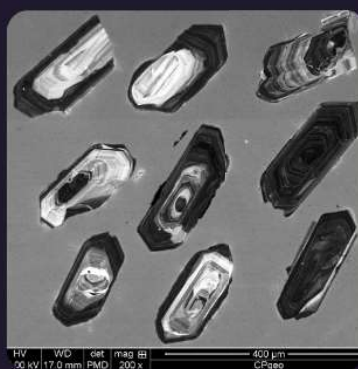


SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA

CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA DO RIO GRANDE DO SUL E DE SANTA CATARINA

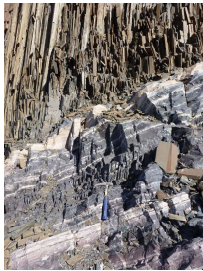
ANDRÉA RITTER JELINEK
CARLOS AUGUSTO SOMMER



IMAGENS DE CAPA E CONTRACAPA



Fotografia aérea do setor norte da Serra do Segredo, em Caçapava do Sul, RS, onde se destacam a Pedra do Segredo, em primeiro plano, e a Pedra da Abelha, logo à esquerda, geofórmulas esculpidas sobre conglomerados fluviais da Bacia do Camaquã. Ao fundo, alguns cerros formados por rochas metamórficas e o imponente alto de Caçapava, sobre granitoides diversos, rochas que registram diferentes momentos do Ciclo Brasileiro no sul do Brasil. A paisagem faz parte do Geoparque Caçapava Aspirante Unesco e é parcialmente inserida no Parque Natural Municipal da Pedra do Segredo. Imagem obtida por Felipe Guadagnin. Legenda de André Weissheimer de Borba e Felipe Guadagnin.



Contato entre rochas sedimentares da Bacia do Paraná e soleira de diabásio do Grupo Serra Geral. Pedreira Carollo, região de Montenegro, RS. Imagem e legenda de Carlos Augusto Sommer.

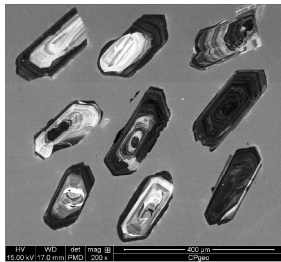


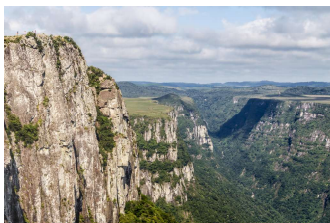
Imagem de catodoluminescência de cristais de zircão pertencentes ao Batólito de Florianópolis. Aumento de 200 vezes. Imagem e legenda de Andréa Ritter Jelinek.



Fotografia aérea oblíqua apresentando a morfologia da região correspondente ao extremo do Litoral Norte do RS, à direita observa-se a cidade de Torres/RS. Em primeiro plano observa-se a morfologia do campo de dunas localizado no Parque Estadual de Itapeva. Unidade essa localizada sobre o sistema Laguna-Barreira IV (holocênico). Logo após o baixio, na retaguarda do campo de dunas, ocorre a morfologia do sistema Laguna-Barreira III (pleistocênico). Ao fundo, com o relevo mais elevado, encontra-se a Formação Serra Geral pertencente à Bacia do Paraná. Imagem obtida por Eduardo H. R. Russo. Legenda de Eduardo Guimarães Barboza.



Minas do Camaquã, Mineração de cobre a céu aberto, Caçapava do Sul. Imagem e legenda de Carlos Augusto Sommer.



Derrames ácidos do Grupo Serra Geral, Bacia do Paraná, na região do Cânion Fortaleza, Parque Nacional da Serra Geral, Cambará do Sul, RS. Imagem licenciada de Depositphotos. Legenda de Carlos Augusto Sommer.



PUBLICAÇÃO ESPECIAL DO NÚCLEO RS/SC DA
SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA

**CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA
DO RIO GRANDE DO SUL E
DE SANTA CATARINA**

Editores

Andréa Ritter Jelinek
Carlos Augusto Sommer



Porto Alegre, RS, 2021.

É proibida a reprodução total ou parcial desta obra, sem autorização expressa dos autores ou da editora. A violação importará nas providências judiciais previstas no artigo 102, da Lei nº 9.610/1998, sem prejuízo da responsabilidade criminal. Os textos deste livro são de responsabilidade de seus autores.

ISBN E-book: 978-65-89013-03-7

Edição: 1ª

Ano: 2021

Editora Compasso Lugar Cultura

Responsável André Suertegaray Rossato

Porto Alegre - RS - Brasil

Telefones (51) 984269928

compassolugarcultura@gmail.com

www.compassolugarcultura.com

Editores:

Andréa Ritter Jelinek

Carlos Augusto Sommer

Diagramador: Gabriel Zambom

Revisão de Texto: Gustavo Saldivar

Conselho Editorial Compasso Lugar Cultura

Álvaro Heidrich

Carlos Henrique Aigner

Cláudia Luíza Zeferino Pires

Dakir Larara Machado da Silva

Dilermando Cattaneo da Silveira

Dirce Maria Antunes Suertegaray

Helena Copetti Callai

Jaeme Luiz Callai

João Osvaldo Rodrigues Nunes

Laurindo Antonio Guasselli

Maíra Suertegaray Rossato

Nelson Rego

Roberto Verdum

Rosa Maria Vieira Medeiros

Sinthia Batista

Realização

Sociedade Brasileira de Geologia

Diretoria Núcleo RS/SC:

Diretora Presidente: Andréa Ritter Jelinek

Diretor Vice-Presidente: Carlos Augusto Sommer

Diretor Secretário: Lucas Debatin Vieira

Diretor Financeiro: Breno Leitão Weichel

Diretora de Programação Técnico-Científica: Rosemary Hoff

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

J47c

Jelinek, Andréa Ritter.

Contribuições à Geologia do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina /Andréa Ritter Jelinek e Carlos Augusto Sommer, organização – Sociedade Brasileira de Geologia - Porto Alegre : Compasso Lugar-Cultura, 2021.

504 p., il. col.

ISBN E-book: 978-65-89013-03-7

<https://doi.org/10.29327/537860>

1. Geologia 2.Sociedade Brasileira de Geologia 3. Coletâneas de textos I. Jelinek, Andréa Ritter II. Sommer, Carlos Augusto III. Título

CDD 551

CDU 551.1/.4

Bibliotecária Responsável: Catarina Strapação Guedes Vianna CRB-10/2469

Índices para catálogo sistemático:

1. Geologia 551

A evolução crustal do Escudo Sul-Rio-Grandense sob a perspectiva dos sistemas isotópicos Sr-Nd

Edinei **Koester**^{1*}, Anelise Losangela **Bertotti**², Carla Cristine **Porcher**¹,
Cristine **Lenz**³, Daniel Triboli **Vieira**⁴, Laércio **Dal Olmo-Barbosa**⁴,
Rodrigo Chaves **Ramos**⁵, Vivianne Andrade **Bastos**⁴, Viter Magalhães **Pinto**⁶

¹ Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul;

² Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco;

³ Departamento de Geologia, Universidade Federal do Sergipe;

⁴ Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul;

⁵ Secretaria de Meio Ambiente e Preservação Ecológica, Prefeitura Municipal de Sapiranga;

⁶ Centro de Engenharias, Universidade Federal de Pelotas.

*autor correspondente: koester@ufrgs.br

*Dedicado ao professor Koji Kawashita, um pesquisador sensacional;
uma pessoa brilhante.*

1 INTRODUÇÃO

A utilização de isótopos radioativos e de seus produtos de decaimento constitui uma ferramenta geoquímica importante no entendimento da evolução crustal de crátons e de cinturões móveis. Uma das principais aplicações dos isótopos radiogênicos consiste na datação radiométrica das rochas, porém, estes também podem ser usados como traçadores geoquímicos em estudos petrogenéticos, na identificação de fontes e de processos geológicos. As razões isotópicas constituem assinaturas características da fonte dos magmas e, em geral, permanecem inalteradas em eventos de fracionamento subsequentes. Entretanto, processos geológicos posteriores podem modificá-las, como, por exemplo, o metamorfismo, tornando mais complexas estas interpretações (Dickin, 2018).

Os escudos pré-cambrianos são porções estáveis dos continentes, em que predominam rochas metamórficas e plutônicas, com variações consideráveis nas composições litológica e química, tanto lateral quanto verticalmente (Condie, 2005). Esses escudos podem ser individualizados em domínios tectônicos, constituídos por diferentes unidades, com características geológicas, geofísicas e isotópicas similares ou não. A geoquímica isotópica, através do uso combinado de vários sistemas, é capaz de auxiliar no entendimento da evolução crustal destes segmentos.

O principal objetivo deste trabalho é de apresentar e de discutir alguns dados isotópicos dos sistemas Sr-Nd combinados, disponíveis para rochas das unidades dos diferentes terrenos do Escudo Sul-Rio-Grandense, e avaliar potenciais implicações no entendimento da sua evolução crustal.

2 Os SISTEMAS ISOTÓPICOS Sr E Nd

O comportamento dos sistemas isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd nos processos geológicos permite delinear domínios crustais, bem como discutir implicações no entendimento da evolução de diferentes terrenos (Condie, 2005).

No sistema Rb-Sr, o Rb apresenta maior incompatibilidade em relação ao Sr. Assim, na diferenciação magmática, o Rb tende a se concentrar, preferencialmente, no líquido, enquanto o Sr, no sólido residual

(Dickin, 2018). No sistema Sm-Nd, o Nd é o elemento mais incompatível, tornando-se, preferencialmente, enriquecido no líquido magmático. Dessa forma, enquanto o Rb enriquece na crosta, resultando em razões Rb/Sr mais altas neste reservatório, no sistema Sm-Nd ocorre o contrário, já que as sucessivas extrações no manto deixam o mesmo empobrecido em Nd, com razões Sm/Nd mais altas (Fig. 1) (DePaolo & Wasserburg, 1979). Assim, os diferentes reservatórios terrestres possuem assinaturas isotópicas únicas. Por exemplo, enquanto as rochas derivadas da crosta superior apresentam razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,710$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em torno de 0,512, as rochas derivadas do manto empobrecido apresentam valores mais baixos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (< 0,703)$ e mais altos para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (> 0,513)$, quando comparados aos da crosta (DePaolo & Wasserburg, 1979).

As informações isotópicas, que ca-

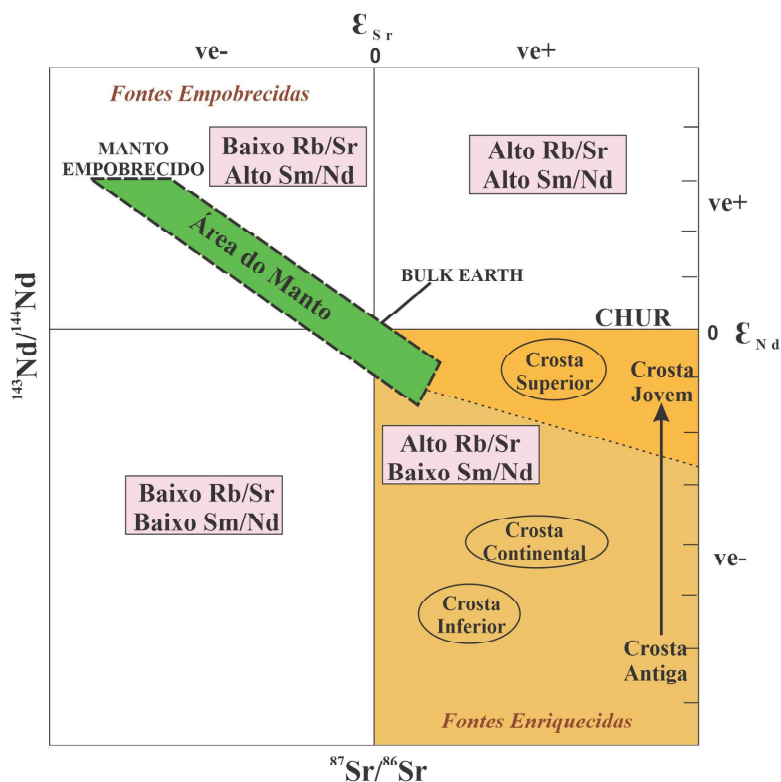


Figura 1 – Diagrama de correlação $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (ϵ_{Nd} vs. ϵ_{Sr}), apresentando as posições relativas das fontes empobrecidas e enriquecidas para os sistemas isotópicos de Nd e de Sr (modificado de DePaolo & Wasserburg, 1979). Legenda: CHUR = *Chondritic Uniform Reservoir*, VE = valor de épsilon.

racterizam um determinado ambiente, podem ser apresentadas, de forma alternativa, pelo uso do indicador petrogenético épsilon (ϵ) (DePaolo & Wasserburg, 1976). Este fator pode ser calculado, tanto para as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ quanto para as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, porém, devido às incertezas nas razões de Sr no *Bulk Earth* (*Bulk Silicate Earth*, BSE), este é, normalmente, mais utilizado para o Nd. Neste caso, o fator mede a diferença da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de uma amostra, em relação aos valores do *Chondritic Uniform Reservoir* (CHUR), indicando a derivação crustal ou mantélica do material. Assim, rochas ígneas juvenis (com valores positivos de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$) podem ser distinguidas de rochas de reciclagem de crosta antiga (com valores negativos de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$).

No sistema isotópico Sm-Nd, as idades-modelo Nd-T_{CHUR} e Nd-T_{DM} fornecem uma estimativa do tempo que passou para um material, desde a sua extração, seja de um reservatório condritico, seja de um manto empobrecido (*Depleted Mantle* – DM), respectivamente (Dickin, 2018). Para a evolução do manto empobrecido na Terra existe uma variedade de modelos propostos, logo, podem existir diferenças no resultado de idades T_{DM} entre um modelo e outro. Entre os modelos clássicos para evolução em um estágio, o proposto por DePaolo (1981) obedece a uma função quadrática para a curva de evolução do manto empobrecido, enquanto o proposto por Goldstein *et al.* (1984) assume uma evolução linear, fornecendo idades-modelo ligeiramente mais antigas do que o primeiro. Já o modelo de evolução linear para dois estágios, proposto por Liew & Hoffmann (1988), assume valores-padrão para as razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, ao invés de valores medidos na amostra.

Nesta revisão, os dados isotópicos de Rb-Sr e de Sm-Nd, extraídos de trabalhos anteriores, foram recalculados utilizando o programa *GCDKit* (Janousek *et al.*, 2006), como

forma de padronizar as interpretações. As idades modelo Nd-T_{DM} foram obtidas segundo os modelos de Goldstein *et al.* (1984), e de Liew & Hoffmann (1988).

3 CONTEXTO GEOLÓGICO E TECTÔNICO DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE

O Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG) é formado, essencialmente, por uma unidade paleoproterozoica, a oeste, o Terreno Nico Pérez, e por um cinturão Neoproterozoico, a leste, denominado Cinturão Dom Feliciano (CDF), que se estende, desde Punta del Este, no Uruguai, até a porção NE de Santa Catarina, no Brasil (Fig. 2). O CDF é resultado de sucessivos processos de colagem durante o Ciclo Brasileiro/Pan-Africano, os quais contribuíram para a amalgamação da porção sudoeste do paleocontinente Gondwana (Hueck *et al.*, 2018; Ramos *et al.*, 2018; e refs.). No ESRG, o CDF é composto pelos terrenos São Gabriel, Tijucas, Pelotas e Punta del Este, os quais são delimitados por descontinuidades geofísicas de grande escala (Fernandes *et al.*, 1995; Hartmann *et al.*, 2016; e refs.).

4 O TERRENO NICO PÉREZ

O Terreno Nico Pérez (TNP), também denominado Terreno Taquarembó, na sua porção brasileira, é uma extensão do terreno homônimo uruguaio, não sendo considerado parte do Cráton Rio de La Plata, em função de seu retrabalhamento por eventos mais jovens. Compreende rochas ultramáficas, orto e paragneisses paleoproterozoicos do Complexo Granulítico Santa Maria Chico, vinculadas à evolução de um arco oceânico de 2,4 Ga, metamorfizadas em fácies granulito, em 2,1 Ga (Philipp *et al.*, 2016; Girelli *et al.*, 2018; e refs.).

Rochas metassedimentares de médio grau são descritas no Complexo Marmeleiro

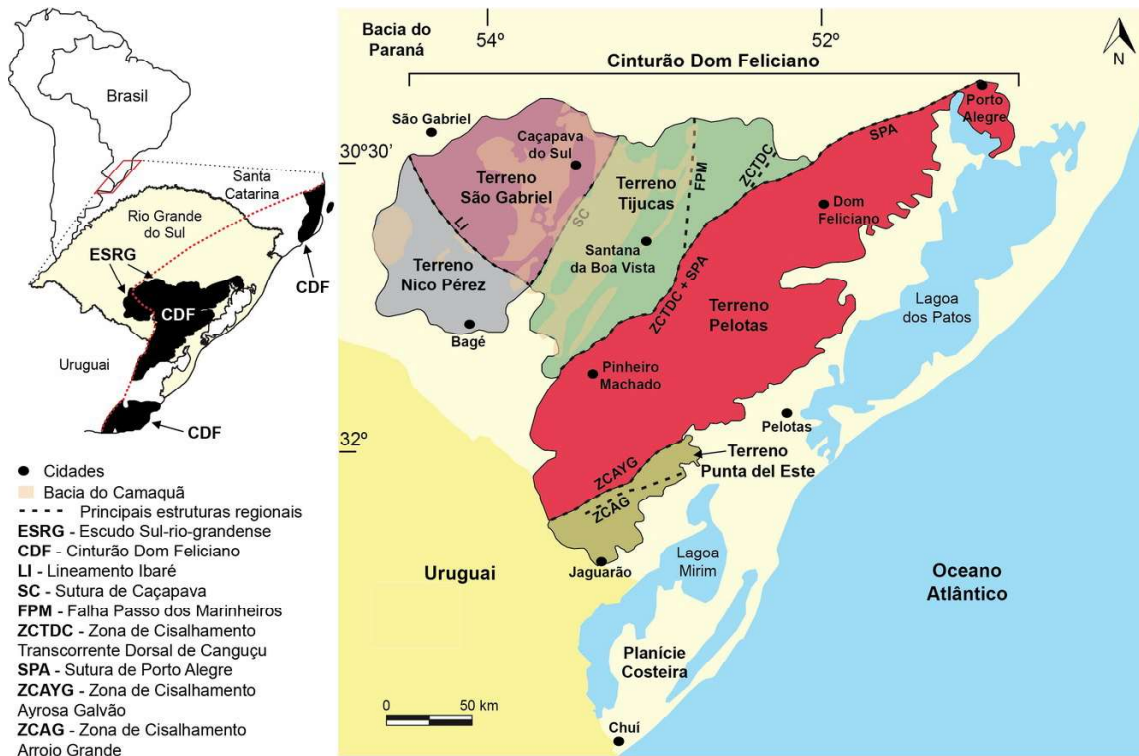


Figura 2 – Mapa geológico simplificado, ilustrando a disposição dos terrenos, das principais estruturas e da compartimentação tectônica do Escudo Sul-Rio-Grandense (modificado de Dal Olmo-Barbosa *et al.*, 2021, após Fernandes *et al.*, 1995, Costa, 1997, Paim *et al.*, 2000 e Ramos *et al.*, 2018).

e no Complexo Batovi, ambos com idades de proveniência, sugerindo fontes predominantemente paleoproterozoicas (1,7 Ga) e interpretados como sedimentos siliciclásticos de margem passiva (Laux, 2018; e refs.). Localmente, ocorrem carbonatitos de idade mesoproterozoica (1,1 Ga), vinculados a um evento extensional (Monteiro *et al.*, 2020). Essas unidades são intrudidas e retrabalhadas pelo magmatismo ediacarano das suítes Saibro, Vauthier e Santo Afonso, e da Formação Acampamento Velho, dominado por lavas riolíticas e, subordinadamente, por ignimbritos, brechas e tufos (Wildner *et al.*, 2008; Laux, 2018; e refs.).

No Complexo Granulítico Santa Maria Chico, os estudos isotópicos (Soliani Jr. *et al.*, 2000) mostram razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em torno de 0,7019-0,7021, sugerindo uma contribuição mantélica como a principal fonte dos protólitos do complexo. Os dados Sm-Nd sugerem valores $\epsilon_{\text{Nd}(2,1)}$ positivos, com a

razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ próxima de 0,510 para uma idade de 2,1 Ga. Moraes (2020) apresenta características isotópicas, sugerindo que a associação máfica-ultramáfica do complexo tem derivação mantélica, com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(2,1)}$ 0,700924-0,704864, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(2,1)}$ 0,509903-0,510096, $\epsilon_{\text{Nd}(2,1)}$ -0,30 a 3,5 e Nd-T_{DM} de 2,1-2,4 Ga. As assinaturas isotópicas da associação gabroica-tonalítica também sugerem uma derivação do manto, com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(2,1)}$ 0,701254-0,708815, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(2,1)}$ 0,511022-0,512171, $\epsilon_{\text{Nd}(2,1)}$ -3,7 a 2,2 e Nd-T_{DM} 2,3-2,6 Ga (Fig. 3A).

O Carbonatito Três Estradas apresenta assinaturas isotópicas Sr-Nd (Fig. 3B) sugestivas de uma fonte mantélica heterogênea e metassomatizada, durante o Mesoproterozoico, com $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(1,1)}$ 0,509982-0,511432, $\epsilon_{\text{Nd}(1,1)}$ -0,7 a 4,4 e Nd-T_{DM} de 1,2 Ga a 2,3 Ga (Monteiro *et al.*, 2020).

As rochas vulcânicas neoproterozoí-

cas da Fm. Acampamento Velho exibem assinaturas isotópicas Sr-Nd (Fig. 3C) sugestivas de uma fonte mantélica, similar à do manto enriquecido, com $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(570)}$ 0,512235-0,511566, $\epsilon_{\text{Nd}(570)}$ -0,7 a 4,4 e Nd-T_{DM} 1,2-2,3 Ga (Koester et al., submetido).

5 O TERRENO SÃO GABRIEL

O Terreno São Gabriel (TSG), também denominado Terreno Vila Nova, é constituído por associações petroectônicas formadas durante o evento acrescionário da Orogenia Brasiliana, entre os períodos Toniano e Criogeniano. O terreno compreende relictos de sequências ofiolíticas, duas sequências de arcos juvenis intraoceânicos (Passinho, de 879 Ma, e São Gabriel, de 758-700 Ma), além de rochas metavulcanossedimentares. Essas rochas são cobertas por sequências vulcânicas e sedimentares ediacaranas da Bacia do Camaquã, intrudidas por granitos pós-tectônicos (Philipp et al., 2018; e refs.).

Os relictos de ofiolitos incluem os complexos Cerro Mantiqueiras, Ibaré, Palma, Passo do Ivo, Bossoroca e Cambaizinho, com duas idades de formação de crosta oceânica: a mais antiga, de 923-890 Ma; e outra, de 750-720 Ma (Hartmann et al., 2019; e refs.).

Dados isotópicos (Fig. 3D) para as rochas ultramáficas, vinculadas aos ofiolitos, sugerem, na região de Palma, razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(800)}$ entre 0,7008-0,7019 e dados de $\epsilon_{\text{Nd}(800)}$ com valores positivos de 3 e 4 e Nd-T_{DM} de 0,9 a 1,3 Ga. Para a região do Cerro Mantiqueira, as rochas ultramáficas e os anfíbolitos têm razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(730)}$ 0,7012-0,7089, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(730)}$ 0,511033-0,512143, $\epsilon_{\text{Nd}(730)}$ -3,0 a 2,0 e Nd-T_{DM} 0,8-1,1 Ga (Leite et al., 1998; Saalman et al. (2005,a,b, 2006).

A estrutura do arco inclui duas associações DTTG (diorito, tonalito, trondhjemitito, granodiorito), sendo uma de idade toniana (879 ± 14 Ma), registrada no metadi-

orito Passinho e interpretada como pertencente ao Arco Passinho (Hartmann et al., 2019), relacionado ao Complexo Imbicuí (Philipp et al., 2018), e outra, de idade criogeniana, representada por metagranitoides e dioritos, por tonalitos e por trondhjemitos do Complexo Cambaí (Saalman et al., 2006; Philipp et al., 2018), com idade de 675-750 Ma, definida pela Orogenia São Gabriel (Philipp et al., 2018; e refs.).

O Complexo Imbicuí tem razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(828)}$ 0,703473-0,707205, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(828)}$ 0,512181-0,512088, $\epsilon_{\text{Nd}(828)}$ de 4,4 a 6,2 e Nd-T_{DM} 0,6-0,9 Ga, indicativas de magmas juvenis (Siviero et al., submetido). Gnaisses tonalíticos do Complexo Cambaí possuem dados isotópicos de Sr com pouca variação, entre 0,7031-0,7035 (Saalman et al., 2005b), enquanto isótopos de Nd possuem valores de $\epsilon_{\text{Nd}(750)}$ de 4 a 6. A porção supracrustal do arco é representada por sucessões metavulcânicas e metassedimentares do Grupo ou Supercomplexo Vacacaí (Chemale Jr., 2000), incluindo o Cambaizinho, Arroio Marmeleiro, parte do Passo Feio, Ibaré, Pontas do Salso, Bela Vista e Campestre (Saalman et al., 2005a; Vedana et al., 2017). A sequência supracrustal apresenta assinaturas similares às das sequências Bossoroca, Cambaizinho e Ponta do Salso, de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(750)}$ entre 0,701 e 0,704 e $\epsilon_{\text{Nd}(750)}$ positivos, de 1 a 6 (Cerva-Alves et al., 2020).

Granitoides pós-orogênicos, como o Granito Santa Zélia e a Suíte Lagoa da Meia Lua, possuem $\epsilon_{\text{Nd}(660)}$ entre -1,6 e 1,7 e razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(660)}$ de 0,707 a 0,708 (Saalman et al., 2005b).

6 O TERRENO TIJUCAS

O Terreno Tijucas (TJ), anteriormente denominado Faixa de Dobramentos Tijucas, Cinturão Tijucas, além de Cinturão Porongos, é constituído, predominantemente, por rochas metavulcanossedimentares

neoproterozoicas (do Complexo Porongos) e por rochas tonianas (do Complexo Várzea do Capivarita), intercaladas com rochas do embasamento Paleoproterozoico (Gnaisses Encantadas e Complexo Arroio do Ratos). Ocorrem, ainda, de forma localizada, o Anortosito Capivarita, o metagranito Seival, de idade calimaniense, e o anfibolito Tupi Silveira, de idade estateriana, além de diversos granitoides tardios (Phillip *et al.*, 2016; Höfig *et al.*, 2018; e refs.).

Os Gnaisses Encantadas afloram, predominantemente, na parte central da Antiforme de Santana da Boa Vista, e representam o embasamento Paleoproterozoico, com Ortognaisses (idade de cristalização de 2340-2210 Ma), lentes de anfibolito e metaultramáficas (Phillip *et al.*, 2016), com idade de metamorfismo de alto grau, em torno de 2040-2020 Ma (Hartmann *et al.*, 2000). Tramas de mais baixo grau são geradas em torno de 530-500 Ma (Lenz, 2003). Os dados isotópicos Sr-Nd são apresentados por May (1990), com uma variação de $\epsilon_{Nd(2,0)}$ entre -5 e -10 e de $^{87}Sr/^{86}Sr_{(2,0)}$ entre 0,710 e 0,718 (Fig. 3E).

O Complexo Arroio dos Ratos (CAR) é formado por associações de rochas do tipo TTG, juntamente a rochas máficas, com idades de cristalização de 2148-2077 Ma e com metamorfismo de alto grau em 635 Ma. As razões $^{87}Sr/^{86}Sr_{(2,1)}$ estão entre 0,7011 e 0,7115, com $\epsilon_{Nd(2,1)}$ entre 5,1 e 0,4 e com idades Nd- T_{DM} entre 1,9 Ga e 2,3 Ga (Fig. 3E), configurando um magmatismo juvenil em ambiente de arco magmático continental (Gregory *et al.*, 2017).

O Complexo Porongos é constituído por rochas metassedimentares, associadas a rochas metavulcânicas básicas, intermediárias a ácidas, além de gnaisses alcalinos e de lentes de rochas ultramáficas metamorfizadas em fácies xistos verde a anfibolito (Höfig *et al.*, 2018; e refs.). Idades de cristalização de 790 Ma são sugeridas para as rochas metavulcânicas (Pertille *et al.*, 2017; e refs.), além de

idades de cristalização mais jovens, de 663 Ma (Gruber *et al.*, 2016) e entre 601 Ma e 578 Ma (Saalman *et al.*, 2006). O metamorfismo, que afetou essas rochas, é de baixo a médio grau, com idades de 650-600 Ma (Lenz, 2003, 2006).

Saalman *et al.* (2006) identificou, ainda, dois segmentos distintos, em relação à área-fonte: um, concentrado a NW, com idades Nd- T_{DM} mais antigas (2,3-2,7 Ga) e $\epsilon_{Nd(780)}$ -14,7 a -18,0; e outro, a SE, com idades Nd- T_{DM} mais jovens (1,7-1,9 Ga) e $\epsilon_{Nd(780)}$ -6,2 a 6,9. Além disso, idades Nd- T_{DM} mais jovens, entre 1,2-1,7 Ga, foram identificadas no complexo (Lenz, 2006; Gollmann *et al.*, 2008; Gruber *et al.*, 2016). Estudos de zircões detríticos confirmaram a existência de uma área-fonte mais antiga, de idade paleoproterozoica (~2,20 Ga), de uma área-fonte de idade mesoproterozoica e de uma área-fonte mais jovem, com rochas de ~800 Ma (Gruber *et al.*, 2016). Pertille *et al.* (2017) identificaram, ainda, uma área-fonte de idade ediacarana (~608 Ma), sugerindo idades de deposição, para este complexo, de 650-550 Ma, bem como uma correlação com os sedimentos da Bacia do Camaquã, de idade similar (Fig. 3F).

O Complexo Várzea do Capivarita é dominado por paragneisses, de composição pelítica e calcissilicática, e, subordinadamente, por ortognaisses e por granitos sintectônicos (Martil *et al.*, 2017). As rochas ortoderivadas cristalizaram em ~791 Ma, em um arco continental maduro, com metamorfismo em condições de alta a ultra-alta T e de baixa a média P, em torno de 620 Ma (Phillip *et al.*, 2016; e refs.). Os dados isotópicos (Fig. 3F) mostram altas razões $^{87}Sr/^{86}Sr_{(790)}$ (0,71628-0,72509) e valores de $\epsilon_{Nd(790)}$ de -7,2 a -10,1, sugerindo que, ao menos, em parte, as rochas do Complexo Porongos e os ortognaisses do Complexo Várzea do Capivarita foram formadas no mesmo ambiente tectônico (Martil *et al.*, 2017).

O magmatismo tardio no TT está vinculado à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, com a cristalização sintectônica de granitos (Quitéria e Suíte Cordilheira), com idades de 618 Ma e de 607 Ma, respectivamente (Vieira *et al.*, 2020), seguido do Sienito Piquiri, com idades de 609-583 Ma, com assinaturas isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(600)}$ entre 0,706-0,710, $\epsilon_{\text{Nd}(600)}$ entre -8,0 e 12,1 e idades Nd- T_{DM} entre 1,4 Ga e 1,8 Ga (Babinski *et al.*, 1997; Rivera, 2019). A Suíte Encruzilhada do Sul também se insere nos eventos tardios, sendo constituída, predominantemente, por monzo a sienogranitos, com idade de cristalização de ~594 Ma, $\epsilon_{\text{Nd}(600)}$ de -15,5 e idade Nd- T_{DM} de 2,1 Ga. Knijnik (2018) obteve dados isotópicos em granitos aflorantes, ao longo da Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval, obtendo idades de cristalização entre 635 Ma e 605 Ma, com valores de $\epsilon_{\text{Nd}(605)}$ entre -10,9 e -3,3 e razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(605)}$ entre 0,7048 e 0,7223.

A Bacia do Camaquã aflora, predominantemente, sobre as rochas do TT, sendo caracterizada como uma bacia extensional, com múltiplos eventos de vulcanismo e de sedimentação, principalmente durante o ediacarano. Janikian *et al.* (2012) obtiveram dados de geoquímica isotópica nas rochas vulcânicas do Grupo Bom Jardim, da Formação Acampamento Velho e do Platô do Taquarembó, evidenciando fontes mistas, provenientes das rochas crustais do embasamento adjacente, de idade paleo- a neoproterozoica. Para as rochas andesíticas da Formação Hilário (Grupo Bom Jardim), os mesmo autores obtiveram valores de Nd- T_{DM} de 1,3 Ga e $\epsilon_{\text{Nd}(590)}$ entre -3,2 e -2,9. Para as rochas riolíticas e para os ignimbritos da Formação Acampamento Velho, foram obtidas Nd- T_{DM} entre 0,8 Ga e 2,0 Ga e $\epsilon_{\text{Nd}(570)}$ entre -13,1 e 4,5. Por fim, apresentam dados em corpos subvulcânicos, de composições riolítica e andesítica, com Nd- T_{DM} entre 1,9 Ga e 2,1 Ga e $\epsilon_{\text{Nd}(550)}$ entre -14,6 e -12,8.

7 O TERRENO PELOTAS

O Terreno Pelotas (TP), também denominado Batólito Pelotas, é constituído por associações petrotectônicas formadas durante o Ciclo Orogênico Brasileiro, entre os períodos Toniano e Ediacarano. Os limites desse terreno são variáveis e, neste trabalho, o TP corresponde à parte oriental do Escudo Sul-Rio-Grandense (Fig. 2), delimitado, a oeste, pela Sutura de Porto Alegre e, a sudeste, pela Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão, e afetado pela Orogênese Pinheiro Machado (Porcher *et al.*, 2021). O terreno é formado por rochas metamórficas tonianas, intrudidas por granitoides, gabros-dioritos e vulcânicas, todas ediacaranas, com rochas metamórficas de médio a baixo grau subordinadas, além de ocorrências restritas de rochas sedimentares gondwânicas (Cruz, 2019; e refs.).

Rochas de idade toniana, identificadas como septos do embasamento ou Gnaisses Piratini (Wildner *et al.*, 2008), são encontradas como xenólitos métricos a quilométricos de ortognaisses, com idade de cristalização de cerca de 770 Ma, com metamorfismo de fácies anfíbolito em torno de 660 Ma, geradas em ambiente de arco magmático continental (Koester *et al.*, 2016). Os dados isotópicos (Fig. 3G) mostram razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(770)}$ 0,712542-0,723154, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(770)}$ 0,511242-0,511349, $\epsilon_{\text{Nd}(770)}$ -7,9 a -5,8 e Nd- T_{DM} 2,0-2,2 Ga para estes ortognaisses.

O Complexo Pinheiro Machado (~633-609 Ma) é formado por rochas dioríticas e por granitoides, vinculados a magmatismo de arco e/ou pós-colisional, com xenólitos e com megaxenólitos subordinados, de rochas orto e parametamórficas (Cruz, 2019; Loureiro *et al.*, 2021; e refs.). As rochas dessa unidade (Fig. 3H) exibem assinaturas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(560)}$ 0,707684-0,715528, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(560)}$ 0,511374-0,511660, $\epsilon_{\text{Nd}(560)}$

-10,6 a -5,0 e Nd-T_{DM} 1,4-2,3 Ga (May, 1990; Babinski *et al.*, 1997; Silva *et al.*, 1999; Cruz, 2019).

Granitoides tardios no TP (Fig. 3H) incluem os monzogranitos grossos a porfíricos, cálcio-alcálicos, da Suíte Cerro Grande (610-590 Ma), com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(560)}$ 0,708076, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(560)}$ 0,511415-0,511657, $\epsilon_{\text{Nd}(560)}$ -9,8 a -5,1 e Nd-T_{DM} 1,4-1,9 Ga (May, 1990; Babinski *et al.*, 1997; Cruz, 2019), bem como da Suíte Dom Feliciano (~590 Ma) (Dal Olmo-Barbosa *et al.*, 2021). Esta é formada por feldspato alcalino granitos, por quartzo sienitos e por monzogranitos subordinados, em geral, com afinidade alcalina (Cruz, 2019). Suas assinaturas isotópicas apresentam $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(560)}$ 0,705966-0,715164, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(560)}$ 0,511634-0,511740, $\epsilon_{\text{Nd}(560)}$ -5,5 a -3,4 e Nd-T_{DM} 1,3-1,7 Ga (May, 1990; Cruz, 2019).

O magmatismo básico é subordinado no TP, representado pelos Gabros Passo da Fabiana, Diorito Alto Alegre e Diorito Capim Branco, além de outros corpos menores, posicionados em 590-560 Ma (Wildner *et al.*, 2008; Dal Olmo-Barbosa *et al.*, 2021). A ocorrência de magmatismo peraluminoso no TP, vinculado à atuação de zonas de cisalhamento regionais, está representada pela Suíte Três Figueiras, com $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(560)}$ 0,511611, $\epsilon_{\text{Nd}(560)}$ -6,0 e Nd-T_{DM} 1,7 Ga (Cruz, 2019).

8 O TERRENO PUNTA DEL ESTE

O Terreno Punta del Este (TPE), ou Terreno Jaguarão, localizado ao sul da Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão (Fig. 2), é interpretado como a extensão norte do Terreno Punta del Este, do Escudo Uruguaio (Ramos *et al.*, 2018; e refs.).

O terreno compreende um embasamento Toniano-Criogeniano, representado pelo Gnaiss Arroio Pedrado, interpretado como fragmento metamorfozido do denominado Arco Piratini (Vieira *et al.*, 2019), além

das rochas máficas-ultramáficas e metassedimentares do Complexo Arroio Grande, ambas vinculadas à evolução do paleo-oceano Adamastor (Vieira *et al.*, 2020; Ramos *et al.*, 2020). Todas essas unidades são intrudidas e retrabalhadas pelo magmatismo ediacarano, em um cenário continental.

O Gnaiss Arroio Pedrado apresenta razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(680)}$ intermediárias (0,7095-0,7112), $\epsilon_{\text{Nd}(680)}$ entre -4,2 e -3,7 e Nd-T_{DM} entre 1,5 Ga e 1,6 Ga (Fig. 3I), interpretadas como o resultado de fusão parcial, em *ca.* 680 Ma, de crosta continental inferior espessada máfica (Vieira *et al.*, 2019).

O Complexo Arroio Grande compreende duas grandes unidades: i) os xistos e os Quartzitos Arroio Grande, interpretados como sedimentos siliciclásticos de bacia orogênica, que apresentam $\epsilon_{\text{Nd}(630)}$ entre -12 e -7 e Nd-T_{DM} entre 1,2 Ga e 1,6 Ga, para os xistos; e ii) o Ofiolito Arroio Grande, que é representado pela Sequência Matarazzo, que compreende os metamafitos Matarazzo (interpretados como fragmentos metamorfozados de um enxame de diques máficos) e os mármore Matarazzo (*e.g.* Ramos *et al.*, 2018; e refs.). Para os mármore, as razões atuais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,7060 e 0,7067 sugerem deposição dos carbonatos em 800-700 Ma (Ramos *et al.*, 2018). Ocorrem, também, xistos magnesianos e, subordinadamente, metagabros. Os metagabros e os xistos magnesianos apresentam razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(630)}$ entre 0,7059 e 0,7069 (metagabros) e entre 0,7071 e 0,7152 (xistos), $\epsilon_{\text{Nd}(630)}$ entre 0 (metagabros) e -3 (xistos) e Nd-T_{DM} entre 1,2 Ga (metagabros) e 1,5 Ga (xistos) (Ramos *et al.*, 2018, 2020). Os anfíbolitos preservam assinatura isotópica oceânica juvenil, com razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(630)}$ de 0,703, $\epsilon_{\text{Nd}(630)}$ de +8 e Nd-T_{DM} de 0,7 Ga (Fig. 3I). A partir de um diagrama isocrônico $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, Ramos *et al.* (2020) sugeriram uma idade de 704 ± 58 Ma para esses anfíbolitos.

O magmatismo do TPE, por vezes,

sintectônico às zonas de cisalhamento, está representado pelos granitos Três Figueiras, Chasqueiro, Capão do Leão e Bretanha (Cruz, 2019; e refs.). O Granito Três Figueiras (Vieira *et al.*, 2020) apresenta razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(609)$ intermediárias (0,7096-0,7123), $\epsilon_{\text{Nd}(609)}$ entre -6,5 e -2,6 e Nd-T_{DM} entre 1,5 Ga e 1,8 Ga (Fig. 3J).

9 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os modelos que inserem a tectônica de placas na evolução crustal do Escudo Sul-Rio-Grandense têm evoluído, ao longo dos últimos 50 anos, com importante contribuição da geologia isotópica para estudos geocronológicos e petrológicos. Os sistemas isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd têm sido utilizados para avaliar a cogeneticidade, as fontes e os processos envolvidos na geração destas rochas, permitindo a construção de modelos geológicos.

No Escudo Sul-Rio-Grandense, a aplicação de isótopos na petrologia tem ocorrido de forma pontual. A integração dessas informações em evoluções temporal (Paleoproterozoico, Mesoproterozoico e Neoproterozoico) e espacial (TNP, TSG, TT, TP e TPE) é apresentada na Figura 4, em que foram inseridas as unidades, com dados isotópicos Sr-Nd de uma mesma amostra, e a sua relação tempo-terreno.

As ocorrências paleoproterozoicas afloram no TNP e no TT (Fig. 4A). No TNP, as rochas apresentam comportamento similar ao do arranjo mantélico (área do manto), com leve enriquecimento na razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e empobrecimento em Nd (Complexo Granulítico Santa Maria Chico). Já para o TT, dois comportamentos isotópicos podem ser observados: um, similar ao arranjo mantélico e ao das rochas do TNP, levemente enriquecido em Sr (Complexo Arroio dos Ratos); e outro, enriquecido em Sr e empobrecido nas razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Gnaisses Encantadas).

Rochas com idades mesoproterozoicas são pouco representativas no escudo, com dados isotópicos encontrados apenas para as rochas do TNP (Fig. 4B). O Carbonatito Três Estradas apresenta um comportamento isotópico empobrecido em Sm-Nd e levemente enriquecido em Rb-Sr, com pouca influência crustal.

Rochas de idades toniana a criogeniana são encontradas, principalmente, no TSG e, subordinadamente, no TP, TT e no TPE. No TPE e no TSG (Fig. 4C), as rochas máficas-ultramáficas exibem valores próximos aos dos reservatórios mantélicos atuais (*e.g.* manto empobrecido e manto primordial), sendo as mais empobrecidas em Sr-Sr e as mais enriquecidas em Nd-Nd do escudo. Por sua vez, os ortognaisses do TSG (complexos Imbicuí e Cambaí) têm um comportamento isotópico empobrecido em ambos os sistemas isotópicos, com pouca influência crustal, enquanto os Gnaisses Arroio Pedrado, do TPE, têm assinaturas enriquecidas em Rb-Sr e em Sm-Nd, além de maior influência crustal. No TT, os ortognaisses do Complexo Várzea do Capivarita são as rochas mais enriquecidas em Rb-Sr e em Sm-Nd desse período. Os metasedimentos dos três terrenos têm composições variáveis, mais empobrecidos em Sm-Nd, no TSG (Fm. Cambaizinho), e mais enriquecidos em Rb-Sr, no TT (Complexo Porongos).

No período Ediacarano, com registro bastante representativo no escudo e dominante no TP, os dados isotópicos (Fig. 4D) mostram um empobrecimento sistemático no sistema Sm-Nd e um enriquecimento no sistema Rb-Sr, com ampla dominância de participação crustal das rochas granitoides e das ortoderivadas. A exceção pode ser observada na Formação Acampamento Velho (intrusiva, no TNP), em que o enriquecimento no sistema Rb-Sr não é observado.

Algumas considerações podem ser

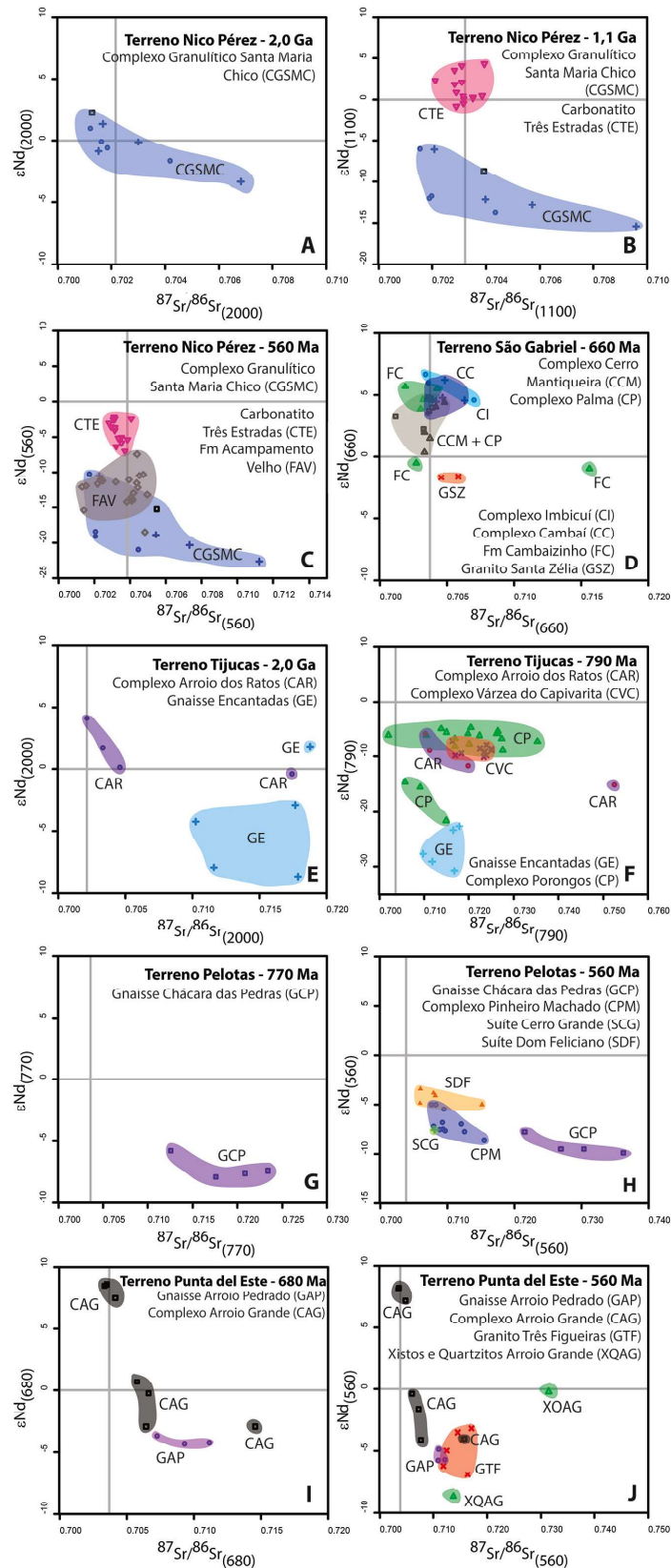


Figura 3 – Diagramas $\epsilon_{Nd(t)}$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr(i)$ para as rochas do Escudo Sul-Rio-Grandense: A; B; C) TNP, extraídos de Moraes (2020), Monteiro *et al.* (2020) e Koester *et al.* (submetido); D) TSG, extraídos de Leite *et al.* (1998), Saalman *et al.* (2005a, 2005b) e Siviero *et al.* (submetido); E; F) TT, extraídos de May (1990), Lenz (2003, 2006), Saalman *et al.* (2006), Gregory *et al.* (2016) e Martil *et al.* (2017); G; H) TP, extraídos de May (1990) e Koester *et al.* (2016); I; J) TPE, extraídos de Ramos *et al.* (2018) e Vieira *et al.* (2019, 2020).

propostas, com a integração desses dados isotópicos, como similaridades e diferenças entre as rochas paleoproterozoicas do escudo, o caráter predominantemente empobrecido em Rb-Sr e em Sm-Nd nas rochas mesoproterozoicas, a dominância de rochas com assinaturas mantélicas no TSG e no TPE, durante o período Toniano, a expressiva contribuição crustal em rochas ígneas e em rochas ortodevidadas do TP ou a sugestão de uma fonte paleoproterozoica para as rochas do Complexo Várzea do Capivarita (TT). Dessa forma, observa-se, no ESRG, significativa produção de crosta durante o Neo- e o Paleoproterozoico. Esta é maior no Neoproterozoico, porém, ambos são resultantes de retrabalhamento crustal, em sua maior parte. Já a produção de

crosta juvenil é dominante no Neoproterozoico (900-680 Ma), no contexto do TSG e do TPE.

Essas diversas inferências, a partir de dados isotópicos Sr-Nd, aliadas a estudos de campo, petrográficos, geoquímicos, estruturais e geofísicos, fornecem subsídios para avaliar os modelos de evolução crustal do ESRG. Contudo, as informações isotópicas ainda são escassas em diversas unidades ou, muitas vezes, são apresentadas de forma incompleta, para que outros trabalhos possam utilizá-las e fazer os recálculos necessários. Ainda assim, a geologia isotópica, em especial a Sr-Nd, constitui uma ferramenta essencial na reconstrução de cenários e na elaboração de modelos de evolução geológica.

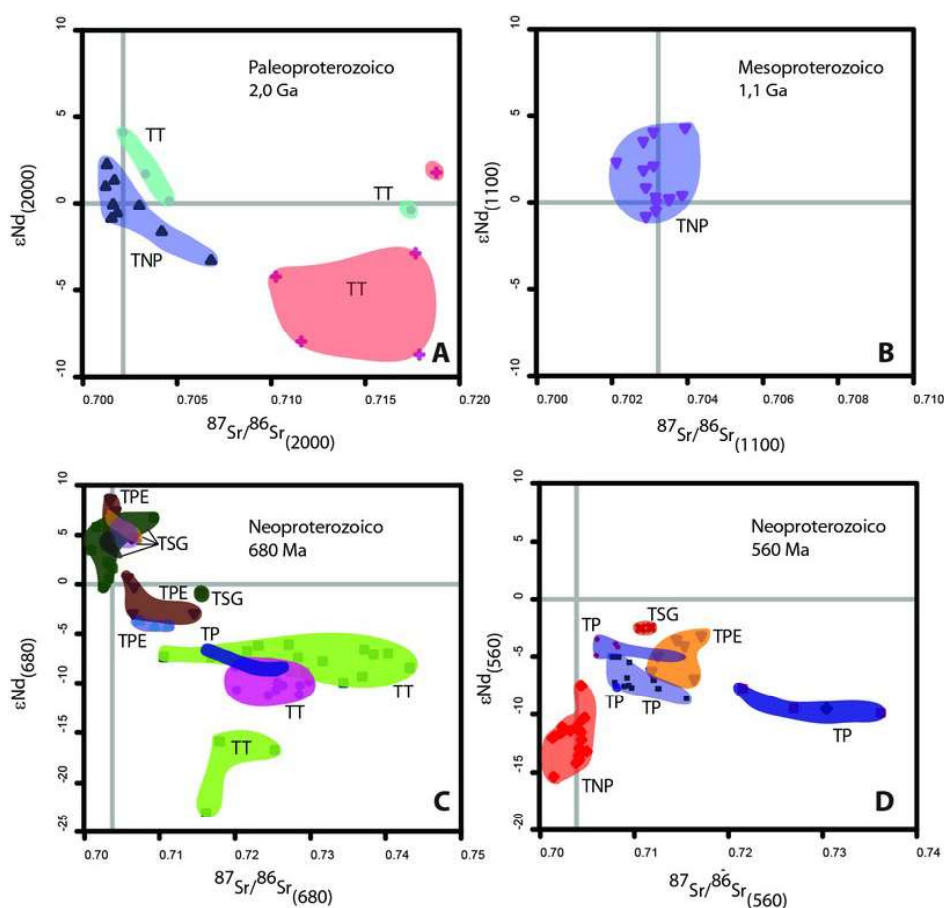


Figura 4 – Diagramas $\epsilon_{Nd(t)}$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ para as rochas do Escudo Sul-Rio-Grandense: A) Paleoproterozoico; B) Mesoproterozoico; C) Neoproterozoico (680 Ma); e D) Neoproterozoico (560 Ma). Legenda: TNP = Terreno Nico Pérez; TSG = Terreno São Gabriel; TT = Terreno Tijucas; TP = Terreno Pelotas; e TPE = Terreno Punta del Este.

REFERÊNCIAS

- Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W. R., Hartmann, L. A. & Silva, L. C. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10: 263-274.
- Cerva-Alves, T., Hartmann, L. A., Remus, M. V. D. & Lana, C. 2020. Integrated ophiolite and arc evolution, southern Brazilian Orogen. *Precambrian Research*, 341: 105648.
- Chemale Jr., F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-Rio-Grandense. In: Holz, M. & De Ros, L. F. (eds). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Ed. UFRGS, p. 13-52.
- Condie, K. C. 2005. *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. 4. ed. Oxford, Butterworth Heinemann, 294p.
- Cruz, R. F. 2019. *Levantamento geológico e do potencial mineral de novas fronteiras: Projeto Sudeste do Rio Grande do Sul: escalas 1:250.000 e 1:100.000; Estado do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CPRM, 173p.
- Dal Olmo-Barbosa, L., Koester, E., Vieira, D. T., Porcher, C. C. & Grings, D. C. 2021. Crystallization ages of the basic intrusive Ediacaran magmatism in the southeastern Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil: implications in the belt geodynamic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 108: 103143. DOI:10.1016/j.jsames.2020.103143
- DePaolo, D. J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291: 193-196.
- DePaolo, D. J. & Wasserburg, G. J. 1976. Nd Isotopic Variations and Petrogenetic Models. *Geophysical Research Letter*, 3: 249-252.
- DePaolo, D. J. & Wasserburg, G. J. 1979. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochemical et Cosmochimica Acta*, 43: 615-627.
- Dickin, A. P. 2018. *Radiogenic Isotope Geology*. 3. ed. Cambridge University Press, 501p.
- Fernandes, L. A. D., Menegat, R., Costa, A. F. U., Koester, E., Porcher, C. C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G. E. & Camozzato, E. 1995. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte II-Uma contribuição a partir de assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4): 375-384.
- Girelli, T. J., Chemale Jr., F., Lavina, E. L. C., Laux, J. H., Bongioiolo, E. M. & Lana, C. 2018. Granulite accretion to Rio de la Plata Craton, based on zircon U-Pb-Hf isotopes: Tectonic implications for Columbia Supercontinent reconstruction. *Gondwana Research*, 56: 105-118.
- Goldstein, S. L., O'Nions, R. K. & Hamilton, P. J. 1984. A Sm-Nd Study of Atmospheric Dusts and Particulates from Major River Systems. *Earth and Planetary Science Letters*, 70: 221-236.
- Gollmann, K., Marques, J. C., Frantz, F. & Chemale Jr., F. 2008. Geoquímica e Isótopos de Nd de Rochas Metavulcânicas da Antiforme Campané, Complexo Metamórfico Porongos, RS. *Pesquisas em Geociências*, 35: 83-95.
- Gregory, T. R., Bitencourt, M. F., Nardi, L. V. S. & Florisbal, L. M. 2017. Petrogenesis of metamorphosed Paleoproterozoic, arc-related tonalites, granodiorites and coeval basic to intermediate rocks from southernmost Brazil, based on elemental and isotope geochemistry. *Lithos*, 277: 72-91.
- Gruber, L., Porcher, C. C., Koester, E., Bertotti, A., Lenz, C., Fernandes, L. A. D. & Remus, M. V. D. 2016. Isotope geochemistry and geochronology of syn-depositional volcanism in Porongos Metamorphic Complex, Santana da Boa Vista Antiform, Dom Feliciano Belt, Brazil: Onset of an 800 Ma continental arc. *Journal of Sedimentary Geology*, 1: 202-221.
- Hartmann, L. A., Werle, M., Michelin, C. R. L., Lana, C., Queiroga, G. N., Castro, M. P. & Arena, K. R. 2019. Proto-Adamastor ocean crust

- (920 Ma) described in Brasiliano Orogen from contemporaneous zircon and tourmaline. *Geosciences Frontiers*, 10(4): 1623-1633.
- Hartmann, L. A., Porcher, C. C. & Remus, M. V. D. 2000. Evolução das Rochas Metamórficas do Rio Grande. In: Holz, M. & De Ros, L. F. (eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Ed. UFRGS, p. 79-118.
- Hartmann, L., Lopes, W. R. & Savian, J. F. 2016. Integrated evaluation of the geology, aerogammaspectrometry and aeromagnetometry of the Sul-Riograndense Shield, southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 88(1): 75-92.
- Höfig, D. F., Marques, J. C., Basei, M. A. S., Giusti, R. O., Kohlrausch, C. & Frantz, J. C. 2018. Detrital zircon geochronology (U-Pb LA-ICP-MS) of syn-orogenic basins in SW Gondwana: New insights into the Cryogenian-Ediacaran of Porongos Complex, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Precambrian Research*, 306: 189-208.
- Hueck, M., Oyhantçabal, P., Phillip, R. P., Basei, M. A. S. & Siegesmund, S. 2018. The Dom Feliciano Belt in Southern Brazil and Uruguay. In: Siegesmund, S., Basei, M. A. S., Oyhantçabal, P. & Oriolo, S. (eds.). *Geology of Southwest Gondwana*. Springer, p. 267-302.
- Janikian, L., Almeida, R. P., Fragoso-Cesar, A. R. S., Martins, V. T. S., Dantas, E. L., Tohver, E., McReath, I. & D'Agrella-Filho, M. S. 2012. Ages (U-Pb SHRIMP and LA-ICPMS) and stratigraphic evolution of the Neoproterozoic volcano-sedimentary successions from the extensional Camaquã Basin, Southern Brazil. *Gondwana Research*, 21: 466-482.
- Janousek, V., Farrow, C. M. & Erban, V. 2006. Interpretation of Whole-Rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47: 1255-1259.
- Koester, E., Porcher, C. C., Pimentel, M. M., Fernandes, L. A. D., Vignol-Lelarge, M. L., Oliveira, L. D. & Ramos, R. C. 2016. Further evidence of 777 Ma subduction-related continental arc magmatism in Eastern Dom Feliciano Belt, southern Brazil: The Chácara das Pedras Orthogneiss. *Journal of South American Earth Sciences*, 68: 155-166.
- Koester, E., Almeida, D. P. M., Sommer, C. A., Wildner, W., Chemale Jr., F., Machado, A., Lima, E. F. & Matté, V. Sr-Nd-Pb isotopic constraints on sources of Acampamento Velho Formation, Sul-rio-grandense Shield, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. (submetido)
- Knijnik, D. B. 2018. *Geocronologia U-Pb e Geoquímica isotópica Sr-Nd dos granitoides sintectônicos às zonas de cisalhamento transcorrentes Quitéria-Serra do Erval e Dorsal do Canguçu, Rio Grande do Sul, Brasil*. Porto Alegre, 284p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Laux, J. H. 2018. *Geologia e recursos minerais da folha Lagoa da Meia Lua, SH. 21-Z-B-VI: estado do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CPRM, 255p.
- Leite, J. A. D., Hartmann, L. A., Mcnaughton, N. & Chemale Jr., F. 1998. SHRIMP U/Pb geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *International Geology Review*, 40(8): 688-705.
- Lenz, C. 2003. *Datação do metamorfismo das rochas do Complexo Metamórfico Porongos*. Porto Alegre, 80p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Lenz, C. 2006. *Evolução metamórfica dos metapelitos da antiforme Serra dos Pedrosas: condições e idades do metamorfismo*. Porto Alegre, 102p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Liew, T. C. & Hofmann, A. W. 1988. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from

- a Nd and Sr isotopic study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 129-138.
- Loureiro, P. O., Koester, E., Weinberg, R. F., Lenz, C., Porcher, C. C., Ramos, R. C., Vieira, D. T., Bastos, V. A., Knijnik, D. & Pimentel, M. M. 2021. Recycling and hybridization of incremental episodes of magma intrusions: Pinheiro Machado Complex, Southeastern Dom Feliciano Belt, Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 104: 102922.
- Martil, M. M. D., Bitencourt, M. F., Nardi, L. V. S., Koester, E. & Pimentel, M. M. 2017. Pre-collisional, Tonian (ca. 790 Ma) continental arc magmatism in southern Mantiqueira Province, Brazil: Geochemical and isotopic constraints from the Várzea do Capivarita Complex. *Lithos*, 274-275: 39-52.
- May, S. E. 1990. *Pan-African magmatism and regional tectonics of South Brazil*. Milton Keynes, 343p. Tese de Doutorado, The Open University.
- Monteiro, C. F., Oliveira, I. L., Brod, J. A., Dantas, E. L., Ganade, C. E., Zacchi, E. N. P. & Fuck, R. A. 2020. Nd-Sr-Hf isotopes and U-Pb ages of mesoproterozoic Três Estradas Alkaline-Carbonatite Complex, Brazil: Implications for Sul-Riograndense Shield evolution and Rodinia break up. *Precambrian Research*, 351: 105963.
- Moraes, W. 2020. *Geologia Isotópica Sr-Nd do Complexo Santa Maria Chico, Cráton Rio de La Plata*. Porto Alegre, 105p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Paim, P. S. G., Chemale Jr., F. & Lopes, R. C. 2000. A Bacia do Camaquã. In: Holz, M. & De Ros, L. F. (eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Ed. UFRGS, p. 231-274.
- Pertille, J., Hartmann, L. A., Santos, J. O. S., McNaughton, N. J. & Armstrong, R. 2017. Reconstructing the Cryogenian–Ediacaran evolution of the Porongos fold and thrust belt, Southern Brasiliano Orogen, based on Zircon U–Pb–Hf–O isotopes. *International Geology Review*, 59(12): 1-29.
- Philipp, R. P., Pimentel, M. M. & Chemale Jr., F. 2016. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46: 83-104.
- Philipp, R. P., Pimentel, M. M. & Basei, M. A. S. 2018. The tectonic evolution of the São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil: The closure of the Charrua Ocean. In: Siegesmund, S., Basei, M. A. S., Oyhantcabal, P. & Oriolo, S. (Eds.). *Geology of Southwest Gondwana. Regional Geology Reviews*. Springer Nature, p. 43-265.
- Porcher, C. C., Lenz, C., Koester, E., Bastos, V. A., Olmo-Barbosa, L. D., Vieira, D. T., Ramos, R. C., Pinto, V. M., Bertotti, A. L. & Fernandes, L. A. D. 2021. O Terreno Pelotas e o Arco Magmático Pinheiro Machado: uma revisão da estratigrafia, evolução magmática e tectônica. In: Sommer, C. & Jelinek, A. (eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul e Santa Catarina*. Porto Alegre, SBG.
- Ramos, R. C., Koester, E., Vieira, D. T., Porcher, C. C., Gezatt, J. N. & Silveira, R. L. 2018. Insights on the evolution of the Arroio Grande Ophiolite (Dom Feliciano Belt, Brazil) from Rb-Sr and SHRIMP U-Pb isotopic geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, 86: 38-53.
- Ramos, R. C., Koester, E. & Vieira, D. T. 2020. Sm-Nd systematics of metaultramafic-mafic rocks from the Arroio Grande Ophiolite (Brazil): Insights on the evolution of the South Adamastor paleo-ocean. *Geoscience Frontiers*, 11(6): 2287-2296.
- Rivera, C. B. 2019. *Construção do Maciço Siênítico Piquiri (609 a 583 Ma) por colocação sucessiva de pulsos de magma ultrapotássico e shoshonítico sob extensão do Escudo Sul-Rio-Grandense*. Porto Alegre, 213p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Saalmann, K., Hartmann, L. A., Remus, M. V.

- D., Koester, E. & Conceição, R. V. 2005a. Sm-Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the São Gabriel belt, southernmost Brazil: evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the La Plata Craton. *Precambrian Research*, 136: 159-175.
- Saalmann, K., Remus, M. V. D. & Hartmann, L. A. 2005b. Geochemistry and crustal evolution of volcano-sedimentary successions and orthogneisses in the São Gabriel Block, southernmost Brazil – Relics of Neoproterozoic magmatic arcs. *Gondwana Research*, 8(2): 143-161.
- Saalmann, K., Remus, M. V. D. & Hartmann, L. A. 2006. Structural evolution and tectonic setting of the Porongos belt, southern Brazil. *Geological Magazine*, 143: 59-88.
- Siviero, R. S., Bosch, D., Bruguier, O., Fernandes, L. A. D., Koester, E., Vieira, D. T., Ramos, R. C. & Kraemer, G. Geology of the Imbicuí Complex, Western Dom Feliciano Belt, Brazil: implications for the genesis of Tonian adakite-like subduction-related rocks. *Geoscience Frontiers*. (submetido)
- Soliani Jr, E., Koester, E. & Fernandes, L. A. D. 2000. A Geologia isotópica do Escudo Sul-Rio-Grandense- Parte II: os dados isotópicos e interpretações petrogenéticas. In: Holz, M. & de Ros, L. F. (eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Ed. UFRGS, p. 175-230.
- Silva, L. C., Hartmann, L. A., Mcnaughton, N. J. & Fletcher, I. R. 1999. SHRIMP U-Pb zircon timing of Neoproterozoic granitic magmatism and collision in the Pelotas Batholith in southernmost Brazil. *International Geology Review*, 41: 531-551.
- Vedana, L. A., Philipp, R. P. & Basei, M. A. S. 2017. Tonian to early Cryogenian synorogenic basin of the São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. *International Geology Review*, 60(1): 109-133.
- Vieira, D. T., Koester, E., Ramos, R. C. & Porcher, C. C. 2019. Sr-Nd-Hf isotopic constraints and U-Pb geochronology of the Arroio Pedrado Gneisses, Dom Feliciano Belt, Brazil: A 680 Ma shoshonitic event in the final stages of the Piratini Arc evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 95: 102294.
- Vieira, D. T., Koester, E., Ramos, R. C., Porcher, C. C. & Fernandes, L. A. D. 2020. SHRIMP U-Pb zircon ages for the synkinematic magmatism in the Dorsal de Canguçu Transcurrent Shear Zone, Dom Feliciano Belt (Brazil): Tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 100: 102603.
- Wildner, W., Ramgrab, G. E., Lopes, R. C. & Iglesias, C. M. F. 2008. *Geologia e recursos minerais do estado do Rio Grande do Sul, Programa Geologia do Brasil, escala 1:750.000*. Porto Alegre, CPRM.