazil-SHRIMP establishes three events. *Geology*, v.27(10), p.947-950.

Hartmann, L. A., Santos, J. O. S., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., and McNaughton, N. J., 2002, Zircon and titanite U–Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Rio de la Plata Craton, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*, v.15(2), p.229-236.

Hartmann, L. A., Silva, L. D., Remus, M. V. D., Leite, J. A. D., and Philipp, R. P., 1998, Evolução geotectônica do Sul do Brasil e Uruguai entre 3,3 Ga e 470 Ma. In: Congresso Uruguaio de Geologia, v.2, p.277-284.

Hueck, M., Basei, M.A.S., and Siegesmund, S. 2015, New Zircon U-Pb LA-ICP-MS ages on the São João Batista Granitic Suite, Santa Catarina state, Brazil. In: 8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, Florianopolis. Abstract Books.

Issler, R.S. 1987, Granitos e granitóides da região sul. Pesquisas, v.20, p.125-184.

Janikian, L., De Almeida, R. P., Trindade, D., Ferreira, R. I., Fragoso Cesar, A. R. S., Dantas, E. L., and Tohver, E., 2008, The continental record of Ediacaran volcano sedimentary successions in southern Brazil and their global implications. Terra Nova, v.20(4), p.259-266.

Jelinek, A. R., Bastos-Neto, A. C., Leite, J. A., Hartmann, L. A., and McNaughton, N. J., 2005, SHRIMP U-Pb zircon dating of Pedras Grandes Suite, southern Santa Catarina State, Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v.77(1), p.125-135.

Knijnik D.B., Bitencourt, M. F., Nardi L.V.S., Weinberg R.F., Pimentel M., and Armstrong R., 2017, Space-time relation of early post-collisional granitic magmatism in southern Brazil: zircon and whole-rock geochronology and Sr-Nd isotope geochemistry related to the Quiteria Serra do Erval Shear Zone syntectonic granitoids. Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, Curitiba. Abstracts.

Knijnik, D.B., Bitencourt, M.F., Nardi, L., Pimentel, M., Weinberg, R., Gregory, T., Armstrong, R.A., Pinto, V., Santos, J., McNaughton, and Santos, J.O.S. U-Pb ages of the early post-collisional shoshonitic magmatism from southern Brazil, 2015, in: 8th Hutton symposium on Granites and related rocks, Florianópolis. Book of Abstracts.

Knijnik, D.B., Bitencourt, M.F., Nardi, L., Weinberg, R., Gregory, T., Pimentel, M., Armstrong, R.A., Pinto, V., Santos, and J., McNaughton, N. J. Post-collisional shoshonitic magmatism from southern Brazil- implications of new U-Pb ages and geochemical data. Precambrian Research (submitted - a).

Knijnik D.B., Bitencourt, M. F., Nardi L.V.S., Weinberg R.F., Pimentel M., and Armstrong R. Space-time relation of post-collisional granitic magmatism in the Brasiliano Dom Feliciano Belt, southern Brazil: zircon and Sr-Nd isotope geochemistry of granitoids syntectonic to the Quitéria-Serra do Erval Shear Zone. Journal of South American Earth Sciences (submitted - b).

Koester, E., 1995, Evolução geológica do magmatismo sintectônico à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, região de Encruzilhada do Sul, RS [Master in Geoscience] Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Koester, E., Chemale Jr., F., Porcher, C. C., Bertotti, A. L., and Fernandes, L. A. D., 2008, U-Pb ages of granitoids from eastern sul-riograndense shield. In 6th South American Symposium on Isotope Geology. Anais, p.95.

Koester, E., Soliani Jr, E., Fernandes, L. A. D., Kraemer, G., and Tommasi, A., 1997, Geocronologia Rb/Sr e K/Ar dos granitóides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu na região de Encruzilhada do Sul (RS). *Pesquisas*, v.24(1/2), p.67-77.

Koester, E., Soliani, E., Leite, J. A. D., Hartmann, L. A., Fernandes, L. A. D., McNaughton, N. J., Santos, J. O. S., and Oliveira, L. D., 2001, SHRIMP U–Pb age for the emplacement of the Santana Granite and reactivation of the Porto Alegre Suture, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v.14(1), p.91-99.

Koester, E., Porcher, C. C., Pimentel, M. M., Fernandes, L. A. D., Vignol-Lelarge, M. L., Oliveira, L. D., and Ramos, R. C., 2016, Further evidence of Early Cryogenian subduction-related continental arc magmatism (777 Ma) in Eastern Dom Feliciano Belt, southern Brazil: the Chácara das Pedras Orthogneiss. *Journal of South American Earth Sciences*, v.68, p.155-166.

Liz, J. D., de Lima, E. F., Nardi, L. V. S., Sommer, C. A., Saldanha, D. L., and Pierosan, R., 2009, Petrologia e sucessão estratigráfica das rochas monzoníticas da associação shoshonítica de Lavras do Sul (RS). *Revista Brasileira de Geociências*, v.39(2), p.244-255.

Lara, P., Oyhantçabal, P., and Dadd, K., 2017, Post-collisional, Late Neoproterozoic, high-Ba-Sr granitic magmatism from the Dom Feliciano Belt and its cratonic foreland, Uruguay: Petrography, geochemistry, geochronology, and tectonic implications. *Lithos*, v.277, p.178-198.

Liégeois, J.P., 1998, Some words on the post-collisional magmatism. Preface to Special Edition on Post-Collisional Magmatism. *Lithos*, v.45, 15-17.

Leite, J. A., Hartman, L. A., Mcnaughton, N. J., and Chemale Jr, F., 1998, SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *International Geology Review*, v.40(8), p.688-705.

Lopes, A.P., 2008, Geologia do Complexo Camboriú (SC) [Ph.D. Thesis]: Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil.

Loureiro, P.O., Koester, E., Weinberg, R.F., Porcher, C.C., Pimentel, M.M., and Knijnik, D.B., 2015. Magmatic evolution of Pinheiro Machado Complex in Monte Bonito region, southern, Brazil. In: 8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, Florianópolis. Abstract Books.

Mallmann, G., Chemale Jr, F., Armstrong, R., and Kawashita, K., 2003, Sm-Nd and U-Pb SHRIMP zircon studies of the Nico Pérez Terrane, reworked Rio de la Plata Craton, Uruguay. In Short Papers 4th South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, Brazil.

Martil, M.M.D., Bitencourt, M.F., Armstrong, R., Nardi, L.V.S., and Chemale Jr., F. Geochronology of orthogneisses from the Várzea do Capivarita Complex thrust pile and implications for the timing of continental collision in southernmost Brazil. *Precambrian Research* (submitted).

Martil, M.M.D., 2016, O magmatismo de arco continental pré-colisional (790 Ma) e a reconstituição espaço-temporal do regime transpressivo (650 Ma) no Complexo Várzea do Capivarita, sul da Província Mantiqueira [Ph.D. Thesis]: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil.

Martil, M.M.D., Bitencourt, M.F. and Nardi, L.V.S. 2011, Caracterização estrutural e petrológica do magmatismo précolisional do Escudo Sul-rio-grandense: os ortognaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. *Pesquisas em Geociências*, v.38(2), p.181-201.

Martini, A., Bitencourt, M. F., Nardi, L. V., and Florisbal, L. M., 2015, An integrated approach to the late stages of Neoproterozoic post-collisional magmatism from Southern Brazil: Structural geology, geochemistry and geochronology of the Corre-Mar Granite. *Precambrian Research*, v.261, p.25-39.

May, S. E., 1990, Pan-African magmatism and regional tectonics of South Brazil [PhD. Thesis]: Open University.

Mukasa, S. B., 1986, Zircon U-Pb ages of super-units in the Coastal batholith, Peru: Implications for magmatic and tectonic processes. *Geological Society of America Bulletin*, v.97(2), p.241-254.

Nadin, E. S., Saleeby, J., and Wong, M., 2016, Thermal evolution of the Sierra Nevada batholith, California, and implications for strain localization. *Geosphere*, v.12(2), p.377-399.

Oliveira, D. S., Sommer, C. A., Philipp, R. P., de Lima, E. F., and Basei, M. Â. S., 2015, Post-collisional subvolcanic rhyolites associated with the Neoproterozoic Pelotas Batholith, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v.63, p.84-100.

Oyhantçabal, P., 2005, The Sierra Ballena Shear zone: kinematics, timing and its significance for the geotectonic evolution of southeast Uruguay [Ph.D. Thesis]: Georg-August University of Göttingen, Göttingen, German.

Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Frei, R., and Layer, P., 2007, Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Braziliano–Pan-African, Uruguay). *Lithos*, v.98(1), p.141-159.

Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., and Layer, P., 2010, The Sierra Ballena Shear Zone in the Southernmost Dom Feliciano belt (Uruguay): evolution, kinematics, and deformation conditions. *International Journal of Earth Sciences*, v.99(6), p.1227-1246.

Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Presnyakov, S., and Layer, P., 2009, Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *Journal of the Geological Society*, v.166(6), p.1075-1084.

Oyhantçabal, P., Wagner, M., Wemmer, K., Schluz, B., Frei, R., and Siegesmund, S., 2012, Paleo and Neoproterozoic magmatic and tectonometamorphic evolution of the Isla Cristalina de Rivera (Nico Perez Terrane, Uruguay). *International Journal of Earth Sciences* v.101 (7), p.1745–1762.

Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., and Passchier, C. W., 2011, The transpressional connection between Dom Feliciano and Kaoko belts at 580–550 Ma. *International Journal of Earth Sciences*, v.100(2-3), p.379-390.

Passarelli, C. R., Basei, M. A., Siga, O., Mc Reath, I., and Neto, M. D. C. C., 2010, Deformation and geochronology of syntectonic granitoids emplaced in the Major Gercino Shear Zone, southeastern South America. *Gondwana Research*, v.17(4), p.688-703.

Passarelli, C.R., and Basei, M.A.S., 1996, Análise dos petrogramas de eixos-c de quartzo: Zona de Cisalhamento Major Gercino (SC). *Boletim IG-USP* v.26, p.99–113.

Passarelli, C. R., Basei, M. A. S., Wemmer, K., Siga, O., and Oyhantçabal, P., 2011. Major shear zones of southern Brazil and Uruguay: escape tectonics in the eastern border of Rio de La Plata and Paranapanema cratons during the Western Gondwana amalgamation. *International Journal of Earth Sciences*, v.100(2-3), p.391-414.

Peruchi, F. M., 2016, Evolução espaço-tempo do Granodiorito Estaleiro, região de Porto Belo, SC [Graduate dissertation]: Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, Brazil.

Peternell, M., Bitencourt, M.F., Kruhl, J.H., and Stäb, C., 2010, Macro and microstructures as indicators of the development of syntectonic granitoids and host rocks in the Camboriú region, Santa Catarina, Brazil. *Journal of South American Earth*, v.29(3), p.738-750.

Philipp, R. P., 1998. A evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul [Ph.D. Thesis]: Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil.

Philipp, R. P., Machado, R., Nardi, L. V. S., and Lafon, J. M., 2008, O magmatismo granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão da geocronologia regional. *Brazilian Journal of Geology*, v.32(2), p.277-290.

Philipp, R. P., Machado, R., Zanon, C., Chemale Jr., F., and Cordani, U. G., 2016a, Magmatismo extensional da Suíte Dom Feliciano, Batólito Pelotas, Cinturão Dom Feliciano, RS, Brasil: dados geocronológicos, isotópicos e de química-mineral. In *Anais: as geotecnologias e o século XXI*. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia.

Philipp R.P., Bom F.M., Pimentel M.M., Junges S.L., and Zvirtes G., 2016 b, SHRIMP U-Pb age and high temperature conditions of the collisional metamorphism in the Várzea do Capivarita Complex: implications for the origin of Pelotas Batholith, Dom

Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v.66, p.196-207.

Philipp, R.P., Jelinek, A.R., and Chemale Jr., F. Post-collisional Neoproterozoic magmatism of the Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, RS, southernmost Brazil. *International Geology Review*. Submitted.

Preciozzi, F., Masquelin, H., Basei, M. A. S., 1999, The Namaqua/Grenville Terrane of eastern Uruguay. In 2nd South American Symposium Isotopic Geology, Carlos Paz, Argentina.

Preciozzi, F., Masquelin, H. Y., and Sánchez Bettucci, L., 1993, Geología de La Porción Sur del Cinturón Cuchilla de Dionisio. In: Guía de Excursión del Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata. Dirección Nacional de Minería y Geología, Montevideo, p.1-39.

Remus, M. V. D., Hartmann, L. A., McNaughton, N. J., Groves, D. I., and Reischl, J. L., 2000, Distal magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) deposits, southern Brazil. *Gondwana Research*, v.3(2), p.155-174.

Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Koppe, J.C., Fletcher, I.R., Groves, D.I., and Pinto, V.M., 1999, Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca Volcanic Arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. *Journal of South American Earth Sciences* v.12, p.349 – 366.

Sánchez Bettucci, L., Preciozzi, F., Basei, M. A. S., Oyhantçabal, P., Peel, E., and Loureiro, J., 2003. Campanero Unit: a probable Paleoproterozoic basement and its correlation to other units of southeastern Uruguay. In 4th South American Symposium on Isotope Geology, Salvador.

Sánchez-Bettucci, L., Oyhantçabal, P., Page, S., and Ramos, V. A., 2003, Petrography and geochemistry of the Carape granitic complex (southeastern Uruguay). *Gondwana Research*, v.6(1), p.89-105.

Schnorr, E. R., 2017, *Cisalhamento transcorrente destrá anterior à Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu: geometria e cinemática das estruturas do embasamento e granitos sintectônicos da região de Quitéria, RS [Master's theses]: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil.*

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. W. S., Sander, A., and Rosa, A. L. Z., 2016, 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*, v.32(4), p.529-544.

Silva, L. C., Hartmann, L. A., McNaughton, N. J., and Fletcher, I., 2000, Zircon U-Pb SHRIMP dating of a Neoproterozoic overprint in Paleoproterozoic granitic-gneissic terranes, southern Brazil. *American Mineralogist*, v.85(5-6), p.649-667.

Silva, L. C., Hartmann, L. A., Mcnaughton, N. J., and Fletcher, I. R., 1999, SHRIMP U/Pb zircon dating of Neoproterozoic granitic magmatism and collision in the Pelotas Batholith, southernmost Brazil. *International Geology Review*, v.41(6), p.531-551.

Silva, L. C., McNaughton, N. J., and 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*, v.82(3), p.503-525.

Silva, D. L., 1999, Geocronologia U-Pb SHRIMP e Sm-Nd na Província Mantiqueira Meridional, no Cinturão Saldania (África do Sul) e a evolução do Ciclo Brasileiro/Pan-africano [Ph.D. thesis]: Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 243p.

Silva, D. L., McNaughton, N. J., Hartmann, L. A., Fletcher, I. R., 2003. Contrasting zircon growth patterns in neoproterozoic granites of southern Brazil revealed by SHRIMP U-Pb analyses and SEM imaging: consequences for the discrimination of emplacement and inheritance ages. In 4th South American Symposium on Isotope Geology, p. 687-690.

Soliani Junior, E. 1986. Os Dados Geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas Implicações de Ordem Geotectônica [Ph.D. Thesis]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Brazil.

Stern, R. A., 2001, A new isotopic and trace-element standard for the ion microprobe: preliminary thermal ionization mass spectrometry (TIMS) U-Pb and electron-microprobe data. Ressources naturelles Canada.

Vasquez, M. L., 1997. Evolução Petrogenética dos Granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul - RS. Porto Alegre [Master's thesis]: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 196p.

Vieira, D. T., Koester, E., and Bertotti, A. L., 2016, Petrology of Chasqueiro Granite, Arroio Grande region, Southeastern Sul-Rio-Grandense Shield. Brazilian Journal of Geology, v.46(1), p.79-108.

Weinberg, R. F., and Hasalová, P., 2015, Water - fluxed melting of the continental crust: A review. Lithos, v.212, p.158 - 188.

	Unit	N	Magmatic Age (Ma)	Inheritance (Ga)	TDM (Ga)	εNd(t)	Sr(i)
FLORIANOPÓLIS BATHOLITH	Diabase dyke	0	618 ±8.7 (34)A	2.121,1.929 and 1.738	0.839	-5.6	
	Serra dos Macacos Granite	1	611 ±9 (1)A	3.4, 2.9, 2.1, 1.8 and 0.7 (1)A	2.5 to 3.0 (2,3,4,13)	-21.94 (13)	0.7091 (13)
	Rio Pequeno Granite	2	622 ±15 and 626 ±7 (1)A	0.6, 0.73 and 1.6 (1)A	1.7 to 2.3 (2,3 and 4)		
	Morro dos Macacos Granite	3	588 ±3.3 (13)B		1.4 (2) 1.7 and 1.3 (13)	-7.5 and - 5.01 (13)	0.7091 and 0.7088 (13)
	Zimbros Granite	4 and 4.1	587 ±7.5 (13)A		1.565 (13)	-3.84 and -5.60	0.7056 (13)
	Zimbros acid dyke	4.2	587 ±8.7 (13)C		1.348 (13)	0 to1	0.7103 (13)
	Estaleiro Granodiorite	5	612 ±2 (56)A	0.640, 1.2 and 2.0			
	Estaleiro Granitic Complex	5.1	602 ±3.4 (2)B		1.245 to 1.545 (2)	-5.60 (2)	0.7056 (13)
	Mariscal granite	6	609 ±8 (2)B	2.0, 2.2, 0.7, 0.85 and 0.95 (1)A	1.4(2) and 1.6 (4)		
	Mariscal granite	6.1	620 ±31 and 624 ±17 (13)A	2.232 (13)	1.872 and 2.055 (13)	-6.20 to -6.72	0.71162 (13)
	Mariscal granite	6.2					
	Quatro Ilhas Granodiorite	7 and 7.1	625 ±7(1)A	(0.9, 0.65 and 0.7) 1(A)	1.4(2) to 1.6 (4)	-4.70 to -6.10	
	Quatro Ilhas monzogranite	8	614 ±4 (1)A	(0.65 and 0.7) (1)A			
	Quatro Ilhas granitoids	9	619 ±22 (13)A		1.418 to 1.797 (13)		0.7117 (13)
	Quatro Ilhas granitoids	9.1	623±6.2 (13)A				
	Quatro Ilhas dyke	9.2	615 ±7 (13)B and 617.5 ±5.2(13)A	2.1 (13)	1.387 to 1.927 (13)	-5.45 to -7.33	0.7107 (13)
	Quatro Ilhas dyke	9.3			2.4-2.8 (2 and 3) 2.96 (13)	-6.1 and -4.41 (13)	0.695 (13)
	Itapema granite	10	640 (9)C	2.02 (10) C			

	Unit	N	Magmatic Age (Ma)	Inheritance (Ga)	TDM (Ga)	$\epsilon\text{Nd}(t)$	Sr(i)
FLORIANÓPOLIS BATHOLITH	Metagranito Corre-mar	11	628 (13) and 637 \pm 21 (51) C	2.174 \pm 22 (40) C and 3.0- 2.9, 2.7, 2.0-1.9 (51)C 1,2, 2 to 2.2	2.442 (13)		0.7086 (13)
	Metagranito Corre-mar	11	615 \pm 4 (71)A	3.1(71)A	2.27 to 2.4 and 3.32 (71)	-21.61 (71)	0.7099 to 0.7108 (71)
	Porto Belo Complex	12	646 \pm 15 (2)B				
	Rolador Granitoid Association	13	609 \pm 16 (14)B				
	Fernandes Granitoid Association	14	614 \pm 2 (14)B				
	Valsungana Granite	15	593 \pm 9 (31)C		2.04 to 1.77 (13) and 2.344 (31)	-14.64 (13)	0.7098 (13)
	Paulo Lopes monzogranite	16	626 \pm 8 (31) C	1.491 and 0.812	1.682 (31)	-7.7	
	Tabuleiro syenogranite	17	594 \pm 8 (12)C	0.617 \pm 9 (12)C	1.691 (12)		
	Monzogranite of Pedras Grandes Suite	18	595 \pm 5 (32)C			-5.6	
	Monzogranite of Pedras Grandes Suite	19	613 \pm 5 (32)C				
	Guabiruba Granite	20	610 \pm 6 (12)C	0.628 \pm 7 (12)C			
	Forquilha Tonalite	21	611 \pm 3 (40)C				
	Forquilha Tonalite	21	608 \pm 7 (12)C				
	Granito Alto Varginha	22	579 \pm 8 (12)C				
São Pedro de Alcântara granites	23	613 \pm 5 (61)C					

Table 1. Florianópolis Batholith isotope data. Sample number (N) is the reference for the abscissa axis in figures 2, 3, 4, 5 and 6. Geochronological methods are indicated by letters: (A) LA-ICP-MS; (B) TIMS; (C) U-Pb SHRIMP; (D) Pb Evaporation; (E) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; (F) U-Pb SIMS; (G) K-Ar; (H) Rb-Sr. References is given by numbers in brackets; **0-** Campos et al., 2012; **1-** Florisbal et al., 2012; **2-** Chemale Jr. et al., 2003; **3-** Lopes, A.P., 2008; **4-** Florisbal et al., 2010; **5-** Knijnik et al., submitted; **6-** Koester et al., 2001; **7-** Koester et al., 2008; **8-** Frantz et al., 2003; **9-** Basei et al., 2010; **10-** Hartmann et al., 2003; **11-** Basei et al., 1990; **12-** Silva et al., 2005; **13-** Chemale Jr., et al., 2012; **14-** Passarelli et al., 2010; **15-** Koester et al., 1997; **16-** Philipp et al., 2002;

17- Soliani Jr., 1986; **18-**Hartmann et al., 2000; **19-** Cordani et al., 1974; **20-** Soliano Jr., 1986; **21-** Philipp, 1998; **22-** Babinski et al., 1997; **23-** Vasquez, 1997; **24-** May, 1990; **25-** Hartmann et al., 1999; **26-** Hartmann et al., 1998; **27-** Leite et al., 1998; **28-** Remus et al., 1999; **29-** Remus et al., 2000; **30-** Silva et al., 2000; **31-** L. C. da Silva et al., 2003; **32-** Jelinek unpubl. data in (18); **33-** L. C. da Silva unpubl. data in (18); **34-** Campos et al., 2012; **35-** Bitencourt et al., 2011; **36-** Hartmann et al., 2002; **37-** Oyhantçabal et al., 2007; **38-** Oyhantçabal et al., 2010; **39-** Basei et al., 2000; **40-** Silva et al., 2002; **41-** Silva et al., 1999; **42-** Silva, 1999; **43-** Mallmann et al., 2003; **44-** Oyhantçabal et al., 2005; **45-** Sanchez-Bettucci et al., 2003; **46-** Oyhantçabal et al., 2009; **47-** Gaucher et al., 2008; **48-** Sanchez-Bettucci et al., 2003; **49-** Janikian et al., 2008; **50-** Liz et al., 2009; **51-** Basei et al., 2013; **52-** Knijnik et al., 2017; **53-** Bitencourt et al., 2015; **54-** Koester et al., 2016; **55-** Lara et al., 2017; **56-** Perucci, 2016; **57-** Loureiro et al., 2015; **58-** Hueck et al., 2015; **59-** Bitencourt et al., 2015; **60-** Basei et al., 2013; **61-** Jelinek et al., 2005; **62-** Preciozzi et al., 1999; **63-** Philipp et al., 2016a; **64-** Camozzato et al., 2013; **65-** Chemale et al., 2011; **66-** Philipp et al., 2016c; **67-** Gregory et al., 2015; **68-** Philipp et al., submitted; **69-** Vieira et al., 2016; **70-** Oliveira et al., 2015; **71-** Martini et al., 2015; **72-** Martil et al., submitted; **73-** Philipp et al., 2016b; **74-** Oyhantçabal et al., 2012; **75-** Guadagnin et al., 2010; **76-** Barbosa et al., 2017; **77-** Knijnik et al., 2015.

	Unit	N	Magmatic Age (Ma)	Inheritance (Ga) Error(Ma)	TDM (Ga)	εNd(t)	Sr(i)
PELOTAS BATHOLITH	Quitéria granite	24	631 ±6 (6,7)B and 634 ± 6 (This work)C	0.658 ± 4 (8)C and 0.647 ± 4 (7)C			0.716 (15)
	Cordilheira granite	25	625 ±6 (8)C				0.740 (15)
	Arroio Francisquinho granite	26	609.3 ± 7.0 605.4 ± 4.4 610± 10 605.2 ± 5.6 (This work)C	634 ±6 (8)C			0.733 (15)
	Cerro Agudo granite	27	617 ±8(8)C				
	Figueiras granite	28	605 ±8 (8)C				
	Cruzeiro do Sul granodiorite	29	635 ±1.5 and 636.3 ±4.1(5 and 77)C,A	0.658.1± 4.7, 0.788 ± 15 0.672.3 ± 8.7	1.25 to 1.6 (52)	-3.5 to - 7 (52)	0.706 to 0.710 (52)
	Arroio Divisa granitoids	30	625.6 ±1.9 (52)A	0.640, 0.8, 0.9 and 1.8	1.9 and 1.5 (52)	-7 to -11 (52)	0.711 to 0.703 (52)
	Sanga do Areal granitoids	31	620.0 ±5.6 (52)A	0.767 ± 12 (52)A	1.45 to 1.75 (52)A	-5.8 to - 7.5	0.712 to 0.716 (52)
	Sanga do Areal granitoids	32	626±5.6 (52)A				
	Late dikes	33	605.4± 4.5(5)A	1.5 and 2.1	1.35 to 1.43(52)	-3.3 to - 4.8 (52)	0.707 to 0.709 (52)
	Pinheiro Machado Suite granitoids	34, 34.1, 34.2 and 34.3	610± 5, 623 ±2 22(B); 609 ±17(41) C and 625 ± 4(8)D	0.78 (18)	1.636 to 2.239 (21,22,24 and 41)	-5.9 to - 10	0.706 to 0.708 (19,20 and 21)
	Diorites of Pinheiro Machado Complex	34.4 and 34.41	618 ± 7 (57)C and 562 ± 3.7 (76)C	1.4 to 1.6		-4.4 to - 6.7(57)	0.707 to 0.717 (57)
	Granite of Pinheiro Machado Complex	34.5	603 ± 6 (57)C	1.4 to 1.7		- 4.4 to - 6.8 (57)	0.707 to 0.717 (57)
	Chasqueiro granite	35	574±3 (69)A	0.750			
	Piquiri sienite	36	611 ±3 (8)D		1.75 (22)	-10.9	0.706 (17)
	Arroio do Silva sienite	37	612 ±3 (8)D				
	Capão do Leão granite	38	583 ±3 (8)D				
	Bela Vista granite	39	599 ±14 (8)D				

	Unit	N	Magmatic Age (Ma)	Inheritance (Ga) Error(Ma)	TDM (Ga)	$\epsilon\text{Nd}(t)$	Sr(i)
PELOTAS BATHOLITH	Encruzilhada Granite	40	594 \pm 5 (22)B		1.75 to 2.08 (22)	-11 to -15	0.711 to 0.716 (20 and 23)
	Arroio Moinho granite	41	595 \pm 1 (22)B		1.31(22)	-4.5	
	Santana granite	42	600 \pm 10 (6)C				
	Arroio das Palmas sienite	43	642 \pm 10 (35)A				
	Arroio dos Ratos tonalite	44	631 \pm 13 (42)C		2.062 (42)C	2	
	Butiá granite	45	629.2 \pm 6.8 (53)A, B	2.2	2 and 2.03	-11 to -17	0.7178 to 0.7297
	Bela Vista granite	46	575 \pm 3 (63)C				
	Piratini basic dykes	47	550 \pm 27 (63)C			1.04 to -4,6	0.705 to 0.725
	Piratini basic dykes	48	550 \pm 27 (63)C			3.1 to 0.25 and 2.46	0.703 to 0.718
	Viamão granite	49	575 \pm 3 (63)C				
	Barão do Triunfo granite	50	630 \pm 6 (66)B				
	Ana dias rhyolite	51	581.9 \pm 1.9 (70)C				
	Ponta Grossa granite	52	600 \pm 9 (66)B				
	Três Figueiras granodiorite	53	603 \pm 1 (54)C	0.745, 0.777, 0.836 and 1.022			

Table 2. Pelotas Batholith isotope data. Sample number (N) is the reference for the abscissa axis in figures 2, 3, 4, 5 and 6. Reference is given by numbers in brackets as in table 1. Geochronological methods are indicated by letters: (A) LA-ICP-MS; (B) TIMS; (C) U-Pb SHRIMP; (D) Pb Evaporation; (E) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; (F) U-Pb SIMS; (G) K-Ar; (H) Rb-Sr.

	Unit	N	Magmatic Age (Ma)
AIGUÁ BATHOLITH	Valdivia intrusion	54	614 ± 3 (37)D
	Quartz mylonite	55	586 ± 2 (38)E
	Aigua' granite	56	587 ± 16 (39)C
	Carape' granite	57	572 ± 12 (48)G
	Maldonado granite	58	564 ± 7(46)C
	Monzogranite from Cañas region	59	587±16 (39) B
	Monzogranite from Cañas region	59	572.2±2.5 (39)B

Table 3. Aiguá Batholith isotope data. Sample number (N) is the reference for the abscissa axis in Figures 2 and 6. Reference is given by numbers in brackets, as in table 1. Geochronological methods are indicated by letters: (A) LA-ICP-MS; (B) TIMS; (C) U-Pb SHRIMP; (D) Pb Evaporation; (E) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; (F) U-Pb SIMS; (G) K-Ar; (H) Rb-Sr.

		Unit	N	Age (Ma)	Inheritance (Ga) Error(Ma)
MAGMATISM OUTSIDE OF THE SOUTHERN BRAZILIAN SHEAR BELT	Florianópolis	São João Batista Granite	1	606±17 (58)A	0.750, 1.02, 1.16, 2.0 and 2.21
		Tijucas granite	2	601±5 (58)A	
		Catinga granite	3	594±9 (58)A	
		Valsungana granite	4	593 ±9 (31a)C	2.04 to 1.77 (13) and 2.344 (31)
		Tuff in Itajai Group	5	606 ±8 (40)C	
		Tuff in Itajai Basin	5.1	563±3 (75)A	1.192±11 and 0.612±7
		Rhyolite stock in Itajai Basin	6	549±4 (75)A	
	Rio Grande do Sul	Serra da asperezas rhyolite	7	560 ±12 (20)H	
		Lavras granite	8	594 ±5 (29)C	
		Caçapava granite	9	562 ±8 (29)C	~2.1 (29)C
		Monzonite of Lavras do Sul Shoshonitic Association	10	587 ±4 (50)C	
		Varzea do Capivarita Complex associated leucogranite	11	612 ± 6 (73)C	
		Tuff of Western Camaquã Sub-Basin	12	590.5 ±5.7 (49)C	
	Uruguay	Cerro Aguirre dacite from Piriapolis basin	13	571 ±8 (36)C	
		Las Ventanas Fm. volcanoclastic rocks	14	573 ±1(46)C	3.063 ±18 and 1.444 ±78
		Las Flores Granite	15	586 ± 2.7 (74)C	
		Sobresaliente plutons	16	585 ± 2.5 (74)C	
		Punta del Sta. Lucia monzogranite	17	633 ±8 (36)C	
		Pan de Azúcar Pluton	18	579 ±1.5 (37)E	
		Solís de Mataojo Granitic Complex	19	584 ±13 (37)D	
		Puntas Mataojo granite	20	627 ± 23 (46)C	1.87 ±71, 2.523 ±29 and 0.787 ±44 (46)C
		Arroyo Mangacha granite	21	583 ±7 (47)F	
		Sierra de los Caracoles granodiorite	22	634 ± 7.3 Ma (55)A	
		Cortez Blanco monzonite	23	604 ± 3.0 (55)A	3.017 ±18 1.754 ±12
Guayabo granodiorite		24	597 ± 1.0 (55)A	0.967 ±12	

Table 4. Isotope data of magmatism outside of the Southern Brazilian Shear Belt. Sample number (**N**) is the reference for the abscissa axis in figures 2, 3, 4, 5 and 6. Reference is given by numbers in brackets, as in table 1. Geochronological methods are indicated by letters: (A) LA-ICP-MS; (B) TIMS; (C) U-Pb SHRIMP; (D) Pb Evaporation; (E) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; (F) U-Pb SIMS; (G) K-Ar; (H) Rb-Sr.

		Unity	N	Age (Ga) Error(Ma)	Metamorphic rims (Ma)
BASEMENT	Florianópolis	Águas Mornas Complex	1	2175 ±13 (12)C	592±5
		Camboriú Complex	2	2.0 to 2.2 (10, 12 and 30)C, 3.3, 3.0, 2.9, 2.7, 2.1, 1.9, and 1.56 (51) C	630, 590 and 560 (30)C 640 and 61 (51)C
		Pre-transcurrent magmatism Camboriú Complex	3	0.649±9.7 (13)A and 646 ±15 (13)B	
		Paleosome of Morro do Boi migmatites	4	3.319 ± 29 (60) C	
		Neosome of Morro do Boi migmatites	5	2.98 ± 20 (60) C	634 ± 24
		Amphibolite xenolith in the Ponta do Cabeço Granite	6	1.563 ± 25 (60) C	613 ± 23
	Rio Grande do Sul	Arroio dos Ratos Complex orthogneisses	7	2.1 (67) A	635 ± 6
		Anorthosite Capivarite	8	1.573 ± 21 (65)A	651 ±9 and 601 ±5
		Encantada Complex	9	~ 2.45 (26)C and 2.153 ± 20 (64) C	~ 560 (26)C and 643 ±13 (64) C
		Passo Feio Formation	10	~ 2.1 (26)C	~ 560
		Cambaí Complex	11	0.879 ±14 to 0.733 ±10 (27) C	
		Vacacaí Group	12	0.756 ±14 (28)C	
		Chácara das Pedras gneiss	13	0.777 ±4 (54)C	~ 650
		Arroio dos Ratos Complex	14	2.1 (67)A	635 ± 6
		Varzea do Capivarita Complex	15	0.77 and 0.79 (72)C	650 to 640
	Uruguay	Nico Perez Terrane	16	1.735 to 1.754 (43,44 and 45)C	
		Cerro Olivo gneiss	17	0.776 ±12 (46) C	641±17 (46) C
		Rocha syenogranite	18	0.762 ±8 (36)C	

Table 5. Magmatic and metamorphic ages from basement rocks. Sample number (**N**) is the reference for the abscissa axis in figure 7. Reference is given by numbers in brackets, as in table 1. Geochronological methods are indicated by letters: (A) LA-ICP-MS; (B) TIMS; (C) U-Pb SHRIMP; (D) Pb Evaporation; (E) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; (F) U-Pb SIMS; (G) K-Ar; (H) Rb-Sr.

Sample	Granitoid	Mineral	Magmatic age	UTM E	UTM N
DK 64	QG	Zircon	634 ± 6	389642	6638662
DK 61	AFG	Zircon	609.3 ± 7.0	389899	6643550
DK 61	AFG	Monazite	605.4 ± 4.4	389899	6643550
DK 80	AFG	Zircon	610 ± 10	400311	6648631
DK 80	AFG	Monazite	605.2 ± 5.6	400311	6648631

Table 6. UTM coordinates of the analyzed samples.

Table 7. Summary of SHRIMP U-Pb zircon data for sample DK64, Quitéria Granite.

Spot	$^{206}\text{Pb}_c$ %	U ppm	Th ppm	^{232}Th $/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*$ ppm (1)	^{206}Pb $/^{238}\text{U}$ Age (1)	\pm	^{207}Pb $/^{206}\text{Pb}$ Age (1)	\pm	Disc. %	$^{207}\text{Pb}^*$ $/^{206}\text{Pb}^*$ (1)	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*$ $/^{235}\text{U}$ (1)	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*$ $/^{238}\text{U}$ (1)	$\pm\%$	err corr
<u>1.1</u>	0.19	306	190	0.64	0.39	26	611 \pm 8	605 \pm 26	-1	0.06005	1.2	0.823	1.8	0.0994	1.3	0.7		
<u>2.1</u>	0.14	660	267	0.42	0.19	57	615 \pm 7	619 \pm 16	+1	0.06043	0.7	0.834	1.4	0.1001	1.2	0.8		
3.1	0.03	5392	144	0.03	11	490	648 \pm 7	631 \pm 4	-3	0.06077	0.2	0.886	1.2	0.1058	1.2	1.0		
4.1	0.48	3844	76	0.02	0.33	285	533 \pm 10	628 \pm 10	+16	0.06068	0.5	0.722	2.0	0.0863	1.9	1.0		
4.2	0.39	388	104	0.28	0.28	32	590 \pm 7	616 \pm 29	+4	0.06035	1.4	0.798	1.9	0.0959	1.3	0.7		
5.1	0.19	302	77	0.27	0.77	26	624 \pm 7	629 \pm 37	+1	0.06070	1.7	0.850	2.1	0.1016	1.2	0.6		
5.2	0.18	2758	331	0.12	0.18	248	641 \pm 7	634 \pm 9	-1	0.06086	0.4	0.878	1.2	0.1046	1.2	0.9		
6.1	0.10	1957	532	0.28	2.17	164	600 \pm 7	624 \pm 9	+4	0.06058	0.4	0.815	1.2	0.0976	1.2	0.9		
7.1	1.38	878	407	0.48	2.54	71	581 \pm 7	644 \pm 35	+10	0.06114	1.6	0.796	2.0	0.0944	1.2	0.6		
<u>8.1</u>	0.21	290	147	0.52	0.44	25	612 \pm 7	622 \pm 28	+2	0.06050	1.3	0.830	1.8	0.0995	1.2	0.7		
<u>9.1</u>	0.15	179	52	0.30	0.98	15	586 \pm 8	631 \pm 34	+7	0.06077	1.6	0.798	2.1	0.0952	1.4	0.7		
9.2	0.12	3858	149	0.04	2.60	340	629 \pm 7	640 \pm 6	+2	0.06103	0.3	0.862	1.2	0.1025	1.2	1.0		
10.1	0.34	617	420	0.70	0.32	48	558 \pm 8	617 \pm 23	+10	0.06036	1.1	0.752	1.8	0.0904	1.4	0.8		
11.1	0.09	337	116	0.35	0.27	30	637 \pm 8	631 \pm 22	-1	0.06077	1.0	0.870	1.7	0.1038	1.4	0.8		
<u>11.2</u>	0.32	2372	25	0.01	0.52	200	605 \pm 7	634 \pm 19	+5	0.06084	0.9	0.825	1.4	0.0983	1.2	0.8		

Errors are 1-sigma; Pb_c and Pb^* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0.26% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

(1) Common Pb corrected using measured ^{204}Pb .

Spot numbers in **bold** represents a magmatic age.

Spot numbers underlined represents zircon rims.

Table 8: Summary of SHRIMP U-Pb zircon data for sample DK61A

Spot	$^{206}\text{Pb}_c$ %	U ppm	Th ppm	^{232}Th $/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*$ ppm (1)	^{206}Pb $/^{238}\text{U}$ Age (1)	\pm	^{207}Pb $/^{206}\text{Pb}$ Age (1)	\pm	Disc. %	$^{207}\text{Pb}^*$ $/^{206}\text{Pb}^*$ (1)	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*$ $/^{235}\text{U}$ (1)	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*$ $/^{238}\text{U}$ (1)	$\pm\%$	err corr
1.1	0.15	326	91	0.29	2.07	28	614	± 8	617	± 24	+1	0.06038	1.1	0.831	1.8	0.0999	1.4	0.8
2.1	0.06	808	414	0.53	0.81	126	1075	± 15	1132	± 8	+5	0.07742	0.4	1.937	1.6	0.1815	1.6	1.0
3.1	0.67	349	217	0.64	0.22	47	939	± 10	980	± 25	+5	0.07180	1.2	1.552	1.7	0.1568	1.2	0.7
4.1	48.63	1131	813	0.74	1.24	45	295	± 5	556	± 324	+48	0.05870	14.9	0.379	15.0	0.0468	1.8	0.1
5.1	0.04	8603	820	0.10	0.90	690	576	± 8	609	± 4	+6	0.06015	0.2	0.775	1.5	0.0934	1.5	1.0

Errors are 1-sigma; Pb_c and Pb^* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0.26% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

(1) Common Pb corrected using measured ^{204}Pb .

Table 9: Summary of SHRIMP U-Pb monazite data for sample DK61A

Spot	$^{206}\text{Pb}_c$ %	U ppm	Th ppm	^{232}Th $/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*$ ppm (1)	^{206}Pb $/^{238}\text{U}$ Age (1)	\pm	^{207}Pb $/^{206}\text{Pb}$ Age (1)	\pm	Disc. %	$^{207}\text{Pb}^*$ $/^{206}\text{Pb}^*$ (1)	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*$ $/^{235}\text{U}$ (1)	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*$ $/^{238}\text{U}$ (1)	$\pm\%$	err corr
1.1	0.02	12924	54144	4.3	0.4	1127	623 \pm 14	614 \pm 8	-2	0.06028	0.36	0.844	2.3	0.1015	2.3	0.988		
2.1	0.03	10631	44399	4.3	0.2	924	621 \pm 18	600 \pm 5	-4	0.05991	0.23	0.836	3.0	0.1012	3.0	0.997		
3.1	0.03	10428	46470	4.6	1.3	895	614 \pm 12	598 \pm 5	-3	0.05984	0.24	0.825	2.1	0.1000	2.1	0.993		
3.2	0.03	17080	35914	2.2	7.3	1460	612 \pm 11	610 \pm 5	-0	0.06019	0.22	0.826	2.0	0.0995	2.0	0.994		
4.1	0.03	8767	52870	6.2	3.5	749	611 \pm 12	617 \pm 10	+1	0.06037	0.45	0.828	2.0	0.0994	2.0	0.975		
5.1	0.08	3934	31297	8.2	5.8	320	584 \pm 19	619 \pm 9	+6	0.06043	0.42	0.790	3.4	0.0948	3.4	0.992		
7.1	0.40	13901	59374	4.4	1.1	1119	577 \pm 17	607 \pm 11	+5	0.06008	0.50	0.776	3.1	0.0937	3.1	0.987		
8.1	0.03	7288	39307	5.6	1.0	581	572 \pm 13	597 \pm 10	+4	0.05982	0.44	0.766	2.5	0.0929	2.4	0.984		
8.2	0.10	8167	22259	2.8	2.3	666	584 \pm 19	624 \pm 7	+7	0.06056	0.34	0.792	3.4	0.0949	3.3	0.995		
9.1	0.06	4684	32534	7.2	1.1	389	595 \pm 16	604 \pm 11	+2	0.06001	0.53	0.800	2.9	0.0967	2.9	0.984		
10.1	0.05	7000	48978	7.2	0.5	567	581 \pm 14	603 \pm 6	+4	0.05999	0.30	0.780	2.6	0.0943	2.5	0.993		
11.1	0.03	9771	39714	4.2	2.5	811	594 \pm 13	601 \pm 6	+1	0.05994	0.27	0.798	2.3	0.0966	2.3	0.993		
12.1	0.02	10940	38277	3.6	1.9	920	602 \pm 16	614 \pm 5	+2	0.06029	0.24	0.813	2.8	0.0978	2.8	0.996		
13.1	0.82	7552	40014	5.5	1.4	594	565 \pm 17	602 \pm 14	+6	0.05996	0.63	0.758	3.1	0.0916	3.1	0.979		
14.1	0.04	11476	81149	7.3	1.2	946	591 \pm 15	600 \pm 5	+2	0.05989	0.24	0.792	2.6	0.0959	2.6	0.996		
15.1	0.03	7096	44004	6.4	0.4	586	591 \pm 8	596 \pm 6	+1	0.05978	0.27	0.792	1.4	0.0961	1.4	0.980		

Errors are 1-sigma; Pb_c and Pb^* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0.89% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

(1) Common Pb corrected using measured ^{204}Pb .

Table 10.: Summary of SHRIMP U-Pb zircon data for sample DK80B

Spot	$^{206}\text{Pb}_c$ %	U ppm	Th ppm	^{232}Th $/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*$ ppm (1)	^{206}Pb $/^{238}\text{U}$ Age (1)	^{207}Pb $/^{206}\text{Pb}$ Age (1)	Disc. %	$^{207}\text{Pb}^*$ $/^{206}\text{Pb}^*$ (1)	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*$ $/^{235}\text{U}$ (1)	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*$ $/^{238}\text{U}$ (1)	$\pm\%$	err corr
1.1	75.33	993	580	0.60	1.62	36	270 ±16	-229 ±3160	+223	0.04197	125.4	0.247	125.5	0.0427	6.1	0.0
1.2	60.22	839	382	0.47	0.33	34	297 ±10	717 ±808	+60	0.06327	38.1	0.411	38.2	0.0471	3.6	0.1
2.1	10.00	461	117	0.26	0.28	39	600 ±8	633 ±132	+5	0.06082	6.2	0.819	6.3	0.0976	1.4	0.2
2.2	0.18	227	72	0.33	0.32	20	617 ±7	627 ±29	+2	0.06065	1.3	0.839	1.8	0.1004	1.2	0.7
3.1	6.91	1827	219	0.12	1.00	143	564 ±7	599 ±116	+6	0.05987	5.4	0.755	5.5	0.0914	1.2	0.2
4.1	89.64	3555	5297	1.54	1.11	26	53.7 ±3	352 ±2047	+85	0.05354	90.6	0.062	90.8	0.0084	6.2	0.1
5.1	2.65	1679	56	0.03	0.30	140	596 ±7	719 ±38	+18	0.06333	1.8	0.846	2.2	0.0969	1.2	0.6
5.2	1.34	2057	121	0.06	0.28	206	710 ±13	917 ±37	+24	0.06962	1.8	1.118	2.6	0.1165	1.9	0.7
6.1	68.57	2890	1548	0.55	1.40	117	297 ±7	2453 ±88	+90	0.15975	5.2	1.040	5.7	0.0472	2.3	0.4
7.1	29.88	1566	959	0.63	1.85	43	203 ±4	698 ±315	+72	0.06269	14.8	0.276	14.9	0.0319	2.0	0.1
8.1	0.37	1846	361	0.20	0.74	99	390 ±4	572 ±17	+33	0.05913	0.8	0.509	1.4	0.0624	1.2	0.8
9.1	69.69	2175	2605	1.24	0.80	58	196 ±3	1229 ±302	+85	0.08132	15.4	0.347	15.5	0.0309	1.8	0.1
10.1	0.42	280	33	0.12	0.47	74	1737 ±22	1996 ±13	+15	0.12274	0.7	5.234	1.6	0.3093	1.5	0.9
11.1	0.45	1126	245	0.22	0.43	75	479 ±5	652 ±24	+27	0.06137	1.1	0.653	1.6	0.0772	1.2	0.7
11.2	3.52	527	99	0.19	0.27	41	555 ±7	606 ±67	+9	0.06008	3.1	0.745	3.4	0.0899	1.3	0.4
11.3	2.65	1552	313	0.21	0.19	90	420 ±9	674 ±99	+39	0.06201	4.7	0.576	5.2	0.0673	2.3	0.4
12.1	56.44	1792	1520	0.88	1.05	50	208 ±4	322 ±428	+36	0.05284	18.8	0.239	18.9	0.0327	1.9	0.1
13.1	74.30	1038	324	0.32	0.38	40	283 ±6	267 ±627	-6	0.05157	27.3	0.319	27.4	0.0449	2.1	0.1

Errors are 1-sigma; Pb_c and Pb^* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0.26% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

(1) Common Pb corrected using measured ^{204}Pb .

Table 11: Summary of SHRIMP U-Pb monazite data for sample DK80B

Spot	$^{206}\text{Pb}_c$ %	U ppm	Th ppm	^{232}Th $/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*$ ppm (1)	^{206}Pb $/^{238}\text{U}$ Age (1)	^{207}Pb $/^{206}\text{Pb}$ Age (1)	Disc. %	$^{207}\text{Pb}^*$ $/^{206}\text{Pb}^*$ (1)	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*$ $/^{235}\text{U}$ (1)	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*$ $/^{238}\text{U}$ (1)	$\pm\%$	err corr
1.1	0.02	9024	44784	5.1	5.3	788	624 ± 15	604 ± 5	-3	0.06002	0.25	0.841	2.5	0.1017	2.5	0.995
2.1	0.62	4123	35751	9.0	3.3	385	666 ± 14	613 ± 72	-9	0.06026	3.35	0.904	4.0	0.1088	2.2	0.556
3.1	0.05	11106	43531	4.0	2.6	956	616 ± 15	617 ± 8	+0	0.06038	0.35	0.835	2.5	0.1002	2.5	0.990
3.2	0.03	18532	53198	3.0	1.2	1598	617 ± 16	603 ± 4	-2	0.05999	0.21	0.830	2.8	0.1004	2.7	0.997
1.2	0.04	12612	83625	6.8	1.6	1061	602 ± 12	601 ± 7	-0	0.05992	0.34	0.809	2.0	0.0979	2.0	0.986

Errors are 1-sigma; Pb_c and Pb^* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0.89% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

(1) Common Pb corrected using measured ^{204}Pb .

4. Considerações Finais e Conclusões

Os granitoides sintectônicos às zonas de cisalhamento expostos na área de estudo, são intrusivos no Complexo Arroio dos Ratos, e estão relacionados a tectônica transcorrente precoce do CCSB. O sentido de movimento sinistral destas zonas transcorrentes é confirmado por diversos indicadores cinemáticos de escala meso e microscópica. As microestruturas desenvolvidas sobre os feldspatos indicam temperaturas de deformação na ordem de 550 a 600°C compatíveis com as da fácies anfíbolito. O fato de a foliação magmática dos granitoides sintectônicos evoluir para uma milonítica com mesma direção e igual mergulho (em alto ângulo), indica somente uma fase de deformação dúctil nestas unidades. O alto ângulo da foliação milonítica contendo lineação de estiramento de baixa obliquidade indica a cinemática transcorrente das zonas de cisalhamento.

Devido à baixa viscosidade relativa dos magmas parcialmente cristalizados e às altas temperaturas, a intrusão de granitoides e rochas básicas contribui com o calor e modifica a reologia da crosta, facilitando a atuação dos mecanismos de deformação nestas litologias, e auxilia nos processos de contaminação e possivelmente de fusão crustal. Esta contaminação é verificada nos diagramas geoquímicos e também pela presença de cristais herdados de zircão de idades neoproterozoicas a paleoproterozoicas nos granitoides estudados. Fato comum em batólitos formados por múltiplas intrusões, e que acrescenta uma dificuldade aos estudos geocronológicos, tendo em vista que heranças com idades muito próximas das idades de cristalização da rocha hospedeira podem ser facilmente confundidas e misturadas, levando a um resultado com baixa precisão. Neste caso, somente um conhecimento aprofundado da literatura, das relações de campo e dos dados geocronológicos, permitiram o pesquisador separar as idades de cristalização e as heranças para obter uma idade mais precisa.

A presença de corpos básicos associados aos granitoides em questão pode indicar profundidades dos níveis litosféricos da zona de cisalhamento, atingindo e fundindo o manto. Dados de geotermobarometria de Koester et al. (2001) e de Knijnik et al. (2012) permitem correlacionar as zonas de cisalhamento Quitéria Serra do Erval e Dorsal de Canguçu tanto em níveis crustais como nas temperaturas de cristalização de seus granitoides sintectônicos. As condições de P e T, calculadas são estimadas em cerca de 4 a 5 kbars e temperaturas de cristalização na ordem de 700 a 750°C. Dados geocronológicos levantados nessa tese colocam os granitoides

das duas zonas de cisalhamento com praticamente as mesmas idades (635 a 605 Ma), porém as relações de campo são dificultadas por uma tectônica rúptil posterior. A presença de um biotita-muscovita granito, milonitizado, com estruturação compatível a ZCQSE, e muito semelhante petrograficamente ao Granito Arroio Francisquinho, sugere a possibilidade desta rocha representar apófises do GAF intrudindo o Granodiorito Cruzeiro do Sul. No entanto somente com estudos comparativos de geoquímica de rocha total e isotópicos, seria possível afirmar essa possibilidade.

A área de estudo tem uma importância muito significativa no entendimento da evolução crustal da porção leste do escudo Sul-rio-grandense. Nesta região é possível encontrar grande parte da história representativa da construção do Batólito Pelotas. Rochas de 635 a 590 Ma são observadas, e uma tectônica dúctil ENE a NE (635 a 605 Ma) responsável pela abertura de espaços e posicionamento de corpos graníticos, é retomada, com direção NE, em uma nova fase deformacional, em níveis crustais mais rasos por zonas de catáclase provavelmente relacionadas a colocação de granitos (Granito Serra do Erval) e diques de riolitos (Riolito Ana dias - 590 Ma) tardios do Batólito. Ainda por fim, uma tectônica rúptil de direção NS, transcorrente, com componente oblíqua é verificada na área de estudo.

O período pós-colisional é definido como aquele que se segue a uma colisão maior concomitante ao pico do metamorfismo regional, que ocorreu, conforme a revisão de dados apresentada no Artigo 3 em 650 Ma. A principal característica deste período é a grande movimentação dos terrenos ao longo de megazonas de cisalhamento. As características composicionais dos granitoides aqui estudados são consistentes com seu caráter pós-colisional, e o empobrecimento de Nb em relação aos ETRL, bem como o enriquecimento em ETRL e LILE é típico de magmas relacionados a fontes metassomatizadas durante subducção prévia (Kelemen, Shim, Dunn, 1993). Portanto, todos esses eventos e características, justificam um ambiente pós-colisional. Conforme os dados obtidos, a idade de 634 Ma do Granodiorito Cruzeiro do Sul é mais antiga do que a das rochas de afinidade shoshonítica descritas no Sul do Brasil (entre 610 e 590 Ma). Isto indica que fontes mantélicas produtoras de magmas shoshoníticos, que foram importantes entre 610 e 590 Ma, tiveram ativações precoces no início do estabelecimento do Cinturão de Cisalhamento Sul-Brasileiro, imediatamente após a colisão principal do ciclo Brasileiro-Pan-africano.

. Através da compilação e avaliação de dados geoquímica de rocha total, de isótopos de Sr-Nd, das heranças registradas em grãos de zircão e de dados de campo dos granitoides e rochas associadas, destes e de outros autores citados nesta tese, é possível identificar a presença de magmatismo básico e de processos de reciclagem de materiais crustais relacionados com a formação dos três segmentos de um mesmo batólito no sul do Brasil e Uruguai. As razões isotópicas Sr^{87}/Sr^{86} situadas entre 0,703 e 0,740 juntamente com valores de ϵNd (entre 5,5 e -22) e idades modelos TDM (predominantes entre 1200 e 2200 Ma), indicam a fontes crustais, e mantélicas com contaminação importante de materiais de uma crosta Meso a Paleoproterozoica, para esse magmatismo. A semelhança de dados dos três segmentos batolíticos, também é verificada nas idades magmáticas entre 645 e 550 Ma, assim como na sua estruturação, e de maneira geral na sua evolução geoquímica. Essa evolução geoquímica, do Batólito com um todo, ainda carece de revisões e aquisição massiva de dados relacionando geoquímica e geocronologia. Novos dados apresentados aqui e descritos por Knijnik et al. (2015), Peruchi. (2016), apontam granitoides de afinidade shoshonítica como fazendo parte dos estágios iniciais de formação deste Batólito pós colisional (635 a 615 Ma), assim como o magmatismo toleítico e ultrapotássico descritos por Fontana et al. (2012) e Bitencourt et al. (2011).

5. REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F.F. et al. THE OCEAN BASINS AND MARGINS: The Precambrian Evolution of the South American Cratonic Margin South of the Amazon River. Vol.1, 1973.

BASEI, M.A.S. The Major Gercino-Dorsal do Canguçu Shear Zone. Colloquium on African Geology, 15, Nancy, France, 1990. Abstracts. p. 166. 1990.

BASEI, M. A. S. et al. Tectonic Evolution of South America: The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its Foreland Domain the Rio de la Plata Craton: Framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of Southwestern Africa. , 2000.

BASEI, M.A.S.; Neto, M.; Lopes, A. P.; Nutman, A. P.; Liu, D.; Sato, K. 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), p.427-443, 2013.

BASEI, M.A.S.; HAWKESWORTH, C. O magmatismo do Cinturão Dom Feliciano (SC) e sua importância no estabelecimento das principais descontinuidades crustais da região sul-brasileira. Resúmenes Extensos Simp. Intern. del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata, Dinamige-Fac. Agron., La Paloma-Minas, Montevideo Uruguay, 2:41, 1993.

BITENCOURT, M.F.; NARDI, L.V.S. Late to post-collisional Brasiliano granitic magmatism in southernmost Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 65. p. 3-16. 1993.

BITENCOURT, M.F.; NARDI, L.V.S. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. Revista Brasileira de Geociências, 30, 184-187, 2000.

BITENCOURT, M.F. *Granitóides Sintectônicos da Região de Porto Belo, SC: uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento.*

1996, 310p. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, UFRGS, Brasil, 1996.

BITENCOURT, M.F.; NARDI, L.V.S.; FLORISBAL, L.M.; HEAMAN, L.M. Geology, geochronology and petrogenesis of a Neoproterozoic, syntectonic sillimanite-muscovite-biotite granite from southernmost Brazil. 8th Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, Book of Abstracts. Florianópolis, V. u., p. 153-153. 2015.

BITENCOURT, M. F.; DE TONI, G. B.; FLORISBAL, L. M.; MARTIL, M. M. D.; NIESSING, M.; GREGORY, T. R.; NARDI, L. V. S.; HEAMAN, L. M.; DUFRANE, S.A. Structural geology and U-Pb age of unusual Neoproterozoic syn-collisional syenite-tonalite association from southernmost Brazil. Seventh Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, Abstracts Book, Universidad de Salamanca, Avila, Vol. 21, p.21-21, 2011.

BITENCOURT, M. F. Significado dos complexos Arroio dos Ratos e Várzea do Capivarita na Geologia do Escudo Sul-rio-grandense. Simposio Sul-brasileiro de Geologia. 2013.

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

BOSSI, J., et al., Carta Geológica del Uruguay. (Esc. 1:1 000 000). Dep. Pub-Uní.v, Montevideo, Uruguay. 1975

CARRARO O.C., et al. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul. (Esc. 1:1 000 000). Inst. Geoc. Univ. Fed. Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1974.

CARVALHO P.,F. Reconhecimento geológico no Estado do Rio Grande do Sul. Rio de Janeiro 66: Bol. Inst. Geol. Min. do Brasil, 1932.

CHEMALE Jr., F.; HARTMANN, L.A.; SILVA, L.C. Tectonic evolution of southern Brazil in the Brasiliano Cycle. Anais 38 Congresso Brasileiro de Geologia, SBG/DNPM/CPRM, Balneário Camboriú, 1: p.626-627, 1994.

CHEMALE Jr.; MALLMANN, G., BITENCOURT, M. F., KAWASHITA, K. Isotope geology of syntectonic magmatism along the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil: implications for the timing of deformation events. IV South American Symposium on Isotope Geology Annals, Salvador, Brazil. p. 516-519. 2003.

CHEMALE, F.; MALLMANN, G., BITENCOURT, M. F., KAWASHITA, K. Time constraints on magmatism along the Major Gercino Shear Zone, southern Brazil: implications for West Gondwana reconstruction. *Gondwana Research*, 22(1), 184-199, 2012.

CHEMALE, F. PHILIPP, R. P., DUSSIN, I. A., FORMOSO, M. L. L., KAWASHITA, K., BERTTOTTI, A. L. Lu–Hf and U–Pb age determination of Capivarita Anorthosite in the Dom Feliciano Belt, Brazil. *Precambrian Research*. 186(1), 117-126, 2011.

CORDANI, U. G.; HALPERN, M.; BERENHOLC, M. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Comentários sobre as determinações geocronológicas da folha Porto Alegre. Folha Porto Alegre (SH-22) e Folha Lagoa Mirim (SI-22). DNPM, MME, Brasília, p. 70-84, 1974.

DICKIN, A.P. *Radiogenic Isotope Geology*, 2nd Edition. Cambridge University Press, New York. 492 pp. (2005).

FIGUEIREDO, M.C.H.; FRAGOSO-CÉSAR, A.R.S.; KRONBERG, B.I. Litogeoquímica das principais unidades do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Natal, 36, v. 6, p. 1723-1738, 1990.

FLORISBAL, L.M.; DE ASSIS JANASI, V.; BITENCOURT, M. F.; HEAMAN, L. M. 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 Research*, 216, p.132-151, 2012.

FLORISBAL, L.M.; BITENCOURT, M. F.; NARDI, L. V. S.; CONCEIÇÃO, R. V. Early post-collisional granitic and coeval mafic magmatism of medium to high-K tholeiitic affinity within the Neoproterozoic Southern Brazilian Shear Belt. *Precambrian Research*. Volume 175, n. 1-2, p. 135-148, 2007.

FLORISBAL, L.M.; JANASI, V.A.; BITENCOURT, M.F.; DU FRANE, A.; HEAMAN, L. Pb isotope in feldspars by LA-ICP-MS: tracking the isotope signatures in the Neoproterozoic granites from the Florianopolis Batholith, Santa Catarina Shield, Brazil. *Anais Simpósio Sul Americano de Geologia Isotópica, Brasília. Short Papers of VII SSAGI. Brasília:CD. 2010.*

FONTANA, E.; NARDI, L.V.S.; BITENCOURT, M.F.; KNIJNIK, D.B. Caracterização geoquímica e petrogenética dos Granitoides Arroio Divisa, região de Quitéria, Rio Grande do Sul. *Geologia USP*, 12(3): 33-56, 2012.

FERNANDES, L.A.D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C.C. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal. *J. South Am. Earth Sci.* 5:77-96, 1992.

FERNANDES, L.A.D.; TOMMASI, A.; VAUCHEZ, A.; PORCHER, C. C.; MENEGAT, R.; KOESTER, E. Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu: Caracterização e Importância na Compartimentação Tectônica do Cinturão Dom Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 23(20), p. 1-10,1993.

FERNANDES, L.A.D.; MENEGAT, R.; COSTA, A.F.U.; KOESTER, E.; PORCHER, C.C.; TOMMASI, A.; KRAEMER, G.; RAMGRAB, G.E.; CAMOZZATO, E. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-grandense: Parte I - Uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 25, p. 351-374, 1995.

FERNANDES, L.A.D.A.; KOESTER, E. The Neoproterozoic Dorsal de Canguçu strike-slip shear zone: its nature and role in the tectonic evolution of southern Brazil. *Journal of African Earth Sciences*, , 29(1), 3-24, 1999.

FERNANDES, L.A.D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C.C. Esboço estrutural de parte do Batólito Pelotas - região de Quitéria-Capivarita. *Acta Geol. Leopold.* v.13, p.117-138, 1990.

FERNANDES L.A.D., et al. Mapa geológico de parte das folhas de Quitéria e Várzea do Capivarita, RS. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Série Mapas, mapa preto e branco. Escala 1:25.000. Mapa 14. p. 1-7, 1988.

FERRANOLO .A, FERNANDES Z.N., Esquema tectónico-cronoestratigráfico de.l, Pré-Devoniano em Uruguay. *Anais do XXV Congresso Brasileiro de Geologia*, 1: p.199-210., 1971.

FONTANA E., Caracterização geoquímica e petrogenética dos Granitóides Arroio Divisa, região de Quitéria,RS. 2011. Dissertação (Mestrado em Programa de Pós-Graduação em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

FONTANA, E., NARDI, L. V. S., BITENCOURT, M. F., KNIJNIK, D. B., 2012. Caracterizaçãogeoquímica e petrogenética dos Granitoides Arroio Divisa, região de Quitéria, Rio Grande do Sul. *Geologia USP. Série Científica*, 12(3), 33-56.

CESAR, Fragoso; SANTOS, Antonio Romalino. Tectônica de placas no ciclo brasileiro: as orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. 1991. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

FRAGOSO CESAR, A.R.S.; MACHADO, R.; MONTEIRO, R.L.; SALLET, R. Nappes e estruturas correlatas do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-riograndense: uma introdução ao problema. *Acta Geol. Leop.*, 30:75-92, 1990.

FRAGOSO-CÉSAR, A.R.S.; FIGUEIREDO, M.C.H.; SOLIANI Jr., E.; FACCINI, U.F.O. Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/ Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio

Grande do Sul. Anais do 34 Congresso Brasileiro de Geologia. Goiânia, SBG. v. 3, p. 1322-1342. 1986.

FRAGOSO CESAR, A.R.S. O Cráton Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. Anais do 31 Congresso Brasileiro de Geologia. Balneário Camboriú, 5: p.2879-2892. 1980.

FRANTZ, J.C.; MCNAUGHTON, N.J.; MARQUES, J.C.; HARTMANN, L.A.; BOTELHO, N.F.; CARAVACA, G. SHRIMP U-Pb Zircon ages of granitoids from southernmost Brazil: constraints on the temporal evolution of the Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone and the eastern Dom Feliciano belt. Short Papers. IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador BA, p. 174-177. 2003.

FRANTZ, J.C.; JOST, H. Petrologia dos granitos estaníferos do Rio Grande do Sul. Anais do I Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, SBG, Porto Alegre. p. 49-67. 1983.

GIOIA, S.M.C., PIMENTEL, M., 2000. The Sm–Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of University of Brasília. Anais da Academia Brasileira de Ciências 72, 219–245.

GREGORY, T. R. *Caracterização estrutural e petrológica de metatonalitos e metadioritos do Complexo Arroio dos Ratos na sua seção-tipo, região de Quitéria, RS.* Porto Alegre, 2009. 65p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

GREGORY, T.R.; BITENCOURT, M. F.; NARDIL, V. S. Caracterização estrutural e petrológica de metatonalitos e metadioritos do Complexo Arroio dos ratos na sua seção-tipo, região de Quitéria, RS., *Pesquisas*, 2011.

GREGORY, T. R. *Evolução Petrológica do Magmatismo TTG paleoproterozoico do Complexo Arroio dos Ratos, Distrito de Quitéria, São Jerônimo/RS.* - Porto Alegre, 2014. 99 p. Tese (Doutorado). Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. The Ribeira folded belt. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 5, n. 4, p. 257-266, 1975.

HARTMANN, L.A.; CHEMALE JR., F.; SILVA, L.C. Mantle plume tectonics in the Brasiliano Cycle of the Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Resumos Expandidos do 38 Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário Camboriú, Vol.1*, p.623-624. 1994.

HARTMANN, L.A. Prolonged Paleoproterozoic magmatic participation in the Neoproterozoic Dom Feliciano belt, Santa Catarina, Brazil, based on zircon U–Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(6), 477-492, 2003.

HARTMANN, L.A., SANTOS, J. O. S., BOSSI, J., CAMPAL, N., SCHIPILOV, A., MCNAUGHTON, N. J. Zircon and titanite U–Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Rio de la Plata Craton, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2), 229-236, 2002.

HARTMANN, L.A.; CHEMALE, F.J.; PHILIPP, R.P. 50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências: Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. Volume 2. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, 2007.

ISSLER, R.S. Granitos e granitóides da região sul. *Pesquisas*, 20. p. 125-184, 1987.

JELINEK, A. R.; BASTOS-NETO, A. C.; LEITE, J. A.; HARTMANN, L. A.; MCNAUGHTON, N. J. SHRIMP U-Pb zircon dating of Pedras Grandes Suite, southern Santa Catarina State, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 77(1), 125-135, 2005

JOST, H.; BITENCOURT, M.F.. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geol. Leop.*, 7, p.27-59, 1980

JOST, H.; HARTMANN, L.A. A O Pré-Cambriano do Brasil: Província Mantiqueira - Setor Meridional. São Paulo: Edgard Blücher, 1984

JOST, H. *Geology and Metallogeny of the Santana da Boa Vista Region, Southern Brazil*. 1981. 208 p. PhD Thesis, University of Georgia, Georgia, 1981.

JOST, H.; FRANTZ, J.C.; BROD, J.A. Revisão da tipologia, cronologia e significado geotectônico dos falhamentos do Escudo Sul-Rio-Grandense. CON. BRÁS. GEOL., 33. Rio de Janeiro, 1984. Anais do 33 Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Rio de Janeiro, v. 3, p. 1707-1720, 1984.

KNIJNIK, D. B., *Posicionamento estrutural, geoquímica e geocronologia do Granodiorito Cruzeiro do Sul, região de Quitéria, RS*. 2011. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

KNIJNIK, D.B., BITENCOURT, M. F., NARDI, L.V.S., VITER, M. P., FONTANA, E., 2012. Caracterização geoquímica e estrutural do granodiorito Cruzeiro do Sul: magmatismo shoshonítico pós-colisional neoproterozóico em zona de transcorrência, região de Quitéria, Rio Grande do Sul. *Geologia USP. Série Científica*, 12, 17-38.

KNIJNIK, D.B.; BITENCOURT, M.F.; NARDI, L.; PIMENTEL, M.; WEINBERG, R.; GREGORY, T.; ARMSTRONG, R.A.; PINTO, V.; SANTOS, J.; MCNAUGHTON, SANTOS, J.O.S. U-Pb ages of the early post-collisional shoshonitic magmatism from southern Brazil. 8 th Hutton symposium on Granites and related rocks, Book of Abstracts, Florianópolis, 2015.

KNIJNIK, D.B.; BITENCOURT, M. F.; NARDI, L.V.S.; WEINBERG, R.F.; PIMENTEL, M.; ARMSTRONG, R. Space-time relation of early post-collisional granitic magmatism in southern Brazil: zircon and whole-rock geochronology and Sr-Nd isotope geochemistry related to the Quitéria Serra do Erval Shear Zone syntectonic granitoids. Anais do X Simpósio Brasileiro de geologia, Curitiba, 2017.

KOESTER, E.; CHEMALE JR.F.; PORCHER, C. C.; BERTOTTI, A. L.; FERNANDES, L.A.D. U-Pb ages of granitoids from eastern sul-riograndense shield. *Annals from the VI South American Symposium on Isotope Geology*. p. 95. 2008

KOESTER, E.; SOLIANI, E.; LEITE, J. A. D.; HARTMANN, L. A.; FERNANDES, L. A. D.; MCNAUGHTON, N. J.; SANTOS, J. O. S.; OLIVEIRA, L. D. SHRIMP U–Pb age for the emplacement of the Santana Granite and reactivation of the Porto Alegre Suture, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(1), p. 91-99, 2001.

KOESTER, E. SOLIANI JR, E.; FERNANDES, L. A. D.; KRAEMER, G.; TOMMASI, A. Geocronologia Rb/Sr e K/Ar dos granitóides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu na região de Encruzilhada do Sul (RS). *Pesquisas*, 24(1/2), p. 67-77, 1997.

Koester, E., Roisenberg, A., Fernandes, L. A., Júnior, E. S., Nardi, L. V., Kraemer, G. (2001b). Petrologia dos granitóides sintectônicos à zona de cisalhamento transcorrente Dorsal de Canguçu, Encruzilhada do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(2), 131-140.

KOESTER, E., FERNANDES, L. A., JÚNIOR, E. S., NARDI, L. V., KRAEMER, G., & ROISENBERG, A. (2001a). Geologia e geoquímica de granitóides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, Encruzilhada do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(2), 141-154.

LARA, P.; OYHANTÇABAL, P.; DADD, K. Post-collisional, Late Neoproterozoic, high-Ba-Sr granitic magmatism from the Dom Feliciano Belt and its cratonic foreland, Uruguay: Petrography, geochemistry, geochronology, and tectonic implications. *Lithos*, 277, p.178-198, 2017.

LE MAITRE, R.W., 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Oxford, Blackwell, p. 193.

LOPES, A. P. *Geologia do Complexo Camboriú - Santa Catarina*. 2008. 118 f. Tese. (Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

LUDWIG, K., 2012, User's manual for Isoplot version 3.75-4.15: a geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkley Geochronological Center Special Publication, (5).

MARTIL M.M.D. *O magmatismo de Arco Continental pré-colisional (790 Ma) e a reconstituição espaço-temporal do regime transpressivo (650 Ma) no Complexo Várzea do Capivarita, Sul da Província Mantiqueira*. Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2016. [167 f.] il. Tese (Doutorado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências.

MARTINI, A.; BITENCOURT, M.F.; NARDI, L.V.; FLORISBAL, L.M. An integrated approach to the late stages of Neoproterozoic post-collisional magmatism from Southern Brazil: Structural geology, geochemistry and geochronology of the Corremar Granite. *Precambrian Research*, 261, p.25-39, 2015.

MELLO, J.V.T. Determinação de temperaturas e condições de formação de quartzomilonitos e filonitos da região de Quitéria, RS, com ênfase no estudo de suas microestruturas. 2018. Dissertação (Mestrado em Programa de Pós-Graduação em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul

MELLO, J.V.T. Caracterização geológica e estrutural dos filonitos e quartzomilonitos da região de Quitéria, RS.. 2015. Trabalho de Conclusão de Curso. (Graduação em Geologia) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

MESQUITA, M. J. M. D. (1991). Petrografia dos granitóides deformados na Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (Piratini/Quitéria, RS). Porto Alegre. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

MILUIN, J.G. - 1933 - Terrenos precambrianos del Uruguay. *Inst.Geolo del Uruguay bol.* 18, Montevideo, Uruguay.

NARDI, L.V.S.; BITENCOURT, M. F. 50 Anos de Geologia. Instituto de Geociências: Magmatismo Granítico e Evolução Crustal no Sul do Brasil. Volume 2. Porto Alegre: Editora Comunicação e Identidade, 2007.

OLIVEIRA, I.L. Isótopos de Nd e Sr em Minerais de Diferentes Séries Petrogenéticas nos Complexos Alcalino-Carbonatíticos de Salitre e Catalão. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 2015.

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

OYHANTÇABAL, P. The Sierra Ballena Shear Zone: Kinematics, Timing and its Significance for the Geotectonic Evolution of Southeast Uruguay. 2005. Unpublished PHD thesis. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de la República Montevideo, Uruguay. 2005.

OYHANTÇABAL, P.; SIEGISMUND, S.; WEMMER, K.; FREI, R.; LAYER, P. Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Braziliano–Pan-African, Uruguay). *Lithos*, 98(1), p.141-159, 2007.

OYHANTÇABAL, P.; SIEGISMUND, S.; WEMMER, K.; LAYER, P. The sierra ballena shear zone in the southernmost dom feliciano belt (Uruguay): evolution, kinematics, and deformation conditions. *International Journal of Earth Sciences*, 99(6), p.1227-1246, 2010.

OYHANTÇABAL, P.; SIEGISMUND, S.; WEMMER, K.; PRESNYAKOV, S.; LAYER, P. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *Journal of the Geological Society*, 166(6), p.1075-1084, 2009

PASSCHIER, C. W. Geologia de campo de terrenos gnaissicos de alto grau. Ed.USP, 1993.

PASSCHIER, C. W., & TROUW, R. A. (2005). *Microtectonics* (Vol. 1). Springer Science & Business Media.

PASSARELLI, C.R., BASEI, M.A.S. Análise dos petrotramas de eixos-c de quartzo: Zona de Cisalhamento Major Gercino (SC). *Boletim IG-USP*, 26, p.99–113, 1996.

PASSARELLI, C. R.; BASEI, M. A.; SIGA, O.; MC REATH, I.; NETO, M. D. C. C. Deformation and geochronology of syntectonic granitoids emplaced in the Major

Gercino Shear Zone, southeastern South America. *Gondwana Research*, 17(4), p.688-703, 2010

PEARCE J.A., HARRIS N.B.W., TINDLE A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25:956-983

PICADA R.S. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-riograndense. 25 Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, São Paulo, 1:p.167-191, 1971.

PERUCHI, F. *Evolução espaço-tempo do Granodiorito Estaleiro, região de Porto Belo, SC*. 2016, Trabalho de conclusão de curso. Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis. N de pág. 81, 2016.

PETERNELL, M.; BITENCOURT, M.F.; KRUEHL, J.H.; STÄB, C. Macro and microstructures as indicators of the development of syntectonic granitoids and host rocks in the Camboriú region, Santa Catarina, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, p.738-750, 2010.

PHILIPP, R. P. *A evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul*. 1998, Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

PHILIPP, R. P. MACHADO, R.; NARDI, L.V.S.; LAFON, J.M. O magmatismo granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão de geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 32, n. 2, p. 277-290, 2002.

PHILIPP, R. P.; BOM, F.M.; PIMENTEL, M.M.; JUNGES, S.L.; ZVIRTES, G. SHRIMP U-Pb age and high temperature conditions of the collisional metamorphism in the Várzea do Capivarita Complex: implications for the origin of Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 66, p.196-207, 2016.

PHILIPP, R. P., MASSONNE, H. J., & DE CAMPOS, R. S. Peraluminous leucogranites of the Cordilheira Suite: A record of Neoproterozoic collision and the

generation of the Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 43, 8-24. 2013.

PRECIOZZI, F.; MASQUELIN, H.; BASEI, M.A.S. The Namaqua/Grenville Terrane of eastern Uruguay. II South American symposium isotopic geology, Carlos Paz, Argentina, N de pág. 3. 1999.

Ramgrab, G.E. (Coord.) 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Folha Porto Alegre SH.22-Y-B. Estado do Rio Grande do Sul. Escala 1:250.000. Brasília, CPRM, 164p.

RIBEIRO, M.; FANTINEL, L. M. Associações Petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense: I Tabulação e distribuição das associações petroectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. *Theringia*, série Geologia. Porto Alegre, (5) : p.19-54, 1978.

SATO, Kei; KAWASHITA, Koji. Espectrometria de massas em Geologia Isotópica. *Geologia USP. Série Científica*, v. 2, p. 57-77, 2002.

SHAND, S.J., 1943. *The eruptive rocks*: 2nd edition, John Wiley, New York, 444 p.

SILVA, L.C.; HARTMANN, L.A.; McNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. SHRIMP U/Pb Zircon Dating of Neoproterozoic Granitic Magmatism and Collision in the Pelotas Batholith, Southernmost Brazil. *International Geology Review*, v. 41, p. 531-551, 1999.

SILVA, L.C.; DIAS, A.A. Os Segmentos Mediano e Setentrional do Escudo Catarinense: II - Organização e Evolução Geotectônica. *Acta Geol. Leop.*, 10: p.121-140, 1981.

SILVA, L.C. O Complexo Metamórfico Brusque e a Sequência Vulcano-Sedimentar Rioltajaí-Mirim (SC). *Atas do Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, SBG*, Porto Alegre, p. 253-265, 1983.

SILVA, L.C. As Sequências Metavulcano-Sedimentares do tipo "Greenstone Belt" e de Cobertura do Escudo Catarinense. Anais do 33 Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Rio de Janeiro, 3:p.2590-2598, 1984.

SILVA, L.C.; BORTOLUZZI, C.A. Geologia do Pré-Cambriano/Eo-Paleozóico de Santa Catarina. Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina - E = 1:500.000. Série Textos Básicos de Geologia e Recursos Minerais de Santa Catarina, DNPM/CODISC, Florianópolis, 1, p. 11-90. 1987.

SILVA, L.C. O Cinturão Metavulcanossedimentar Brusque e a evolução policíclica das faixas dobradas proterozóicas no sul do Brasil: uma revisão. Rev. Bras. Geoc., 21:p.60-73, 1991.

SILVA, L.C.; SCHEEPERS, R.; HARTMANN, L.A.; CHEMALE JR, F.; GRESSE, P.; WALRAVEN, F. Tectonic setting and granitic evolution in Pan-African/Brasiliano belts: the southern afrobrasilian connection. Anais 38 Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Balneário Camboriú, 1:627-629. 1994.

SILVA, L.C.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. SHRIMP U–Pb zircon geochronology of Neoproterozoic crustal granitoids (Southern Brazil): a case for discrimination of emplacement and inherited ages. Lithos, 82(3), p.503-525, 2005.

SOLIANI JR, E. Os dados geocronológicos do Escudo Sul Rio Grandense e suas implicações de ordem geotectônica. 1986. 425p. Tese de Doutorado, Inst. Geoc., USP. São.Paulo, 1986.

SOMMER, C.A.; LIMA, E.F.; NARDI, L.V.S. ; LIZ, J.D.D.; WAICHEL, B.L. The evolution of Neoproterozoic magmatism in southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basins. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 78, n. 3, p. 573-589, 2006.

Sun, S.S., 1982. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle. *Geochemical et Cosmochemical Acta* 46, 179 - 192.

TAYLOR S.R. & MCLENNAN S.M. 1985. *The Continental Crust: its composition and evolution*. Oxford, Blackwell, 312 p.

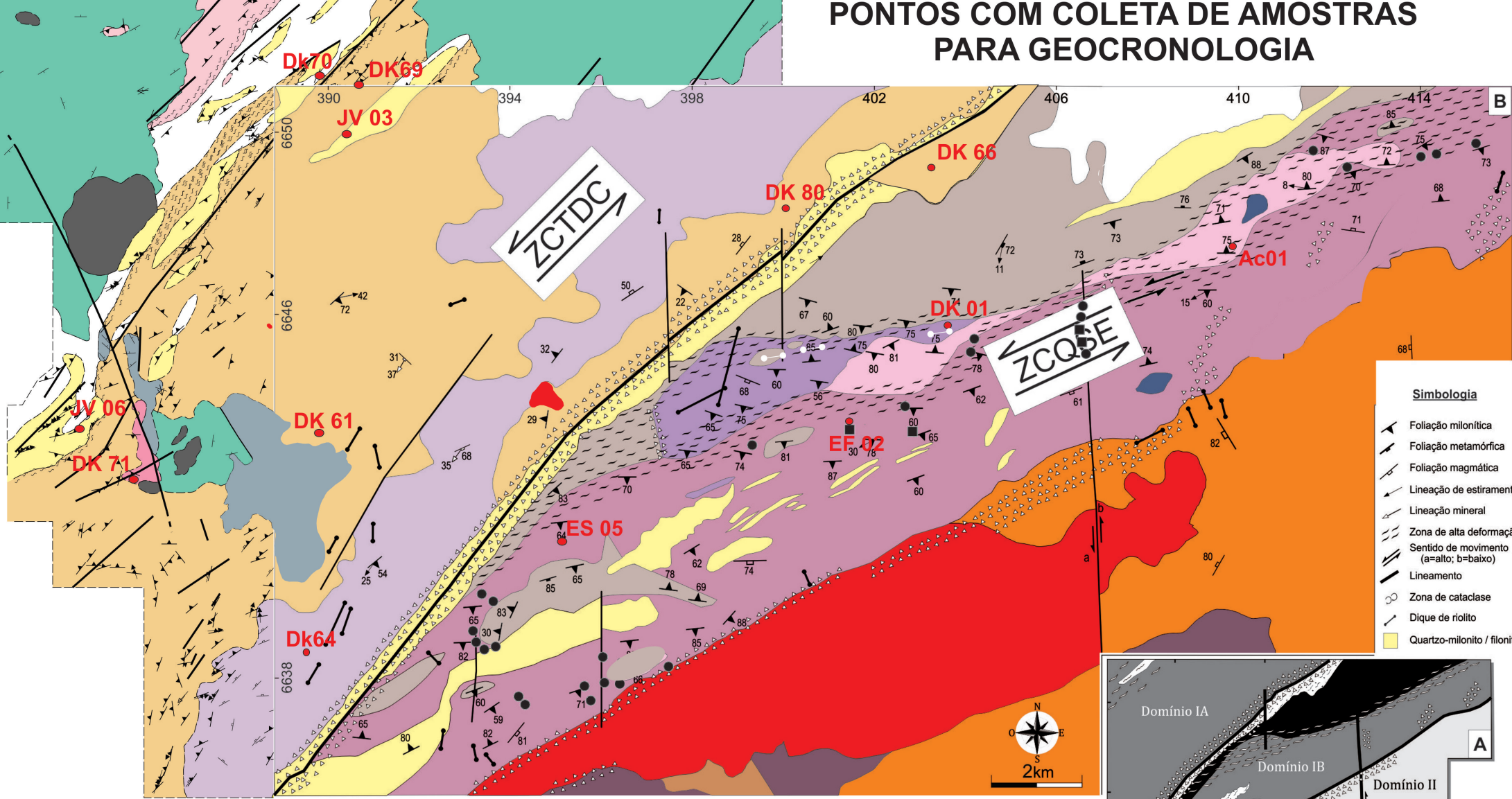
TESSARI, R.I.; PICADA, R.S. Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul. Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral. *DNPM*, 124:1-147, 1966.

UFRGS, 1988. Mapeamento Geológico de parte das folhas de Quitéria e Várzea do Capivarita. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

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 das folhas 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.

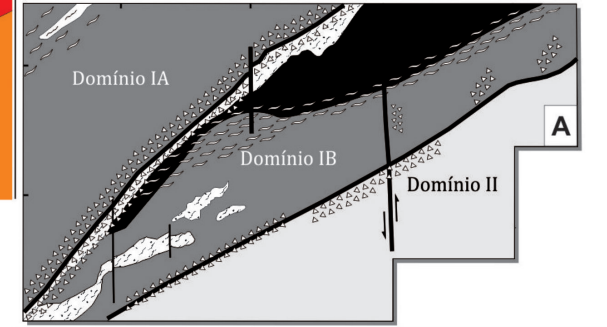
PONTOS COM COLETA DE AMOSTRAS PARA GEOCRONOLOGIA



- Simbologia**
- Foliação milonítica
 - Foliação metamórfica
 - Foliação magmática
 - Lineação de estirramento
 - Lineação mineral
 - Zona de alta deformação
 - Sentido de movimento (a=alto; b=baixo)
 - Lineamento
 - Zona de cataclase
 - Dique de riolito
 - Quartzo-milonito / filonito

LEGENDA

Grupo Serra Geral	Granitoides Fazenda Varig	Granitoides Arroio Divisa
Fm. Rio Bonito	Granito Arroio Francisquinho	Granito Quitéria
Grupo Itararé	Diques tardios (monzo a granod.)	Granodiorito Cruzeiro do Sul
Riolito Cerrito	Sanga do Areal Granitoides	Complexo Várzea do Capivarita
Riolito Ana Dias	Complexo Arroio dos Ratos	
Granito Serra do Eral		



Domínio II	Magmatismo pós-colisional tardio
Domínio IA, IB	Quartzo-milonitos e filonitos
	Magmatismo pós-colisional sintranscorrência
	Embasamento paleoproterozóico

ANEXO 2

Dados de geocronologia não utilizados para elaboração dos artigos devido aos grandes erros analíticos, alto Pb comum, baixa precisão e acurácia, e/ou necessidade de um maior número de análises e mais pesquisas.

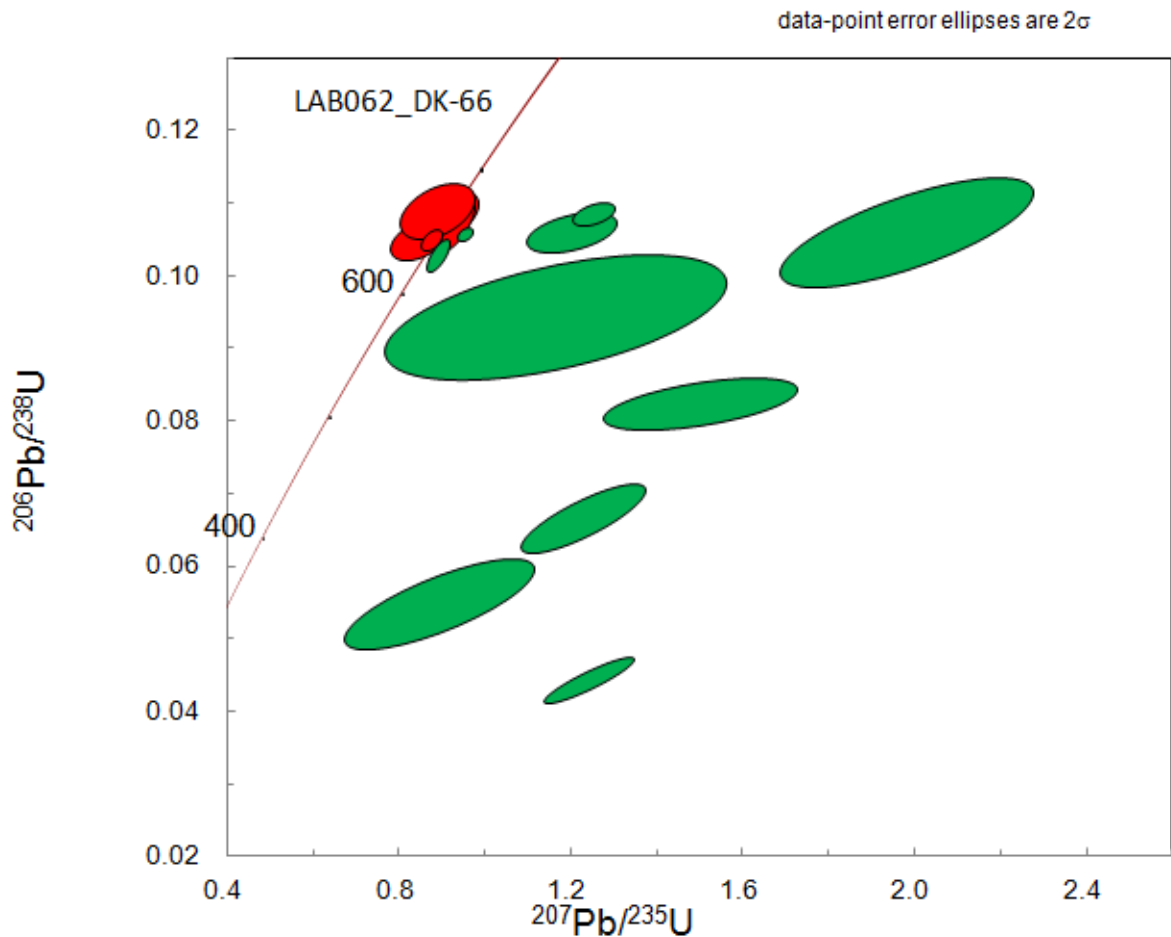
Método: LA-ICP-MS

Amostra: DK 66

Mineral: Monazita

Todos os dados plotados

Observações: Granito Arroio Francisquinho (Smil 60/230 e Lx 19;313). Afloramento próximo a zona de cataclase (muito fraturado).

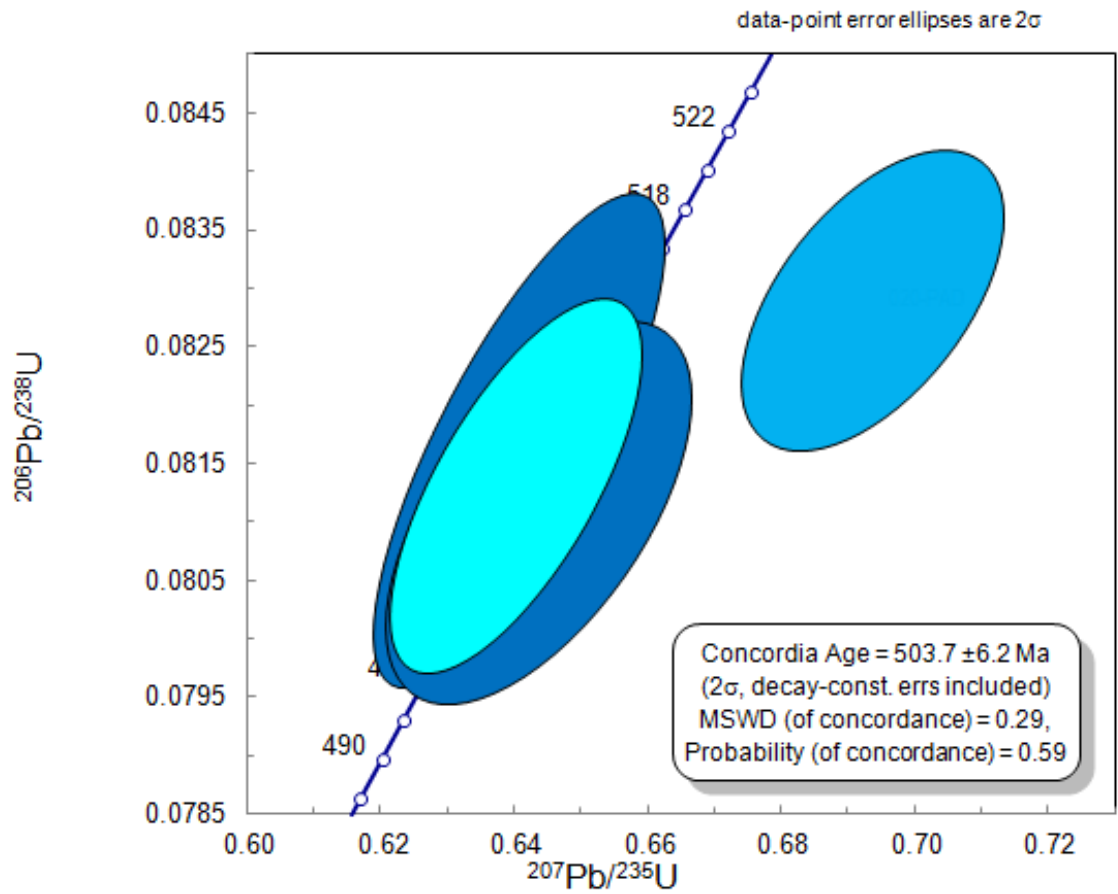


Método LA-ICP-MS

Amostra DK 66

Mineral Monazita

Análises mais jovens

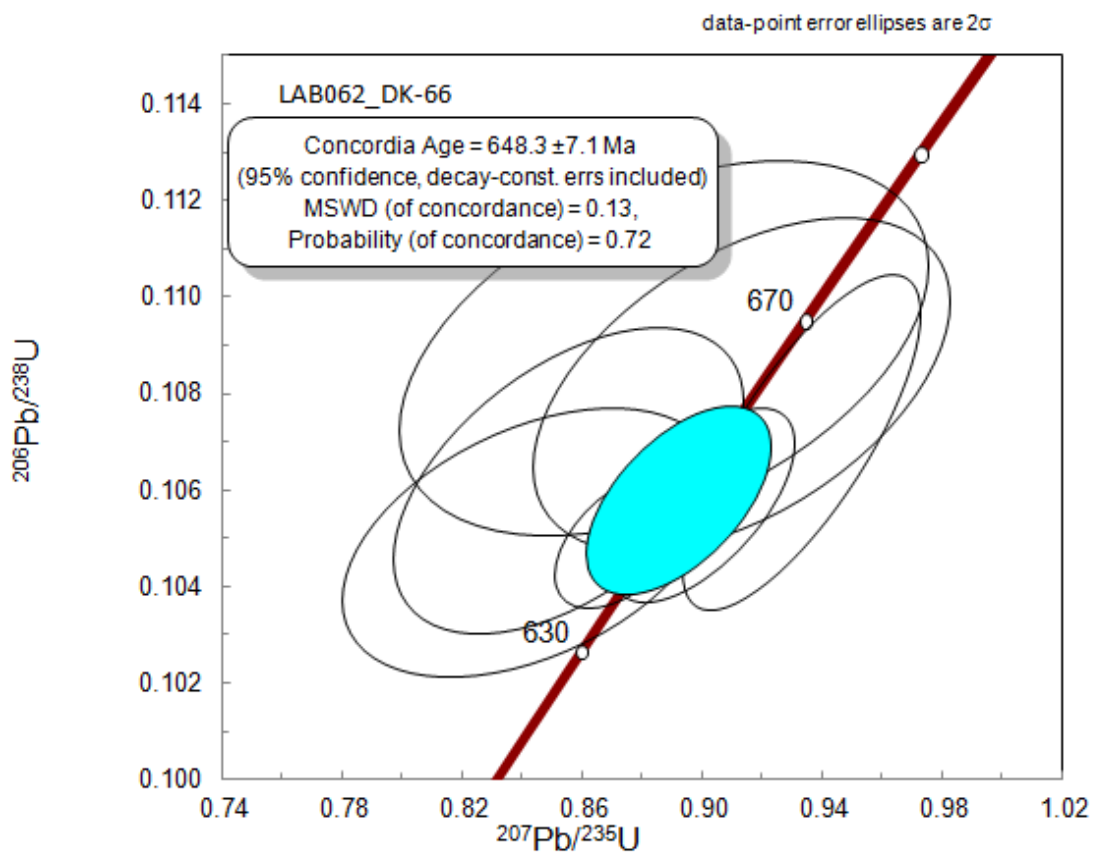


Método LA-ICP-MS

Amostra DK 66

Mineral Monazita

Análises concordantes



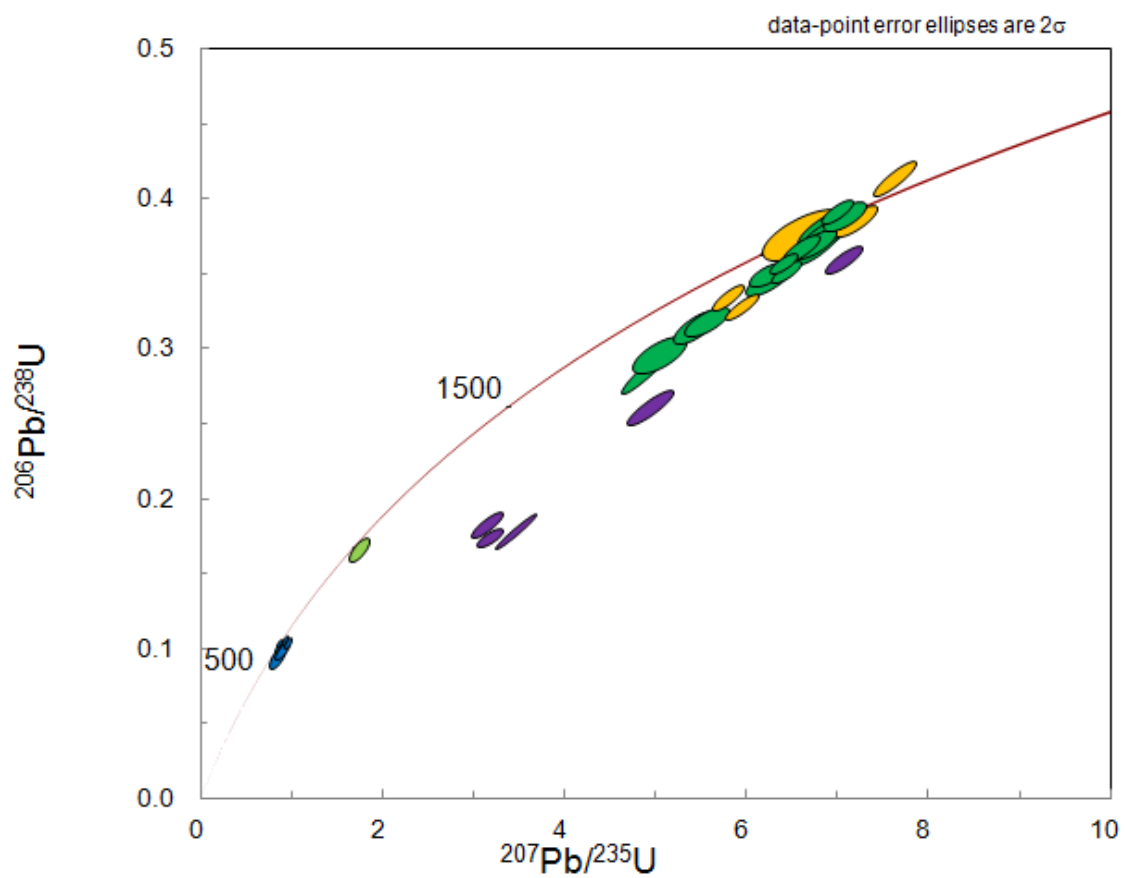
Método LA-ICP-MS

Amostra DK 66

Mineral Zircão

Todas as análises

Observações Zircões muito fraturados, com padrão de zonação irregular e bordas de recristalização. Muitos grãos foram perdidos durante as análises ("explodiram").

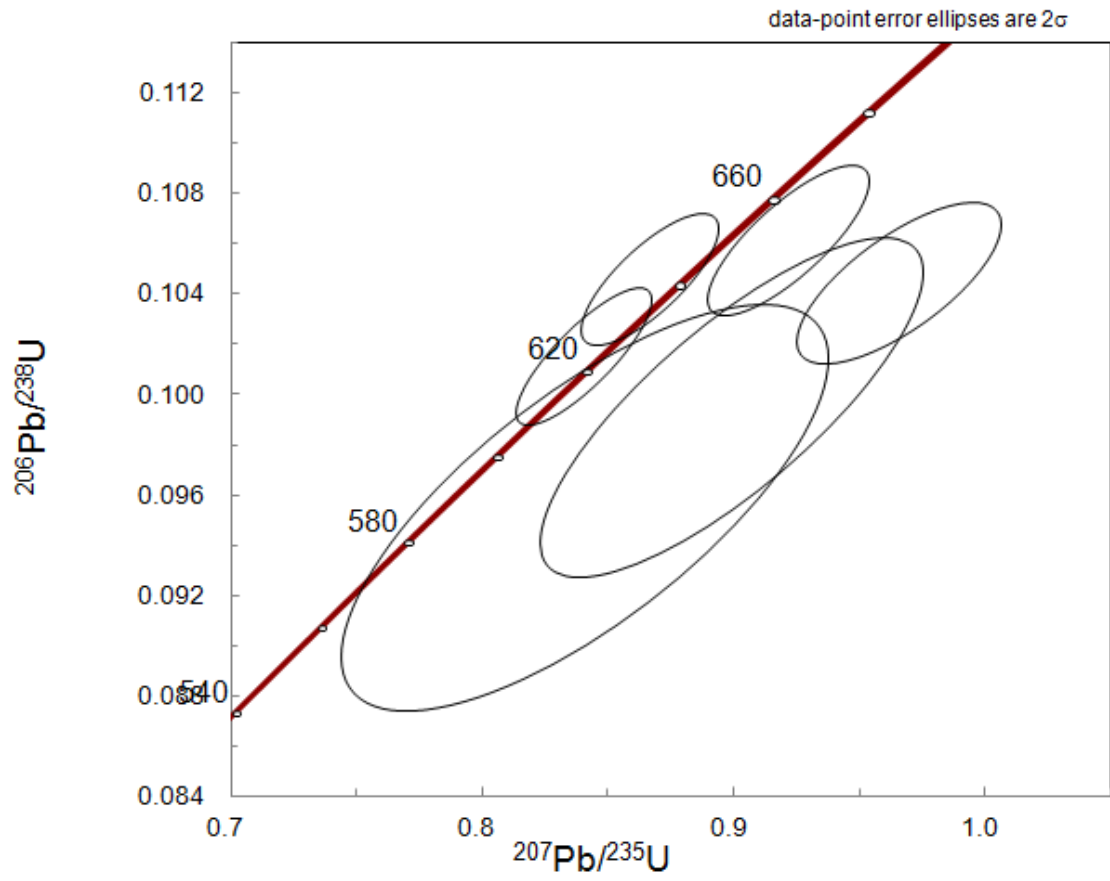


Método LA-ICP-MS

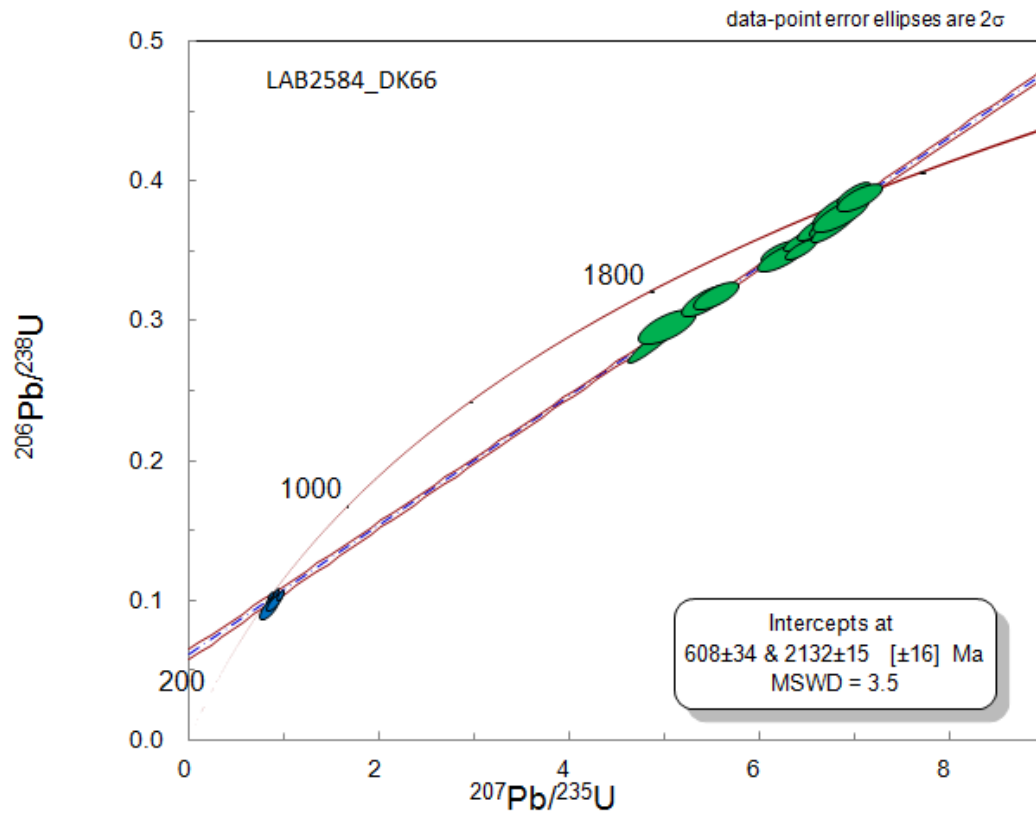
Amostra DK 66

Mineral Zircão

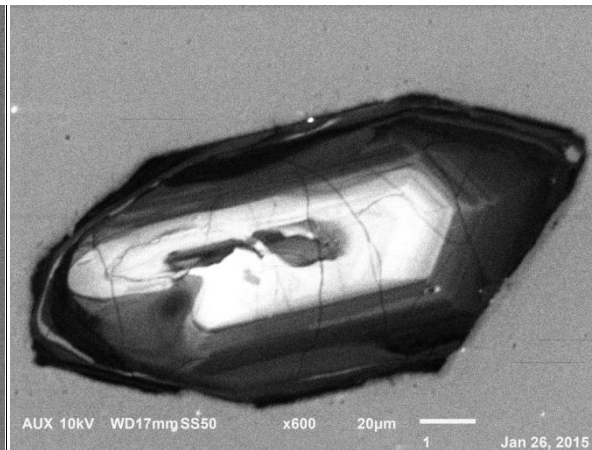
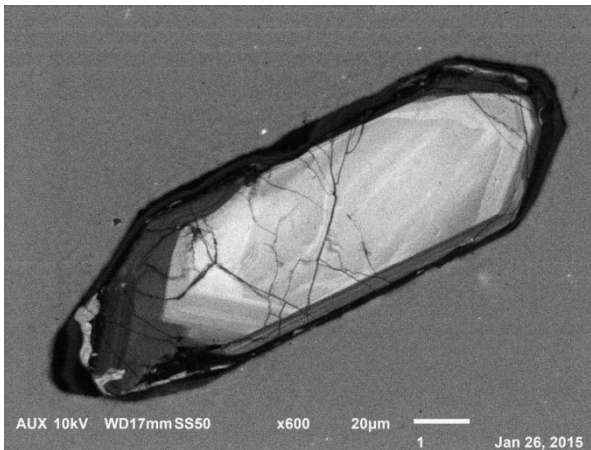
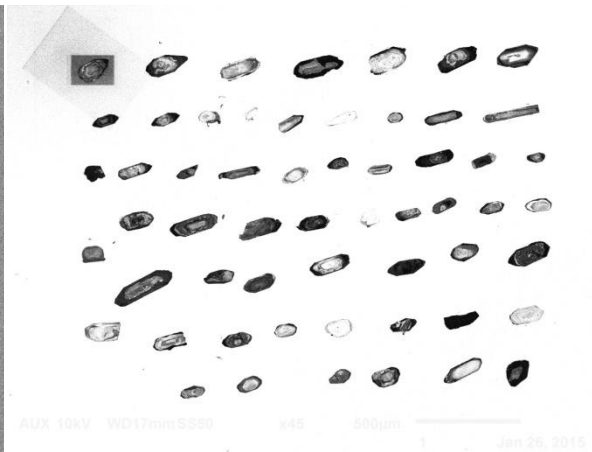
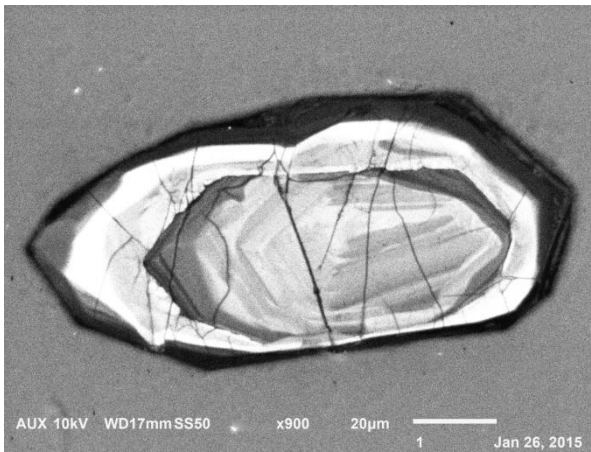
Análises "concordantes"



Discórdia



Parte dos grãos de zircão analisados da amostra DK 66:



Alternativas para interpretação das idades geradas a partir das análises de zircão e monazita da amostra DK66:

648.3 Ma - Herança, ou;

- Evento tectôno-termal (idade da colisão), implicando a rocha ser mais antiga que 648.3 Ma, ou;

- Idade da fusão do protólito (idade de cristalização do granito) implicando em outro biotita muscovita granito (mais antigo) com composição idêntica ao do Granito Arroio Francisquinho.

2.132 Ga - Herança ou;

- Idade de cristalização, implicando a rocha ser parte do Complexo Arroio dos Ratos.

608 Ma - Idade de cristalização do Granito Arroio Francisquinho (condiz com as idades das outras duas amostras datadas).

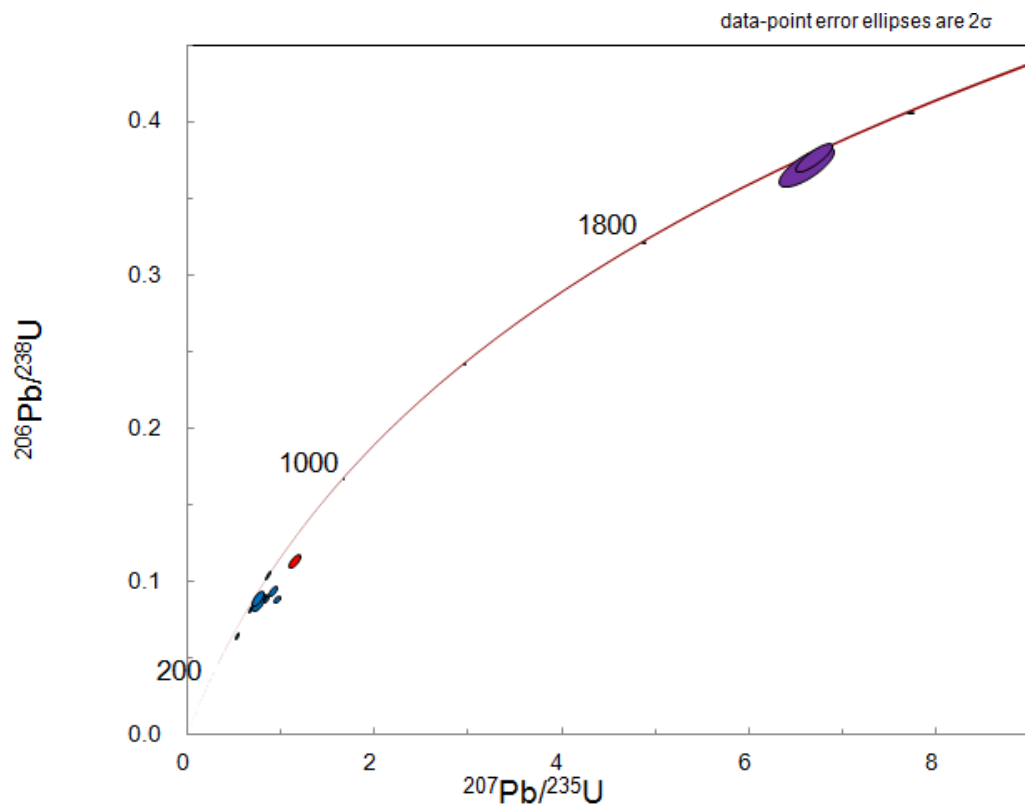
503.7 Ma - Evento tectônico rúptil (Zona de cataclase de direção NE-SW ou N-S)

Método LA-ICP-MS

Amostra DK 01B - Diques tardios (monzo a granodioríticos - shoshonítico)

Mineral Zircão

Todas as análises

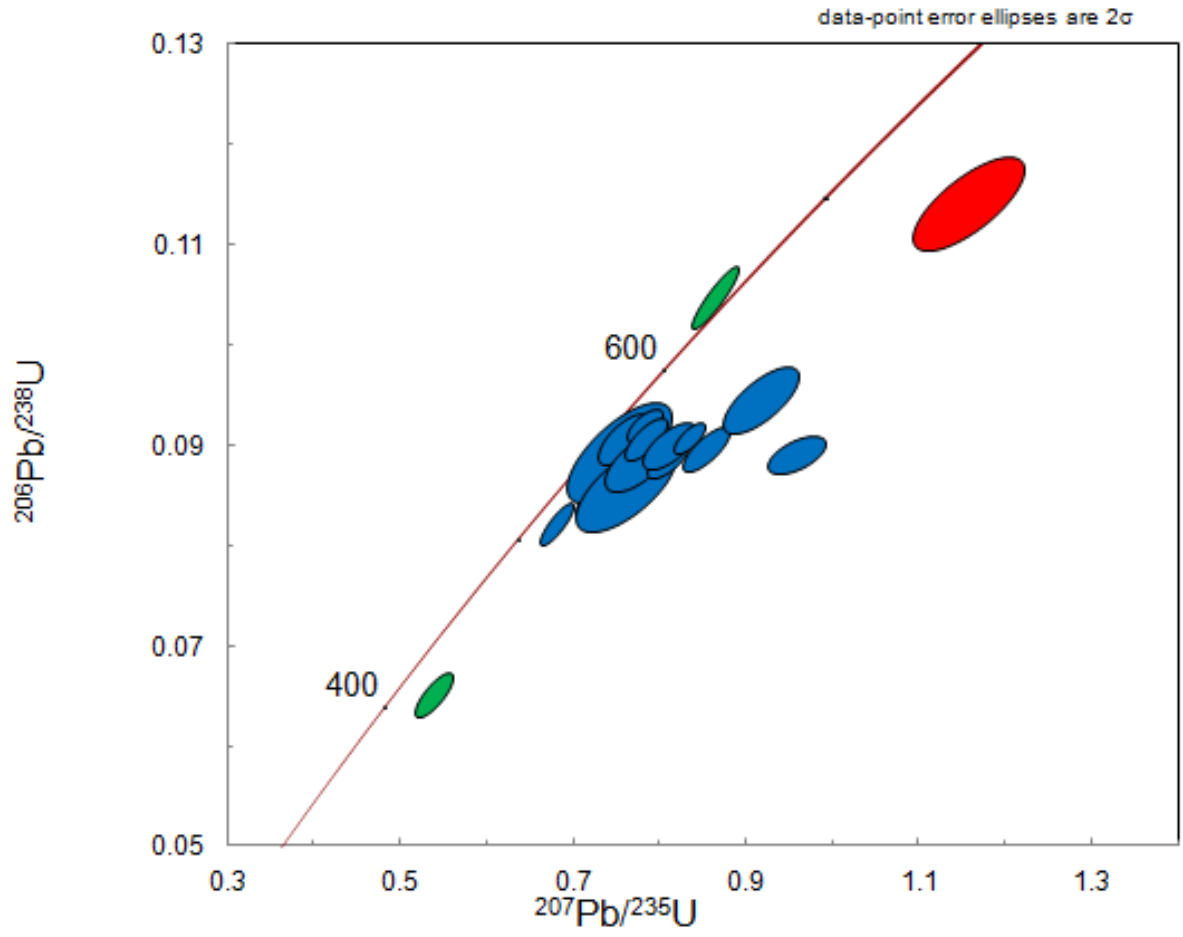


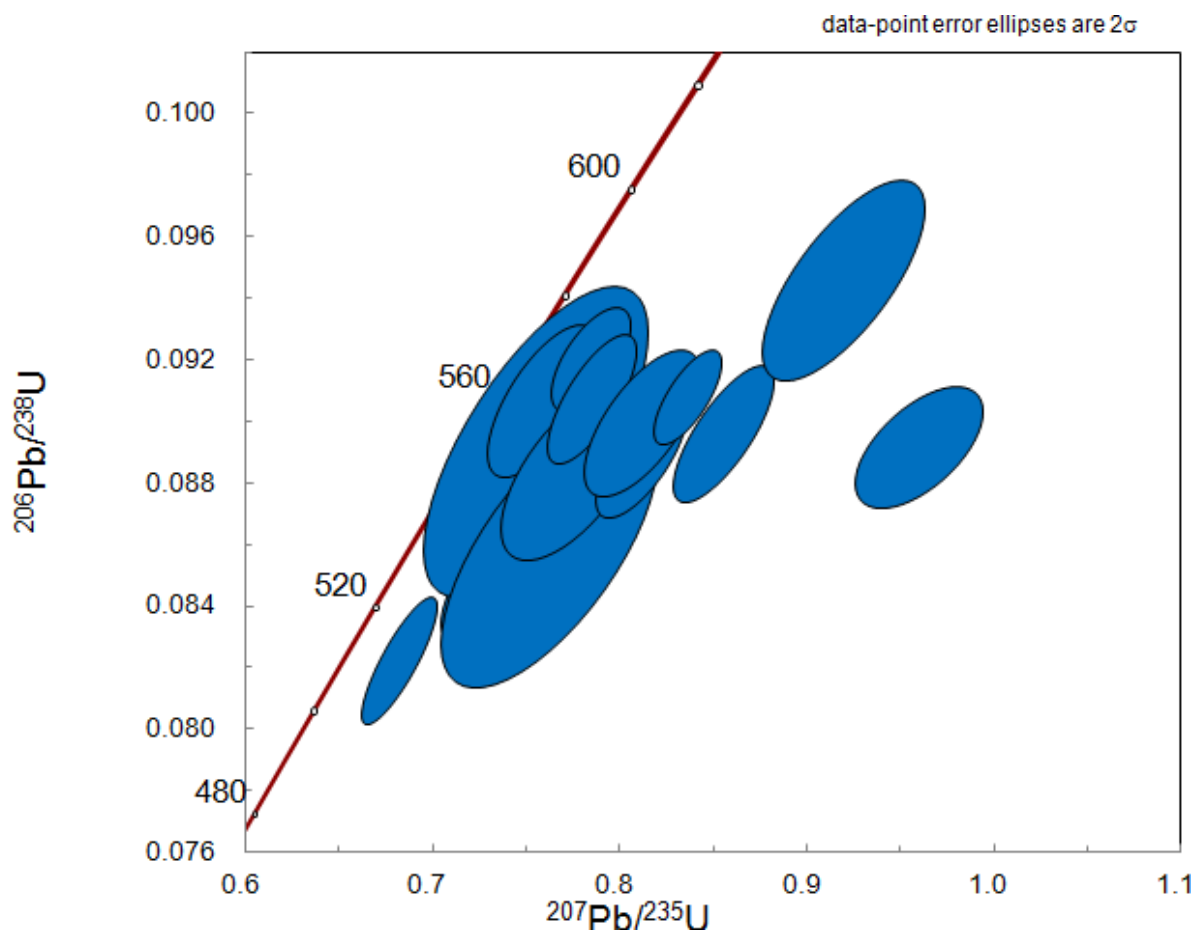
Método LA-ICP-MS

Amostra DK 01B - Diques tardios (monzo a granodioríticos - shoshonítico)

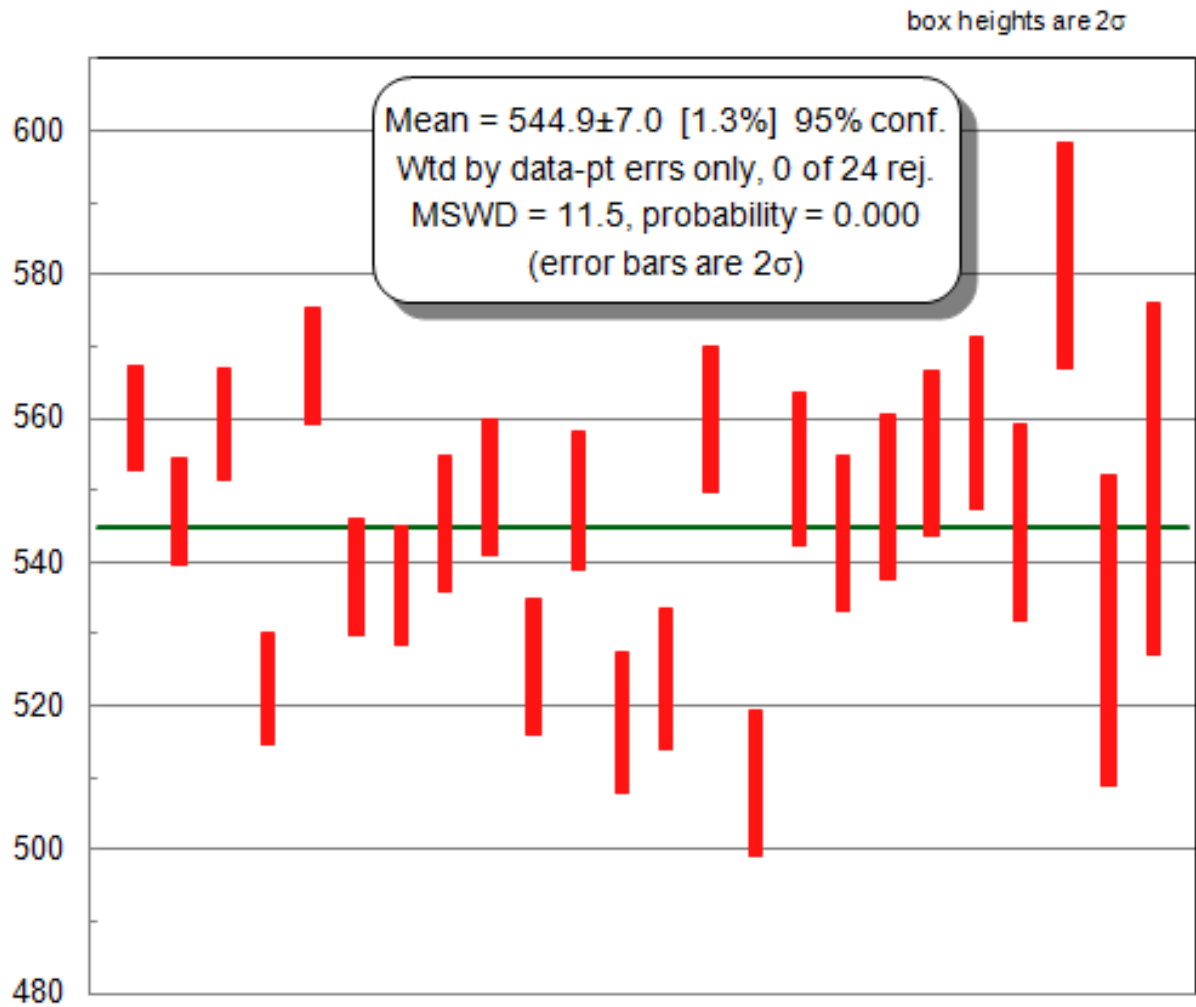
Mineral Zircão

Análises mais novas





Obs. Apesar de pelo modelo de Stacey and Kramers esses grãos zircão não terem quantidades significativas de Pb comum, a leve discordância deles, principalmente em função das razões envolvendo ^{207}Pb , sugere isso.



Média ponderada das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (grãos de cor zul), as quais são normalmente as menos afetadas pela presença de Pb comum.

Alternativas para interpretação das idades geradas a partir das análises de zircão da amostra DK 01B:

544.9 Ma - Idade de cristalização. MSWD muito alto e presença de Pb comum. A idade é compatível com os estágios finais do magmatismo no Batólito Pelotas.

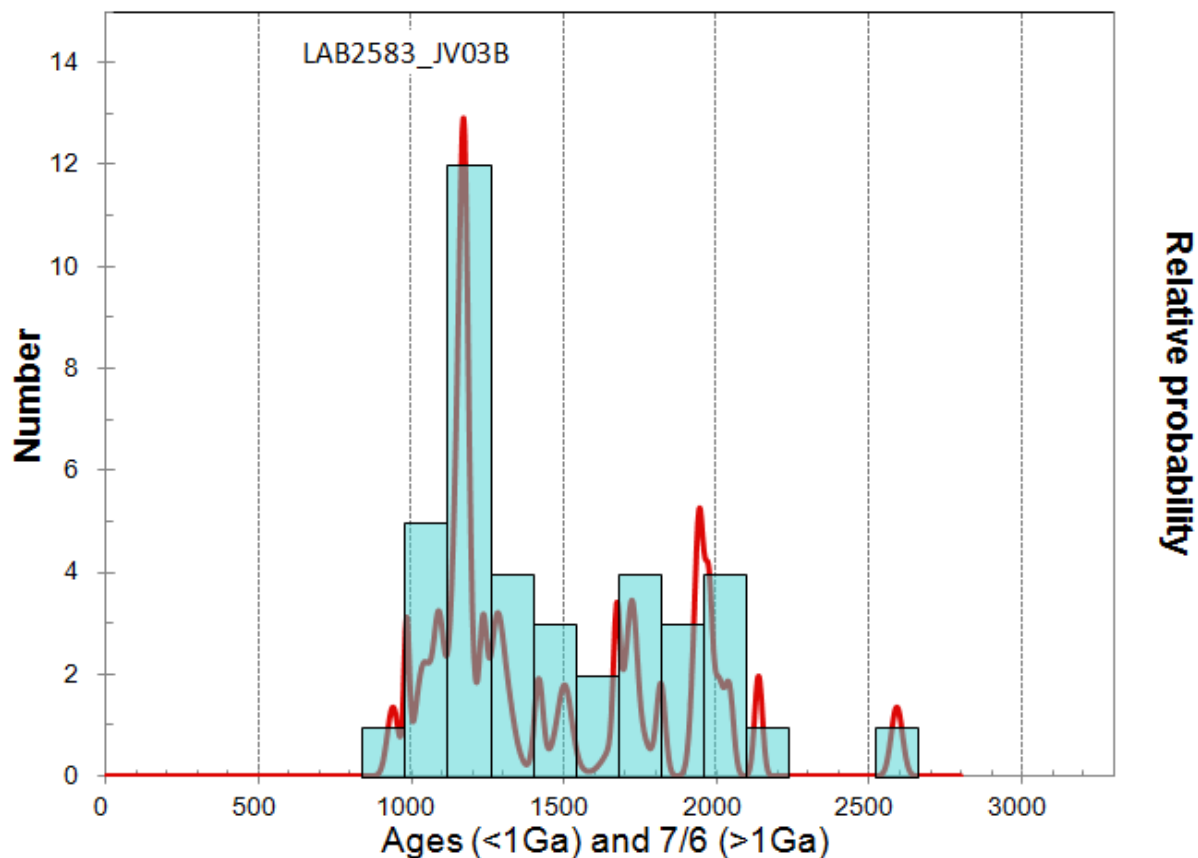
~2.0 Ga - Herança do Complexo Arroio dos Ratos.

Método LA-ICP-MS

Amostra DK JV03B - Filonito/Quartzo-milonito

Mineral Zircão

Histograma com todas as análises



Alternativas para interpretação das idades geradas a partir das análises de zircão da amostra JV 03B:

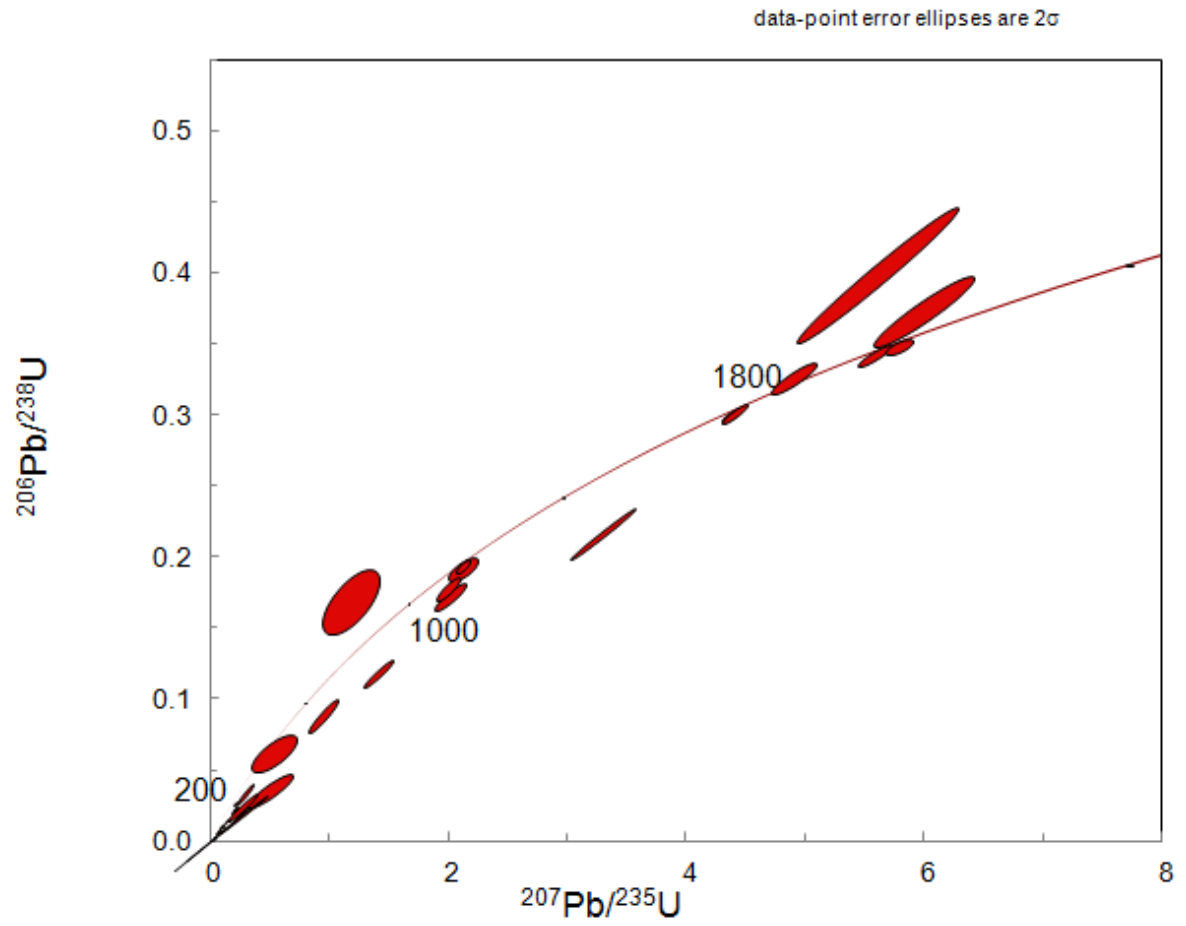
- Idades entre 1.0Ga e 2.2Ga compatíveis com o Complexo Arroio dos Ratos (zircões herdados).
- 2.6 Ga e 900Ma ??

Método LA-ICP-MS

Amostra DK 71 - Granito Cordilheira

Mineral Zircão

Todas as análises

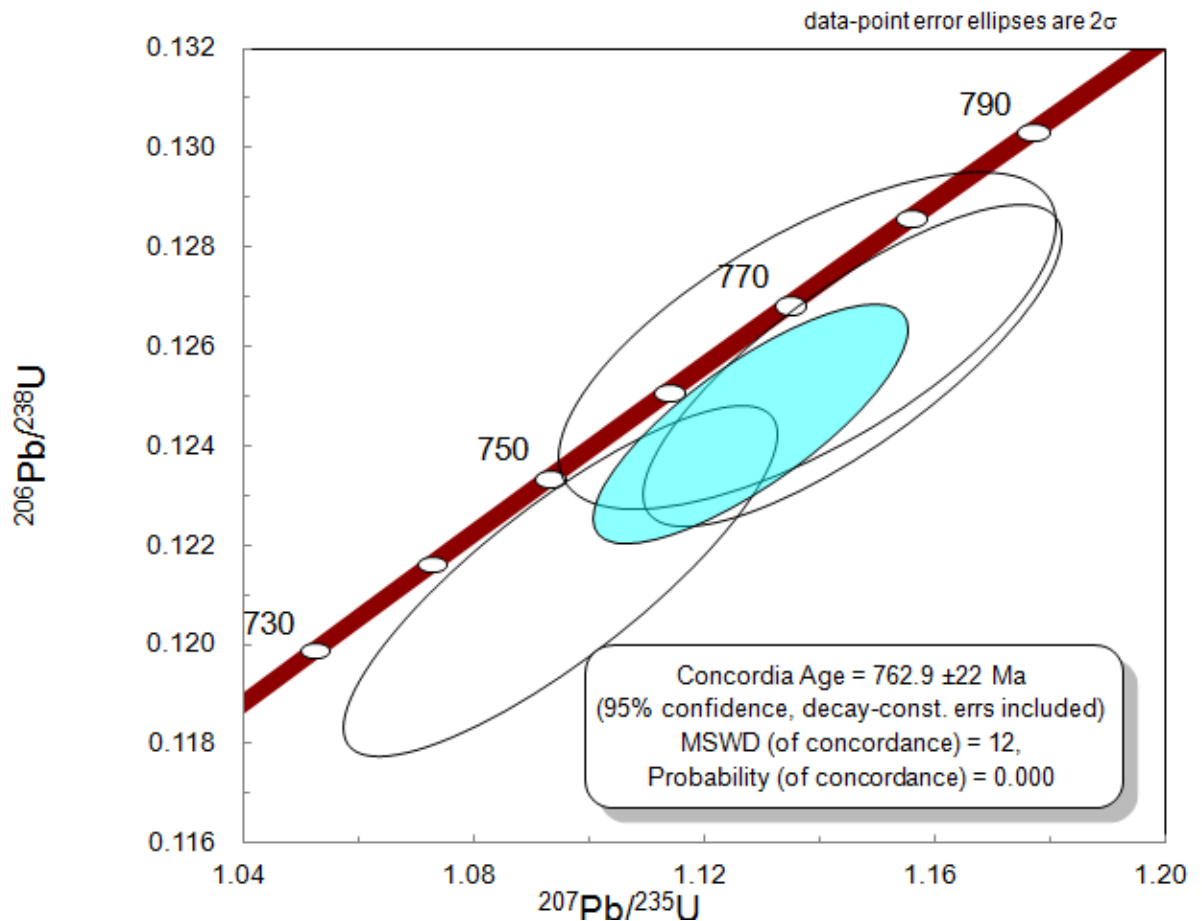


Método LA-ICP-MS

Amostra DK 71 - Granito Cordilheira

Mineral Zircão

Todas as análises



Alternativas para interpretação das idades geradas a partir das análises de zircão da amostra DK 71

- 762.9 Ma - evento termo-tectônico ou herança (idade compatível com o Complexo Várzea do Capivarita)

~1.0Ga e ~2.0Ga - evento termo-tectônico ou herança (idade compatível com o Complexo Arroio do Ratos)

ANEXO 3 - TABELA DE AMOSTRAS ANALISADAS

U-Pb3 - LA-ICP-MS(UNB)

U-Pb1 - SHRIMP (ANU)

U-Pb2 - SHRIMP (Curtin)

Sr-Nd - TIMS (UNB)

Amostra No	Análises			Unidade Geol.	Obs. de campo
	Petrográfica	Química	Isótopos		
DK 01 B	x	X	Sr-Nd - U-Pb3	Dique tardio	Cinza fino
DK 01 E	x	X	U-Pb3	GCS	GCS típico
DK 01 G	x	X	Sr-Nd U-Pb1	Dique tardio	Corpo máfico tardio dique sinplutônico
DK 03 B	x	X	Sr-Nd	GCS	Dique máfico sinplutônico (-) diferenciado
DK 03 D	x	X	Sr-Nd	GCS	GCS típico (textura grossa) rico em máficos
DK 06 A	x	X	Sr-Nd U-Pb2	GCS	GCS típico (textura grossa)
AC01A	x	x	Sr-Nd U-Pb1	GSA	Corpo principal -GSA típico
AC02A	x	x	Sr-Nd	GSA	Corpo principal -GSA típico
AC13A	x	x	Sr-Nd	GSA	Corpo principal -GSA típico
AC17B	x	x	Sr-Nd	GSA	Corpo principal -GSA típico
EF-03 A	x	x	Sr-Nd	GAD	Máficos do GAD
EF-04 A	x	x	Sr-Nd	GAD	Corpo principal - GAD típico
EF-02 B	x	x	Sr-Nd	GAD	Máficos do GAD
EF-11 A	x	x	Sr-Nd	GAD	Máficos do GAD
EF-13 A	x	x	Sr-Nd	GAD	Corpo principal - GAD típico
EF-02 A	x	x	Sr-Nd U-Pb3	CAR	Xenólito do CAR no GAD

Amostra No	Análises			Unidade Geol.	Obs. de campo
	Petrográfica	Química	Isótopos		
K1	x			Dique tardio	Cinza fino
K2	x			GCS	GCS típico (textura grossa)
K3	x			GCS	Cinza fino(DK01B)
K4	x			CAR	Xenólito do CAR
K5	x			GCS	Cinza fino
K6	x			Dique tardio	Cinza fino
K7	x			CAR	Xenólito do CAR
MDK 01	x			-	Dique sinplutônico no GAD (AK01)
MDK 02 A	x			GCS	Xenólito do GCS no GAD
DK 51	x			GAF?	Granito peraluminos milonítico
DK 52A	x			GSA	mais deformado
DK 52B	x			GSA	menos deformado
DK 52C	x			GSA	mais maficos
DK 53A	x			GSA	intrusivo no GCS
DK 55A	x			CAR	limite do GCS com o CAR
DK 56	x			CAR	limite do GCS com o CAR
DK 57A	x			GCS	típico
DK 61	x		U-Pb1	GAF	Corpo principal - GAF típico
DK 63	x			GQ	
DK 64A	x		U-Pb1	GQ	Corpo principal - GQ típico
DK 64B	x			GQ	enclave máfico do GQ
DK 65 A	x				
DK 66	x		U-Pb3	GAF	Corpo do lado leste da zona de cataclase
DK 69-1	x			GAF	
DK 71	x		U-Pb3	GC	Granito Cordilheira
DK 80B	x		U-Pb1	GAF	
JV 03B	x		U-Pb3		Filonito/Quartzito milonito

Coordenada das amostras (Datum córrego alegre)

Amostra	Coordenadas UTM (Fuso 22J)	
	mE	mN
DK 01 E	403510	6645478
DK 01 B	403550	6645435
DK 03 B	399054	6644223
DK 06 A	398216	6643984
AC01A	409906	6647573
AC02A	409901	6647412
AC13A	402667	6645175
AC17B	412373	6649227
EF-03 A	402664	6643973
EF-04 A	404143	6645294
EF-02 B	401445	6643461
EF-11 A	414177	6649520
EF-13 A	415202	6649784
EF-02 A	401445	6643461
K 1, 2, 3, 4, 5, 6	403550	6645435
MDK 01	391112	6637102
MDK 02	395638	6641172
DK52A, B, C	399472	6644362
DK53A	399401	6644285
DK55A	399072	6645034
DK56	398966	6644988
DK57A	398972	6644097
DK 61	3898998	6643550
Dk 63	389358	6636842
DK 64 A	389642	6638662
DK 64 B	389642	6638532
DK 65 A	389709	6637972
DK 66	403308	6648573
DK 69	390756	6651338
DK71	385653	6642425
DK 80	400311	6648631
JV 03B	3905828	6649982
EF-03 A	402664	6643973
EF-04 A	404143	6645294
EF-02 B	401445	6643461
EF-11 A	414177	6649520
EF-13 A	415202	6649784
EF-02 A	401445	6643461

ANEXO I
Título da Dissertação/Tese:
“GEOCRONOLOGIA U-Pb E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sr-Nd DOS GRANITOIDES SINTECTÔNICOS ÀS ZONAS DE CISALHAMENTO TRANSCORENTES QUITÉRIA SERRA DO ERVAL E DORSAL DE CANGUÇU, RIO GRANDE DO SUL, BRASIL”
Área de Concentração: Geoquímica
Autor: Daniel Barbosa Knijnik
Orientadora: Profa. Dra. Maria De Fátima Bitencourt
Examinador: Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer
Data: 29/08/2018
Conceito: A
<p>A tese de doutorado do Sr. Daniel Barbosa Knijnik, intitulada “GEOCRONOLOGIA U-Pb E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sr-Nd DOS GRANITOIDES SINTECTÔNICOS ÀS ZONAS DE CISALHAMENTO TRANSCORENTES QUITÉRIA SERRA DO ERVAL E DORSAL DE CANGUÇU, RIO GRANDE DO SUL, BRASIL” tem como objetivos principais o estudo geocronológico, petrológico e petrogenético do magmatismo sintectônico às zonas de cisalhamento Quitéria Serra do Erval e Dorsal de Canguçu, no Escudo Sul-riograndense.</p> <p>A tese está estruturada na forma de artigos científicos, seguindo as normas do PPGGEO desta Universidade, no qual três artigos foram submetidos e correspondem aos capítulos principais do trabalho. A obra é complementada por uma parte introdutória, constituída de Introdução, Estado da Arte, Materiais e métodos e uma parte final, composta pelas Conclusões e Referências Bibliográficas.</p> <p>Em termos formais, a tese está bem organizada, apresenta uma redação correta e todas as figuras e tabelas são pertinentes e editadas com uma resolução adequada. Os capítulos introdutórios são claros e bem desenvolvidos e apresentam todas as informações requeridas formalmente para uma tese de doutorado. Isso permite uma leitura dinâmica e preparatória para os capítulos principais da tese que são os artigos científicos.</p> <p>A Introdução apresenta a temática a ser desenvolvida na dissertação, bem como os objetivos propostos e a organização do trabalho.</p> <p>O Estado da Arte faz uma revisão minuciosa sobre o Cinturão de Cisalhamento Sul Brasileiro e o Magmatismo Pós-Colisional Neoproterozoico no Sul do Brasil. Este capítulo está bastante completo e ilustrado e além da revisão, apresenta uma evolução do conhecimento sobre a temática abordada.</p> <p>O capítulo de Matérias e métodos apresenta todas as etapas de trabalho e métodos utilizados na execução do projeto. Está muito bem detalhado e ilustra a participação do autor em muitas e diversas atividades e metodologias.</p> <p>Os artigos científicos incorporam os três capítulos em sequência e foram submetidos a revistas internacionais indexadas e de qualidade. De uma forma geral, por ser uma tese no formato de 3 artigos, é natural que haja a repetição nos artigos de partes descritivas</p>

em termos de contexto geológico e geologia da área. O importante é o que os temas e as metodologias apresentados nos artigos se complementam e fomentam as discussões e considerações finais da tese. Todos os artigos têm muita qualidade e uma abundância de dados que garantem a futura publicação.

O capítulo de **considerações finais e conclusões** da tese são diretas e claras e sintetizam as principais conclusões apresentadas nos artigos científicos. Do meu modo de ver são corretas e coerentes com os objetivos propostos e metodologias utilizadas durante o desenvolvimento do trabalho.

As **referências bibliográficas** relacionadas ao corpo da tese estão concentradas no capítulo final e são pertinentes, atualizadas e apresentadas com formatação correta.

Algumas sugestões e discussões são sugeridas e incorporadas no arquivo pdf da tese.

Em resumo, pode-se constatar através desta obra científica que o Sr. Daniel Knijnik atingiu plenamente todos os objetivos propostos para uma tese de doutorado que é o de utilizar diferentes técnicas e métodos na resolução de problemas geológicos. A abordagem do tema foi muito bem desenvolvida e será uma excelente contribuição científica, possibilitando um avanço na compreensão sobre a evolução do conhecimento sobre o magmatismo pós-colisional do Neoproterozoico no Sul do Brasil.

Face a esta análise, sou de parecer positivo e considero a tese em análise plenamente aprovada.

Assinatura:

Data: 29/08/2018

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

Knijnik

ANEXO I
Título da Dissertação/Tese:
“GEOCRONOLOGIA U-Pb E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sr-Nd DOS GRANITÓIDES SINTECTÔNICOS ÀS ZONAS DE CISALHAMENTO TRANSCORENTES QUITÉRIA SERRA DO ERVAL E DORSAL DE CANGUÇU, RIO GRANDE DO SUL, BRASIL”
Área de Concentração: Geoquímica
Autor: Daniel Barbosa Knijnik
Orientadora: Profa. Dra. Maria De Fátima Bitencourt
Examinadora: Profa. Dra. Luana Moreira Florisbal
Data: 28/08/2018
Conceito: A
PARECER:
<p>A tese de doutorado tem como tema a relação espacial e temporal dos granitóides sintectônicos às zonas de cisalhamento transcorentes Quitéria Serra do Erval e Dorsal de Canguçu, Rio Grande do Sul, Brasil. Além disso, apresenta dados e discute as fontes do magmatismo shoshonítico e as implicações tectônicas dos diferentes <i>timings</i> de colocação deste magmatismo com relação às zonas de cisalhamento. Ainda, apresenta uma série de dados isotópicos (Sr-Nd) e geocronológicos do magmatismo granítico ao longo do Cinturão de Cisalhamento Sul Brasileiro e faz uma proposta de correlação temporal e de fontes deste magmatismo ao longo dos três segmentos do cinturão granítico, se estendendo desde Santa Catarina até o Uruguai.</p> <p>O trabalho como um todo está bem escrito e apresentado, embora existam alguns erros de redação, digitação, figuras (ausência de citação e numeração de figuras no corpo da tese), adjetivações, ausência de citação de autores (ex, muitas frases da revisão conceitual sem citação do autor), mas que não desmerecem a qualidade do trabalho apresentado, mas que devem ser revisadas. No que tange aos três artigos que também compõem a tese, em geral todos estão bem redigidos e com escrita clara, atestando o domínio do autor na língua inglesa. Contudo, existem algumas questões com relação a figuras e tabelas que podem ser</p>

utilizadas para melhorar os artigos na fase de revisão, que serão apresentadas nos itens que seguem.

Quando consideramos a ampla gama de ferramentas utilizadas e dados gerados, e o tratamento a eles oferecidos (em geral em nível de excelência), não tenho dúvidas em atribuir o nível do trabalho como Excelente. Também ressalto o esforço e o mérito logrado com o mesmo que o autor obteve com a extensa compilação de dados utilizados na discussão, o que lhe oportunizou a realização do trabalho de forma exemplar.

A seguir teço alguns comentários, críticas, sugestões e considerações sobre os principais aspectos abordados na pesquisa e espero que os mesmos sejam utilizados para reflexão e aprimoramento do trabalho.

Na introdução, e em muitos outros itens da tese ou mesmo do artigo, não há indicação das fontes das figuras. Mesmo que tenham sido modificadas de algum autor, é de bom tom indicar isso na legenda.

Nos objetivos, muito do que consta no texto não são objetivos propriamente, mas constatações de que os objetivos foram cumpridos ou mesmo afirmações sobre o resultado do que os objetivos, caso cumpridos, podem resultar. Sugiro simplificar a parte dos objetivos apenas colocando os itens que realmente ilustram os objetivos da tese, sobretudo usando verbos no infinitivo.

No texto do estado da arte existem problemas de ordem cronológica na apresentação do texto. Ausência de contraponto nas interpretações. Por exemplo, o que outros autores falam sobre a correlação da ZCMG, ZCDC e ZCSB? O que outros autores falam sobre os processos geradores do BF? O que outros autores interpretam com relação ao ambiente tectônico de formação do BF? Existem neste item também muitas citações literais que não são apresentadas da maneira correta. Verificar normas de apresentação deste tipo de citação. Ainda neste item, há uso de figuras em inglês o que não é recomendado no corpo da tese que está redigido na língua mãe.

O item "materiais e métodos" está redigido de maneira confusa e mistura materiais, métodos e resultados. Muitas vezes os materiais e os métodos não estão redigidos de forma adequada e/ou não permitem ao leitor compreender como os dados foram coletados.

No artigo I (Post-Collisional shoshonitic magmatism from Southern Brazil and

Uruguay - Implications of new U-Pb ages and geochemical data), submetido à revista *Precambrian Research*, o caráter precoce do magmatismo shoshonítico, bem como sua recorrência no tempo e no espaço, traz uma discussão importante para a compreensão da evolução deste magmatismo ao longo do CCSb. A discussão das fontes e processos geradores deste magmatismo e os novos dados geocronológicos certamente trazem novos dados importantes para a compreensão da evolução das fontes e processos no cinturão granítico como um todo. Contudo, alguns pontos podem ajudar a melhorar o artigo, como o cuidado com as figuras, que devem se revisadas pois apresentam uma série de erros (inclusive troca de figuras, 13 e 14), apontar as amostras datadas no mapa e discutir ou apresentar melhor a descrição da morfologia dos cristais de zircão datados, já que este é um fator imprescindível na discussão dos resultados geocronológicos.

No artigo II - (Space-time relation of post-collisional granitic magmatism in the Brasiliano Dom Feliciano Belt, southern Brazil: zircon and Sr-Nd isotope geochemistry of granitoids syntectonic to the Quitéria-Serra do Erval Shear Zone), submetido à revista *Journal of South American Earth Science*, é discutida a relação espacial e temporal dos granitoides sintectônicos à ZCQE, através de dados geoquímicos, isotópicos e novos dados geocronológicos. A apresentação dos dados de geoquímica pode ser melhorada através da reelaboração das figuras, colocando os campos de cada unidade de forma mais clara e/ou visível, bem como reordenando as figuras, por exemplo, colocar o diagrama Harker antes dos *spidergrams* e ETRs. As tabelas de geoquímica devem ser refeitas com atenção especial para a ordem de apresentação dos elementos e também para a precisão de cada método e o uso de casas decimais após a vírgula. Existem três questões que não são apresentadas de forma clara e que devem ser melhor discutidas: (i) o caráter comagmático e cogenético dos granitoides sintectônicos a ZCQSE (GAD, GSA e GCS), onde os isótopos (Sr-Nd) apontam justamente para o contrário; (ii) fontes e processos evolutivos similares propostos para os referidos granitoides; (iii) o mecanismo de fusão crustal tipo *water influxed melting* é apontado como responsável pelo desencadeamento da fusão crustal, mas nenhuma evidência deste processo é claramente apresentada. Ainda no item (iii), se a fusão crustal tem apenas o papel de contaminar de forma minoritária as fontes mantélicas que são dominantes (seja shoshonítica ou toleítica), um

processo de fusão crustal como o proposto não seria responsável por gerar grande quantidade de fusão crustal e "apagar" o registro das fontes mantélicas?

Ainda no artigo II, mesmo que os dados geoquímicos tenham sido compilados de outros trabalhos, é de bom tom citar as técnicas analíticas utilizadas para obtenção dos dados.

A idade do GSA não é inédita, mesmo assim a referência a uma idade previamente existente só é feita ao final do trabalho e não é discutida. Mesmo que a idade antiga e a nova recaiam no mesmo valor, considerando os erros analíticos, a discussão dos valores é importante.

No artigo III (U-Pb SHRIMP Geochronology of Granitoids emplaced along the Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone: Implications for the construction of a Post-Collisional Batholith in Southern Brazil and Uruguay), submetido à revista *International Geology Review*, novos dados geocronológicos dos granitoides sintectônicos à ZCDC são apresentados, bem como uma vasta revisão de dados geocronológicos e isotópicos (Sr-Nd). As figuras que apresentam os dados compilados, sejam isotópicos ou geocronológicos podem ser melhoradas, por exemplo, a figura 3 se apresentada com igual escala torna mais fácil a visualização dos dados nos 3 segmentos. Novos dados foram obtidos para os GQ e GAF, mas pouco é discutido das idades anteriormente constantes na literatura e tal mudança demanda discussão mais aprofundada do método geocronológico, da seleção dos cristais, dos critérios de seleção dos dados a serem utilizados para obtenção das idades, etc. Outro ponto que demanda maior discussão e que constitui meu ponto central com relação a este artigo é a correlação dos 3 segmentos do cinturão granítico, comumente referido no texto como sinônimo de batólito. Alguns autores já apresentaram uma proposta de correlação para os diferentes batólitos (BF, BP e BA), conforme apresentado no começo do artigo. Contudo esta discussão não é retomada no final, mesmo sendo a mote do artigo. Além disso, a compilação dos dados abrange dados que transcendem o que é conformado na literatura como magmatismo pertencente aos diferentes batólitos. Neste sentido, e procurando evitar provocar discussões do significado de batólito (na raiz do termo) ou mesmo na concepção dos diferentes autores que trabalham nestes três segmentos do cinturão granítico, creio que a discussão cronológica dos eventos (baseada nos dados U-Pb), espacial (que discute intrusões sintectônicas e intrusões colocadas

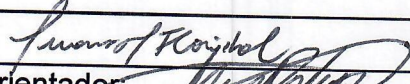
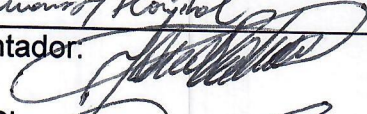
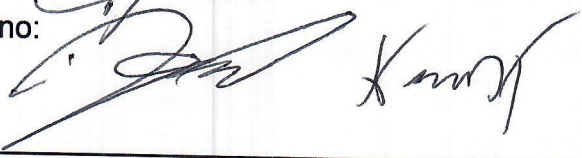
fora dos focos de deformação), de fontes (baseada em dados isotópicos Sr-Nd e em padrões de herança no zircão) seria muito mais profícua e até mais adequada se a correlação fosse focada no cinturão granítico como um todo e não nas "unidades batolíticas" pré-estabelecidas na literatura e que tem em suas próprias definições e conceitos conflitantes. Outro ponto importante é que os dados dos granitoides colocados a norte da ZCMG tem assinaturas isotópicas e de herança absolutamente distintas daquelas encontradas nos granitoides a sul da referida zona de cisalhamento, que, por sua vez, são muito semelhantes às assinaturas dos granitoides do RS e Uruguai. Isso deve ser discutido, inclusive com relação à definição de batólito (*sensu lato*) e também no que é referido na literatura como Batólito Florianópolis e seus limites.

Nas considerações finais e conclusões, reafirmo que a discussão ficou aquém do que os dados gerados e compilados permitem. A discussão referente aos antigos dados e os novos dados geocronológicos e seu significado não foram abordada. Da mesma forma, a discussão da correlação dos três segmentos do cinturão granítico também poderia ser melhor explorada.

O mapa geológico com as amostras estudadas apresentado nos anexos não apresenta coordenadas UTM. Este mapa poderia ter sido apresentado no corpo da tese e ter servido como um guia para apresentação dos dados e justificativa de porque o autor buscou obter os mesmos.

Todas as observações e sugestões aqui apresentadas tem o intuito de discutir os dados de excelente qualidade e melhorar as reflexões que os mesmos suscitam. Não tenho dúvidas de que esta tese contribui para a compreensão do magmatismo estudado, bem como dos processos de evolução crustal no neoproterozoico e que consolidaram o Cinturão Dom Feliciano.

Por fim, parablenizo o autor e também seus orientadores e co-autores. A publicação dos trabalhos aqui apresentados são uma importante contribuição para a geologia do Escudo Sul Rio grandense e para a correlação do magmatismo ao longo do cinturão granítico que se estende de SC ao Uruguai. Ao autor da tese desejo sucesso na vida profissional e que siga com o viés de estudar o particular, mas com vistas ao todo.

Assinatura: 	Data: 28/08/2018
Ciente do Orientador: 	
Ciente do Aluno: 	

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

“GEOCRONOLOGIA U-Pb E GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sr-Nd DOS GRANITOIDES SINTECTÔNICOS ÀS ZONAS DE CISALHAMENTO TRANSCORRENTES QUITÉRIA SERRA DO ERVAL E DORSAL DE CANGUÇU, RIO GRANDE DO SUL, BRASIL”

Área de Concentração: Geoquímica

Autor: **Daniel Barbosa Knijnik**

Orientadora: Profa. Dra. Maria De Fátima Bitencourt

Examinadora: Profa. Dra. Geane Carolina Gonçalves Cavalcante

Data: 27/08/2018

Conceito: A

PARECER:

A tese de doutorado apresentada pelo candidato Daniel Barbosa expõe uma compilação de banco de dados geocronológicos, geoquímicos e estruturais, que representa uma contribuição importante para o entendimento da evolução tectônica/temporal do conjunto de zonas de cisalhamento, de geometria anastomosada, da porção sul do Brasil. Estas zonas estão inseridas no âmbito do Cinturão de Cisalhamento do Sul do Brasil (Dom Feliciano), relacionado a colisão oblíqua entre os cratons Rio de La Plata e Kalahari, durante a amalgamação do Gondwana Oeste, no ciclo brasileiro. Trata-se de uma pesquisa sólida, com resultados importantes, que, sem dúvida, são de interesse tanto da comunidade nacional, quanto internacional.

A tese está bem escrita, sobretudo a parte em Língua Portuguesa. A parte referente a Língua Inglesa (artigos científicos), contudo, necessita de uma revisão mais detalhada. Sugiro que o candidato envie os artigos a um serviço de edição/correção, oferecido, por exemplo, pela Elsevier, antes de reenviá-los aos periódicos. Em função de ter lido a tese em um arquivo PDF, não me ative a grandes modificações/sugestões nesse sentido.

A região estudada está localizada entre duas zonas de cisalhamento principais: Dorsal de Canguçu e Quitéria Serra do Erval, ambas de caráter predominantemente transcorrente, com cinemática sinistral. A presença dessas estruturas condicionou a colocação de corpos granitoides/shoshoníticos, que, conforme sugerido na tese, representam um grande batólito, com composições similares, gerados a partir de fusão mantélica, envolvendo reações *water influx*, com contaminação crustal eficiente, sobretudo dentro das ZC. A relação sintectônica entre os corpos magmáticos e as ZC é evidente. A relação pós-colisional para esses corpos, e para as ZC, no entanto, é confusa, e necessita ser esclarecida e retrabalhada.

Embora a fundamentação teórica e as interpretações sobre geoquímica/geocronologia estejam claras, minuciosamente tratadas, as definições e interpretações relacionadas ao contexto tectônico (estruturas/microestruturas), formação das ZC e evolução, estão confusas e contraditórias. É preciso esclarecer e potencializar a conclusão dos dados, no âmbito do contexto tectônico. Nesse sentido, alguns pontos, assinalados abaixo, são fundamentais para aumentar o impacto das publicações:

- 1) É informado que o contexto tectônico do cinturão sul brasileiro, no qual ocorrem redes de ZC anastomosadas, envolveu a colisão entre os cratons Rio de La Plata e Kalahari. Informa-se também que a colisão terminou em 650 Ma, e que, a partir de 640 Ma, iniciou-se o estágio pós-colisional.
- 2) O estágio pós-colisional seria marcado, sobretudo, pela atividade de ZC, e colocação de corpos magmáticos, incluindo afinidades shoshoníticas. Pg. 103, por exemplo.
- 3) O estágio colisional seria marcado pela formação de foliações subhorizontais. Tais foliações não são descritas e nem discutidas ao longo da tese, e, uma vez que existe uma tendência em focar no estágio pós-colisional, o leitor não consegue entender de fato, como se deu a colisão, e o que foi gerado durante este estágio; é necessário explicitar melhor o que realmente caracteriza o estágio colisional e sua relação estrutural com o estágio pós-colisional. Ou seja, é necessário explicar, estruturalmente, o porquê se atribui a formação das ZCs a um estágio pós-colisional, considerando-se uma colisão oblíqua, visto que as ZC constituem um cinturão transpressivo. Existem evidências pervasivas (ou seja, não localizadas ou pontuais), de relações de corte, por exemplo, entre as ZCs e as estruturas subhorizontais? Como poderiam ser formadas foliações subhorizontais em um contexto de colisão de blocos? Poderíamos estar tratando de uma porção da crosta, cuja a deformação estaria relacionada a força gravitacional, originada pela sobreposição de camadas litológicas superiores?
- 4) Informa-se que as ZCs que compõem o cinturão transpressivo no sul do Brasil são transcorrentes. Seriam, portanto, as estruturas que acomodam mais simple shear, em uma região que, como um todo, é transpressiva (cinturão sul brasileiro). Transpressão implica em colisão oblíqua. Portanto, a colisão entre os cratons Kalahari e Rio de La Plata teria que ser oblíqua. Colisão oblíqua pode ser sugerida a partir dos mapas esquemáticos de reconstrução do Gondwana, apresentados na tese. Se a colisão é oblíqua e as ZCs são transcorrentes, dentro de uma região transpressiva, então as ZCs provavelmente são colisionais. Nesse sentido, elas já teriam sido formadas, quando os corpos magmáticos, se pós-colisionais, se alojaram. O fato dos corpos estarem deformados consistentemente com as ZCs, sugere que elas ainda estavam ativas quando os corpos se alojaram. Esse estágio ainda ativo das ZCs, de acordo com as tramas miloníticas observadas nas fotos de campo (porfiroclastos com caudas assimétricas, estruturas rotacionadas, + estruturas simétricas => vorticidade misturada => simple shear + pure shear), implicam em uma deformação transpressiva, portanto, ainda colisional, durante a deformação dos corpos magmáticos, ao longo das ZCs. Poderia o magma se colocar, ainda em estágio colisional? Isso implicaria em um estágio colisional de ~80 Ma. Seria realístico? Poderia

- todas as idades dos zircões estarem relacionados a esse estágio colisional?
- 5) Não está claro ao longo de toda tese, se o candidato acredita que as ZCs são pós-colisionais ou sincolisionais, embora, em algumas porções do texto, tende-se a afirmar que as ZCs são pós-colisionais. Pg 187 por exemplo.
 - 6) Se o estágio pós-colisional durou cerca de 80 Ma, em termos estruturais, o que marca esse estágio? As ZCs, com as tramas mostradas nas fotos de campo (falta de dominância de tectonito L, por exemplo), mostram que elas não são transtensionais, portanto, não estariam registrando um estágio de colapso, se tivesse existido, pós-colisional.

Em síntese, perguntas chaves, tais como as listadas abaixo, deveriam ser pensadas/respondidas, para relacionar melhor a colocação dos corpos magmáticos e o desenvolvimento das ZCs, e aumentar o impacto das publicações.

O que se gerou em termos de estruturas durante a colisão? Como foi gerado, em um contexto colisional entre Kalahari e Rio de La Plata as foliações subhorizontais? Que tipo de foliação é essa? Em que rocha ela se desenvolve? Qual a relação entre as ZCs, associadas majoritariamente ao estágio pós-colisional, e as estruturas subhorizontais, que são atribuídas ao período colisional?

Em termos estruturais, o que caracteriza o período pós-colisional, que ocorreria entre 640 a 560 Ma (~80 Ma)? Colapso? Falhas normais? Dentro das ZC predominância de tectonitos L?

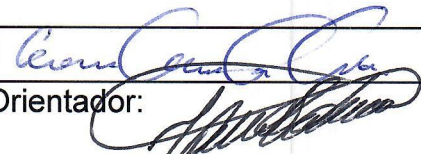
Qual o principal argumento para definir as associações shoshoníticas como pós-colisionais, ao invés de arco magmático?

Um modelo esquemático, ou bloco diagrama, mostrando a evolução tectônica da área, e sua associação com a colocação dos corpos magmáticos, distribuídos ao longo tempo (~80Ma?), seria muito bem vindo a tese, e aos artigos.

Algumas sugestões, sobretudo relacionadas a conceitos e interpretações sobre o desenvolvimento das zonas de cisalhamento, localização da deformação, e microestruturas, estão disponíveis no arquivo em PDF, que disponibilizo em anexo a este parecer.

Verificar legenda de fotos, sobretudo de microestruturas. Na figura 25d pagina 44, não há textura granoblástica no qtz. Os contatos são irregulares; o qtz apresenta subgrãos, sugerindo recristalização por bulging (BLG) e SGR, típico de baixa temperatura (~400 °C). O mesmo para a figura 4d (feldspato), pg 72 (contatos irregulares típicos de BLG; não há textura granoblástica).

Assinatura:



Data:

27/08/2018

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

