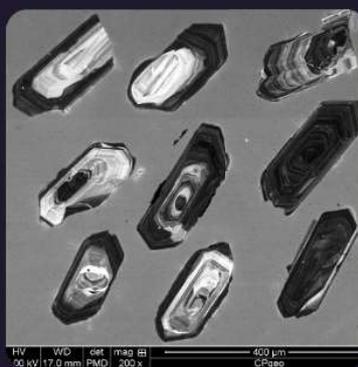


SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA

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.

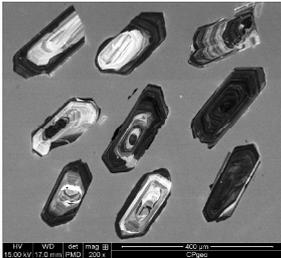


Imagem de catodoluminescência de cristais de zircão pertencentes ao Batólito de Florianópolis. Aumento de 200 vezes. Imagem e legenda de Andréa Ritter Jelinek.



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

Em parte, simultâneo ao evento D_3 , mas de ocorrência restrita, o metamorfismo cataclástico associado às zonas de cisalhamento dúcteis Itajaí-Perimbó e Major Gercino, atingiu condições de fácies xistos verdes superior e anfibolito. As assembleias do metamorfismo termal afetaram o equilíbrio mineral do metamorfismo orogênico e promoveram o crescimento de fases semelhantes, mas com aspectos texturais distintos. A intrusão dos granitos Valsungana e Serra dos Macacos gerou cornubianitos com auréolas de contato bem definidas pela formação em metapelitos das zonas da biotita, andaluzita, granada, cianita, estauroilita, cordierita e sillimanita, marcando condições entre a fácies albita-epidoto cornubianito e piroxênio cornubianito (Sander, 1992; Caldaso *et al.*, 1995a, 1995b; Philipp *et al.*, 2004; Basei *et al.*, 2011, 2020). Em zonas mais afastadas os cornubianitos preservam parte da estrutura xistosa e do acamadamento composicional, envoltos por uma matriz com texturas granoblástica poligonal fina e decussada, e por porfiroblastos sem orientação. Este evento termal revela um pequeno intervalo de tempo entre o pico do metamorfismo orogênico e a colocação dos granitos, indicando o soerguimento e erosão do cinturão e o resfriamento das rochas metamórficas.

8 EVOLUÇÃO TECTÔNICA

Inicialmente, o CB foi interpretado como uma sucessão de metassedimentos plataformais da margem continental passiva (Hasui *et al.*, 1975) do Oceano Adamastor (Basei 1985; Basei *et al.*, 2008a, 2011, 2020). Correlação com ambiente de subducção foi sugerida por Trainini *et al.* (1978), que reconheceu as rochas metavulcânicas como associações de um arco insular. A ausência de rochas metavulcânicas cálcico-alcalinas, de associações metamórficas da série de alta P/

T e de melanges tectônicas com complexos ofiolíticos restringem a comparação do CB com arcos insulares ou com arcos de margem continental ativa.

Fragoso-Cesar (1980) propôs a denominação Cinturão Dom Feliciano para as unidades neoproterozoicas expostas na porção sul do Brasil e leste do Uruguai e que envolviam o Cráton Rio de La Plata a partir da subducção de uma crosta oceânica para NW, gerando a formação de arcos magmáticos (batólitos graníticos), e onde o CB foi interpretado como uma bacia de *back-arc*. A intercalação entre as rochas metavulcânicas básicas e ultrabásicas e os metassedimentos químico-exalativos, levaram Silva (1991) a reconhecer o CB como o *greenstone belt* Rio Itajaí-Mirim de idade Arqueana-Proterozóica Inferior, com evolução em ambiente de *rift* continental. Posteriormente, Caldaso *et al.* (1995a, 1995b) e Philipp *et al.* (2004) subdividiram os principais grupos litológicos de protólitos do complexo, permitindo um avanço na caracterização das suas unidades.

A composição geoquímica dos metabasaltos da região de Botuverá foi interpretada como transicional entre toleítica e alcalina e do tipo intraplaca, com base no teor de álcalis (K_2O+Na_2O) de amostras hidrotermalizadas e com pouco suporte de elementos traços (Sander, 1992). Entretanto, análises químicas dos elementos maiores, traços e ETR obtidas por Campos *et al.* (2012a; 2012b) apontaram uma composição toleítica do tipo E-MORB, confirmada pela composição dos isótopos de Sr e Nd e pelo padrão enriquecido em LILE e ETR leves característicos de basaltos gerados em margens continentais (Fig. 4).

A reunião dos dados disponíveis aponta para um modelo de deposição do CB associado a um *rift* intracontinental ou margem passiva pouco evoluída, com a deposição de sedimentos clásticos plataformais a partir de sistemas deltaicos (Fig. 5A). Novos pulsos

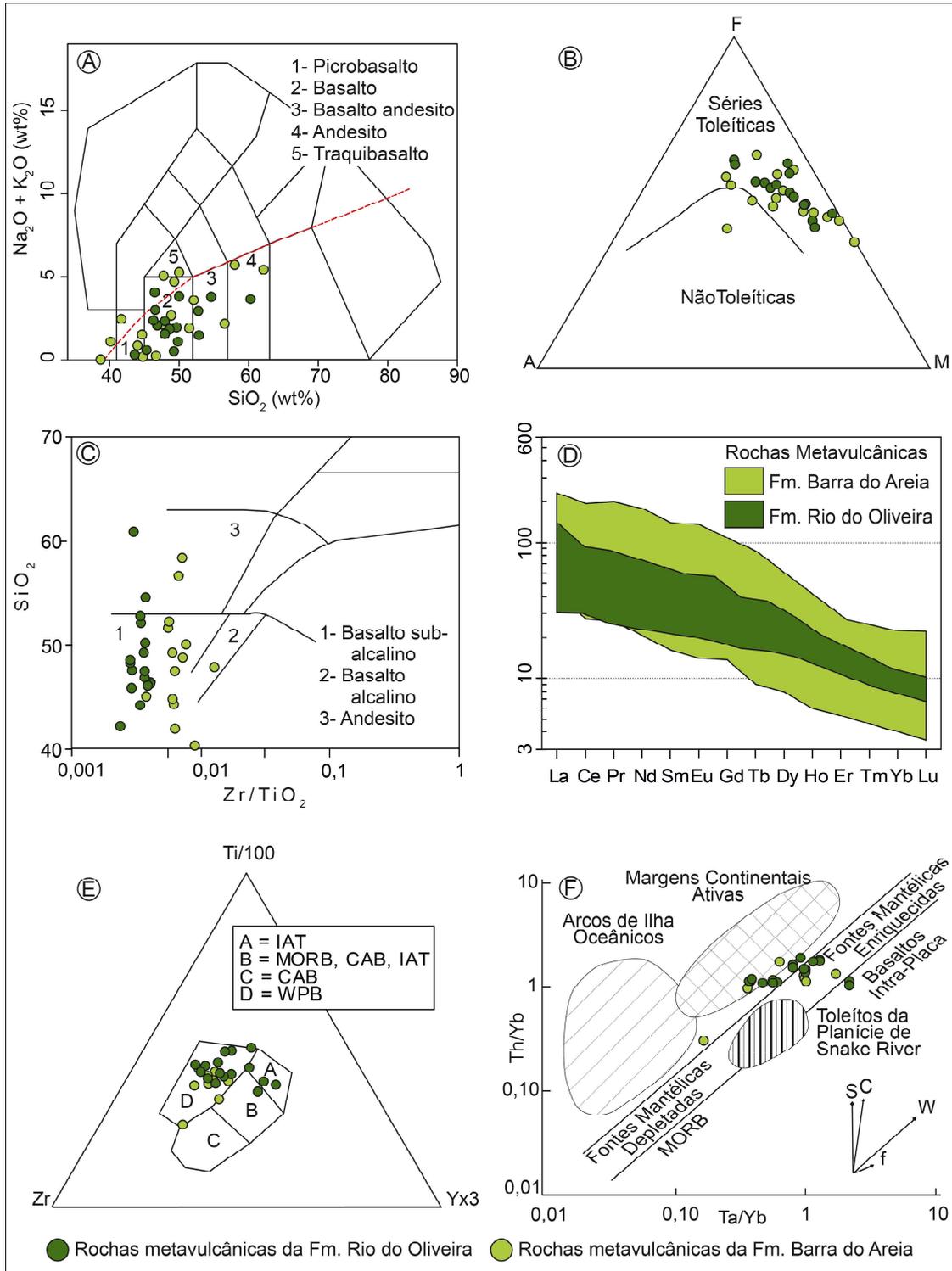


Figura 4 – Diagramas geoquímicos para as rochas metavulcânicas do CB: A) Diagrama TAS (total álcalis x sílica) (Middlemost, 1994) separando o campo de rochas alcalinas e não alcalinas (adaptado de Cox *et al.*, 1979); B) Diagrama triangular AFM (Irvine & Baragar, 1971); C) Diagrama SiO_2 x Zr/TiO_2 (Winchester & Floyd, 1977); D) Abundância de Elementos Terras Raras normalizados pelo condrito $\bar{C}1$ (Sun, 1982); E) Disposição das amostras estudadas no diagrama $\text{Ti}/100\text{-Zr-Yx}3$ (Pearce & Can, 1973); e F) Diagrama Th/Yb por Ta/Yb (Pearce, 1983). Os vetores indicam a influência de componentes de subducção (S), enriquecimento intra-placa (W), contaminação crustal (C) e cristalização fracionada (F).

tectônicos relacionados à evolução da bacia ocasionou a formação de falhas extensionais profundas, que por alívio de pressão fundem o manto e servem de conduto para a extrusão de basaltos em ambiente marinho, associados à formação de sedimentos químico exalativos (Fig. 5B). Os dados de U-Pb em zircão detríticos indicam que a evolução da Bacia Brusque envolveu a erosão de fontes regionais, com destaque para as rochas paleoproterozoicas do Complexo Camboriú e arqueanas do Complexo Granulítico de Santa Catarina, que dominam o cenário do Cráton Luis Alvez. As idades mesoproterozóicas são reconhecidas mais ao norte, nos estados do Paraná e São Paulo (Complexo Embu, Campanha *et al.*, 2019), e também na porção sudoeste da África, como embasamento dos cinturões Kaoko, Gariep e Saldania (Basei *et al.* 2008a).

A zonação metamórfica do CB resul-

tou do fechamento da Bacia Brusque, evento relacionado à convergência de placas e à colisão continental. Os processos de deformação envolveram uma tectônica tangencial que resultou na formação progressiva das foliações S_1 e S_2 associada à inversão da bacia por cavalgamento sobre o Cráton Luis Alvez situado a N-NW. As zonas de cisalhamento de baixo ângulo evoluíram com o incremento do espessamento crustal para zonas oblíquas durante a formação da S_2 e, finalmente para as zonas transcorrentes de escala litosférica durante a fase D_3 associada com processos de escape tectônico (Passarelli *et al.*, 2010). As zonas de cisalhamento Itajaí-Perimbó e Major Gercino representam as principais estruturas deste período e provavelmente são responsáveis pela atual forma alongada do CDF, adquirida no estágio pós-colisional do Ciclo Brasileiro.

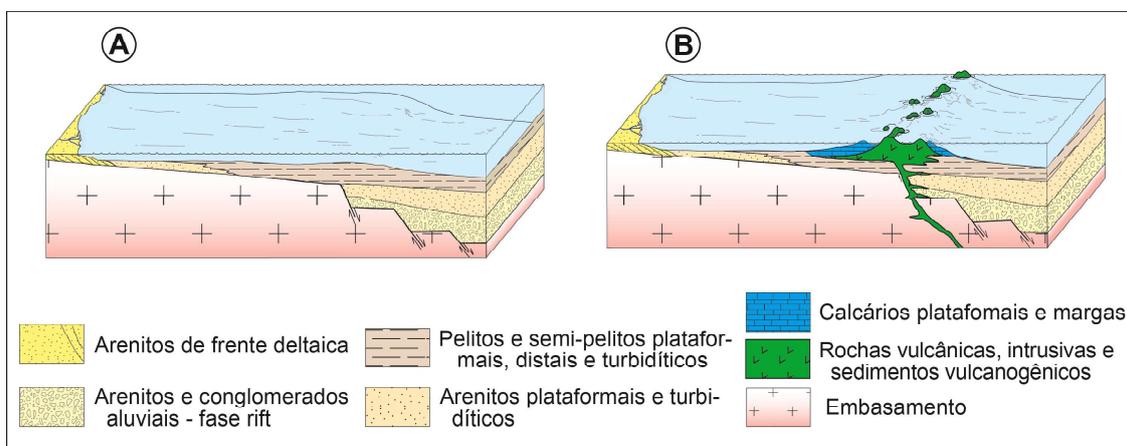


Figura 5 – Modelo das fases de preenchimento da bacia pretérita do CB: A) Preenchimento por sedimentos deltaicos e plataformais; e B) Vulcanismo extensional submarino e sedimentação química associada.

9 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Apesar do aumento do volume de dados geoquímicos, geocronológicos e isotópicos, diversas questões ainda permanecem em aberto, como a idade mínima de deposição da bacia, a evolução stratigráfica e o ambiente deposicional. As dificuldades de acesso e o perfil de alteração intempérica

acentuado tornam o entendimento da evolução tectônica do Complexo Brusque um desafio a ser enfrentado pelas próximas gerações de geólogos.

REFERÊNCIAS

Basei, M. A. S. 1985. *O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. São Paulo, 191p. Tese

de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Basei, M. A. S., Siga Jr, O., Masquelin, H., Harara, O. M., Reis Neto, J. M. & 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. *In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A. & Campos, D. A. (Eds.). Tectonic Evolution of South America*, 31: 311-334.

Basei, M. A. S., Frimmel, H. E., Nutman, A. P. & Preciozzi, F. 2008a. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. *In: Pankhurst, R. J., Trouw, R. A. J., de Brito Neves, B. B. & de Wit, M. J. (Eds.). West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*, London. Geol. Soc. London, Sp. Public, (294): 239-256.

Basei, M. A. S., Grasso, C. B., Vlach, S. R. F., Nutman, A., Siga Jr, O. & Osako, L. S. 2008b. "A"-type rift-related granite and the lower Cryogenian age for the beginning of the Brusque belt basin, Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY*, 6., 2008, San Carlos de Bariloche. *Anais...* San Carlos de Bariloche, 7p.

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

Basei, M. A. S., Passarelli, C. R., Hueck, M., Siga Jr, O., Fernandes, M. Q & Castro, N. 2020. Geocronologia e Tectônica do Grupo Brusque, Cinturão Dom Feliciano. *In: Bartorelli, A., Teixeira, W. & Neves, B. B. (Eds.). Geocronologia e Evolução Tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto G.*

Cordani. São Paulo, Solaris, p. 305-333.

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.

Caldasso, A. L. S., Krebs, A. S. J., Silva, M. A. S., Camozzato, E. & Ramgrab, G. E. 1995a. *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos 1:100.000; Folha Brusque (SG-22-Z-D-II-1)*, SC. 1. ed. Brasília, CPRM, 243p.

Caldasso, A. L. S., Krebs, A. S. J., Silva, M. A. S., Camozzato, E. & Ramgrab, G. E. 1995b. *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos 1:100.000; Folha Botuverá (SG-22-Z-D-I-2)*, SC. 1. ed. Brasília, CPRM, 303p.

Campanha, G. A. C., Faleiros, F. M., Cawood, P. A., Cabrita, D. I. G., Ribeiro, B. V. & Basei, M. A. S. 2019. The Tonian Embu Complex in the Ribeira Belt (Brazil): revision, depositional age and setting in Rodinia and West Gondwana. *Prec. Res.*, 320: 31-45.

Campos, R. S., Philipp, R. P., Chemale Jr, F., Massone, H. -J. & Theye, T. 2012a. Petrology and isotope geology of mafic to ultramafic metavolcanic rocks of the Brusque Metamorphic Complex, southern Brazil. *Intern. Geology Review*, 54(6): 686-713.

Campos, R. S., Philipp, R. P., Massonne, H. J. & Chemale Jr, F. 2012b. Early post-collisional Brasiliano magmatism in Botuverá region, SC, southern Brazil: evidence from petrology, geochemistry, isotope geology and geochronology of the diabase and lamprophyre dikes. *Journal of South American Earth Sciences*, 37(1): 266-278.

Carvalho, P. F. & Pinto, E. A. 1938. Reconhecimento geológico do estado de Santa Catarina. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico*, Rio de Janeiro, 92: 1-30.

Chemale Jr, 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 Rese-*

arch, 22(1): 184-199.

Eiesland, R. 2018. U-Pb zircon provenance of metamorphosed clastic sediments in the Brusque Metamorphic Complex, Dom Feliciano Belt, southeastern Brazil. Oslo, 80p. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geociências, The Arctic University of Norway.

Fernandes, L. A. D., Tommasi, A. D. & Porcher, C. C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt. *J. of South Am. Earth Sc.*, 5(1): 77-96.

Fragoso-Cesar, A. R. S. 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 31., 1980, Camboriú. *Anais. . . Camboriú*, SBG, v. 1, p. 2879-2892.

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. *J. of Sedim. Envir.*, 1(2): 202-221.

Hartmann, L. A., Bitencourt, M. F., Santos, J. O. S., McNaughton, N. J., Rivera, C. B. & Bettiolo, L. 2003. Prolonged Paleoproterozoic magmatic participation in the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt, SC, Brazil, based on zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(1): 477-492.

Hasui, Y., Carneiro, C. D. R. & Coimbra, A. M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5(4): 257-266.

Hueck, M., Oyhantçabal, P., Philipp, R. P., Basei, M. A. S. & Siegesmund, S. 2018. The Dom Feliciano Belt in Southern Brazil and Uruguay. *In: Siegesmund, S., Oyhantçabal, P., Basei, M. A. S. & Oriolo, S. (Eds). Geology of Southwest Gondwana. Regional Geology Reviews*. Heidelberg, Springer, p. 267-302.

Hueck, M., Basei, M. A. S. & Castro, N. A. 2020. Tracking the sources and the evolution of the late Neoproterozoic granitic intrusions in the Brusque Group, Dom Feliciano Belt, South Brazil: LA-ICP-MS and SHRIMP geochronology coupled to Hf isotopic analysis. *Precambrian Research*, 338(1): 1-20.

Salvador, A., International Union of Geological Sciences, International Subcommission on Stratigraphic Classification, Geological Society of America. 1994. *International stratigraphic guide: a guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. Boulder, Geological Society of America; Trondheim, International Union of Geological Sciences, 214p.

Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Presnyakov, S. & Layer, P. 2009. Geochronological constraints on the evolution of southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *Journal of the Geological Society*, 166(1): 1075-1084.

Oyhantçabal, P., Siegesmund, S. & Wemmer, K. 2011. The Rio de la Plata Craton, a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *Intern. J. of Earth Sc.*, 100(2): 201-220.

Passarelli, C. R., Basei, M. A. S., Siga Jr, O., McReath, I. & Campos Neto, M. C. 2010. Deformation and geochronology of syntectonic granitoids emplaced in the Major Gercino Shear Zone, southeastern South America. *Gondwana Research*, 17(1): 688-703.

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): 1532-1560.

Philipp, R. P., Mallmann, G., Bitencourt, M. F., Souza, R. R., Liz, J. D., Wild, F., Arend, S., Oliveira, A. S., Duarte, L. C., Rivera, C. B. & Prado, M. 2004. Caracterização Litológica e Evolução Metamórfica da Porção Leste do Complexo Metamórfico Brusque, Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(1): 21-

34.

Philipp, R. P. & Machado, R. 2005. The Late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil. *J. of South Am. Earth Sciences*, 19(4): 461-478.

Philipp, R. P., Massonne, H. J., Theye, T. & Campos, R. S. 2009. U-Th-Pb EMPA Geochronology of polygenetic monazites of the metapelitic migmatitic gneisses of Camboriu Complex, SC, Southern Brazil: evidences for the collisional and post-collisional events in the Dom Feliciano Belt. In: SIMP. 45 ANOS GEOCRONOLOGIA NO BRASIL, 2009, 1., São Paulo. *Resumos Expandidos*. São Paulo, IGC-USP, p. 289-291.

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(1): 83-104.

Saalmann, K., Gerdes, A., Lahaye, Y., Hartmann, L. A., Remus, M. V. D. & Läufer, A. 2011. Multiple accretions at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. *Intern. J. of Earth Sc.*, 100(2): 355-378.

Sander, A. 1992. *Petrologia e litoquímica de uma parcela da sequência Vulcano-sedimentar do Complexo Metamórfico Brusque na região do Ribeirão do Ouro, SC*. Porto Alegre, 167p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS.

Schulz, Jr. A. & Albuquerque, L. F. F. 1969. *Geologia da quadricula Rio do Sul, Santa Catarina, Brasil*. 1. ed. Porto Alegre, DNPM, 109p.

Silva, L. C. 1983. Evolução do Pré-Cambriano catarinense: uma abordagem alternativa. In: 1 SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1., 1983, Porto Alegre. *Boletim de Resumos e Excursões*. Porto Alegre, SBG, v. 1, p. 46-69.

Silva, L. C. 1991. Cinturão Metavulcano-sedimentar Brusque e a evolução policíclica das faixas dobradas Proterozóicas no sul do Bra-

sil. *Rev. Bras. Geociências*, 21(1): 60-73.

Silva, L. C., Hartmann, L. A., McNaughton, N. J. & Fletcher, I. R. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dates Neoproterozoic overprinting in Paleoproterozoic granitic-gneissic terranes, southern Brazil. *American Mineralogist*, 85(1): 649-667.

Silva, L. C., McNaughton, N. J. & Santos, J. O. S. 2002. Datações U-Pb SHRIMP do vulcanismo félsico na Bacia Brusque, Orógeno Pelotas, SC. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. *Anais do XLI CBG*. João Pessoa, SBG, v. 1, p. 510.

Silva, L. C., McNaughton, N. J., Armstrong, R., Hartmann, L. A. & Fletcher, I. R., 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon based UePb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African system of orogens. *Precambrian Research*, 136: 203-240.

Trainini, D. R., Dias, A. A., Krebs, A. S. J., Souza, E. C., Capelo, I., Toniolo, J. A., Silva, L. C. & Silva, M. A. S. 1978. *Projeto Vidal Ramos-Biguaçu, SC*. 1. ed. Porto Alegre, DNPM/CPRM, 303p.

Yamamoto, M. T. & Basei, M. A. S. 2009. Geoquímica isotópica e idade UePb em zircão do magmatismo básico do Grupo Brusque no Estado de Santa Catarina, SC. In: SIMP. 45 ANOS GEOCRONOLOGIA NO BRASIL, 2009, 1., São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*, São Paulo, IGC-USP, p. 328-330.

Evolução Toniana do Eclogito Três Vendas no contexto do Arco Passinho - Terreno São Gabriel

Viter Magalhães *Pinto*^{1*}, Léo Afraneo *Hartmann*², David *Debruyne*¹,
Gláucia Nascimento *Queiroga*³, Cristiano *Lana*³, Brenda *Fragoso*¹,
Carla Cristine *Porcher*², Edinei *Koester*²

¹ Centro de Engenharias, Universidade Federal de Pelotas

² Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

³ Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto

* autor correspondente: viter.pinto@gmail.com

1 INTRODUÇÃO

Quando Haüy criou o nome “eclogito”, que significa rocha selecionada ou escolhida, em 1822, ele estava impressionado pela cor verde-rosa da rocha e pela peculiaridade de sua associação mineral. Ele não percebeu que esta rocha provaria ser uma rocha “escolhida” em mais de um sentido. De fato, nos últimos dois séculos, a rocha eclogítica contribuiu, para o surgimento de vários conceitos importantes em metamorfismo e para um melhor entendimento sobre os processos geodinâmicos da evolução da crosta terrestre (Godard, 2000; O’Brien, 2018).

Somente cerca de um século, após sua descrição, Eskola (1920), através de estudos experimentais, definiu a fácies metamórfica eclogito, relacionada a condições de altas pressões (>1,0 GPa). Eclogito, *stricto sensu*, é uma rocha máfica, consistindo, essencialmente, de granada e de clinopiroxênio onfacítico (Coleman *et al.*, 1965). Cerca de 50 anos, após a definição da fácies eclogito, e com o desenvolvimento da Teoria da Tectônica de Placas, surgiram as primeiras interpretações da transição de um metabasito ($d = 2,9 \text{ g/cm}^3$) para eclogito ($d = 3,2 \text{ g/cm}^3$ a $4,0 \text{ g/cm}^3$), causada por subducção da crosta oceânica (Ringwood & Green, 1966).

Um amplo espectro de reações metamórficas faz com que as rochas se tornem mais densas em zonas de subducção. Nas altas temperaturas encontradas nesses ambientes convergentes, a transformação de rochas basálticas em eclogito envolve desestabilização do plagioclásio, adição de Na_2O no clinopiroxênio e formação de granada (Fig. 1). O desaparecimento do plagioclásio é menos definido e depende mais da composição da rocha (Hacker, 1996).

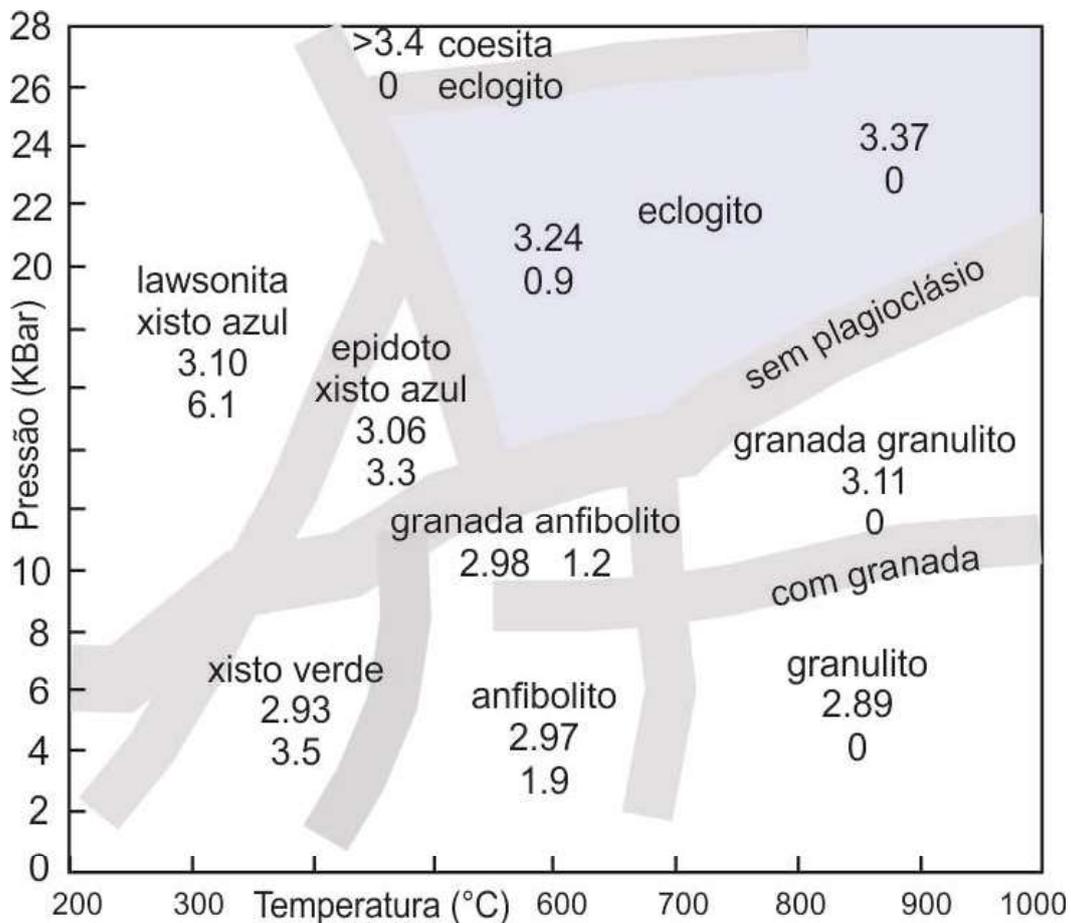


Figura 1 – Fácies metamórficas e reações, pertinentes à formação de eclogito (Hacker, 1996). Os números de três e de dois dígitos para cada fácies indicam densidade (g/cm³) e conteúdo de H₂O (% em peso), respectivamente, calculados usando o modelo NCMASH, de Peacock (1993).

Eclogito é uma rocha típica de alta pressão, produzida por processos geodinâmicos, relacionados à subducção da crosta oceânica e à formação de supercontinentes (Carswell & Zhang, 1999; Massone & Li, 2020). Os eclogitos ocorrem em orógenos colisionais (Massone, 2012; Chaves & Porcher, 2020), que podem ser formados pela colisão de continente com continente ou de arcos de ilhas com continentes ou, ainda, entre arcos de ilhas, ocorrendo os mais espetaculares exemplos atuais nos Alpes e nos Himalaias (O'Brien, 2018).

No caso do Brasil, regimes tectônicos, relacionados à subducção, foram sugeridos para a construção do Orógeno Brasileiro

(p. ex., Heilbron *et al.*, 2004; Basei *et al.*, 2018). A evolução do Orógeno Brasileiro no Neoproterozoico, associada à subducção da crosta oceânica, está registrada em arcos intraoceânicos tonianos, incluindo o Arco de Goiás (Pimentel & Fuck, 1992), os arcos Serra da Prata e Rio Negro, no Cinturão Ribeira (Salgado *et al.*, 2020), e o Terreno São Gabriel, no Cinturão Dom Feliciano (Cerva-Alves *et al.*, 2020). A evolução destes regimes levou à colisão continente-contidente, comparável aos processos alpino-himalaianos (Silva *et al.*, 2005; Brito Neves *et al.*, 2014; Basei *et al.*, 2018). Apesar do ambiente tectônico favorável, nenhum eclogito foi documentado no período Toniano do Orógeno

Brasiliano. Corpos de eclogitos no Orógeno Brasileiro foram relatados no Criogeniano Superior (~ 650 Ma) para o arco magmático de Santa Quitéria, na Província Borborema (Santos *et al.*, 2015) e no sul da Faixa Brasília (Reno *et al.*, 2009).

A área de estudo faz parte do Cinturão Dom Feliciano (CDF), na Província Mantiqueira (Heilbron *et al.*, 2004), extremo sul do Orógeno Brasileiro. O eclogito Três Vendas foi descoberto no Terreno São Gabriel, que registra a evolução juvenil do Cinturão Dom Feliciano.

O ponto de partida deste estudo foi a descrição, com base em trabalhos de campo e em petrografia, de um granada anfibolito, por Sue *et al.* (1992), no Terreno São Gabriel. Os autores consideraram as rochas como pertencentes ao Complexo Cambaí, com idade aproximada de 750 Ma, sendo classificadas, em caráter preliminar, como retroeclogitos do tipo B, de acordo com Coleman *et al.* (1965). Atualmente, sabe-se que o Terreno São Gabriel possui dois arcos juvenis sequenciais Neoproterozoicos (Toniano e Criogeniano) e feições remanescentes de complexos ofiolíticos, correspondendo aos arcos Passinho e São Gabriel, respectivamente (Philipp *et al.*, 2018).

O presente capítulo busca desvendar a evolução inicial do eclogito Toniano Três Vendas e sua história tectono-metamórfica, dentro do contexto do Terreno São Gabriel, combinando trabalho de campo, petrografia, análises de microsonda eletrônica e análises químicas de rocha total, para deduzir a evolução pressão-temperatura da rocha, com auxílio da construção de pseudosecções. Em cristais de zircão foram determinados isótopos de U-Pb-Hf, para o controle das condições de tempo e de cristalização. Os resultados fornecem uma evolução P-T-t, construída para este primeiro eclogito Toniano no Orógeno Brasileiro.

2 AMBIENTE GEOLÓGICO

O Eclogito Três Vendas ocorre na parte sul do Orógeno Brasileiro, que se estende por mais de 4.000 km, ao longo da costa atlântica da América do Sul. No extremo sul do Orógeno Brasileiro, o CDF se estende por mais de 1.100 km (Hueck *et al.*, 2018) e está exposto nos estados de Santa Catarina e do Rio Grande do Sul, no Brasil, e no leste do Uruguai (Fig. 2A).

O Cinturão Dom Feliciano compreende uma colagem de domínios oceânicos e de fragmentos continentais, criados através da colisão entre os crátons Rio de La Plata, Congo e Kalahari, com o fechamento do Oceano Adamastor (p. ex., Babinski *et al.*, 1996; Saalman *et al.*, 2011; Cerva-Alves *et al.*, 2020). O CDF faz parte do Escudo Sul-Rio-Grandense, de idade pré-Cambriana, uma associação de terrenos justapostos no ciclo orogênico Brasileiro (Hueck *et al.*, 2018).

O Terreno São Gabriel (Fig. 2B) está inserido no CDF (p. ex., Phillip *et al.*, 2018; Hartmann *et al.*, 2011). A região é coberta, a oeste e a norte, por unidades fanerozoicas da Bacia do Paraná, e é limitada, ao sul, pela Zona de Cisalhamento Ibaré (ZCI), de orientação NW-SE, e, a leste, pela Zona de Cisalhamento Caçapava do Sul (ZCCS). Na borda sudoeste deste terreno, ocorrem as rochas mais antigas do cráton Rio de La Plata, principalmente, as do Complexo Granulítico Santa Maria Chico, também denominado Bloco Taquarembó. Na fronteira nordeste, zonas de cisalhamento, orientadas em NNE-SSW, separam este terreno do Cinturão Porongos, de 2,35-0,78 Ga, também conhecido como Terreno Tijucas (Philipp *et al.*, 2018; Cerva-Alves *et al.*, 2020). O terreno foi recoberto por rochas sedimentares e vulcânicas da bacia do Camaquã e intrudido por inúmeros corpos graníticos (Chemale Jr., 2000).

O Terreno São Gabriel contém rema-

nescentes de complexos ofiolíticos, dois arcos neoproterozoicos (Passinho (890-860 Ma) e São Gabriel (758-700 Ma), sequências metavulcanossedimentares, metassedimentares e granitos pós-tectônicos ediacaranos (Babinski *et al.*, 1996; Saalman *et al.*, 2005, 2011; Hartmann *et al.*, 2011; Cerva-Alves *et al.*, 2020).

Relictos da crosta oceânica foram imbricados tectonicamente e encaixados no Terreno São Gabriel e são representados por, pelo menos, seis relictos ofiolíticos, denominados Cerro Mantiqueiras, Ibaré, Palma, Bosoroca (Formação Arroio Lajeado), Cambaizinho e Passo do Ivo. As análises de cristalização de zircão U-Pb (Arena *et al.*, 2016, 2017; Hartmann *et al.*, 2019) de rochas metassomáticas e plagiogranitos dos sistemas ofiolíticos do Terreno São Gabriel mostram duas idades distintas: 923-892 Ma e 726-722 Ma.

A infraestrutura do arco inclui duas associações DTTG (diorito, tonalito, trondhjemito e granodiorito), designadas Imbicuí e Cambaí (Philipp *et al.*, 2018), que fazem parte do Complexo Cambaí (Hartmann *et al.*, 2011, 2019). A associação Imbicuí faz parte do Arco Passinho e inclui gnaisses, que apresentam composições toleíticas a cálcio-alcálicas de baixo-K e gnaiss Diorítico. Essas rochas registram idades de zircão de 879 ± 14 (U-Pb (SHRIMP)) (Leite *et al.*, 1998), de 890 ± 9 Ma e de 885 ± 3 Ma (U-Pb (LA-ICP-MS)) (Philipp *et al.*, 2018). A assembleia plagioclásio + hornblenda + diopsídio de alto grau do gnaiss Imbicuí reflete o metamorfismo de fácies anfibolito médio a superior de baixo P, que é interpretado como um evento metamórfico regional, ocorrido em 890 Ma (Philipp *et al.*, 2018). Esta assembleia foi alterada por um evento de fácies xisto verde a anfibolito inferior, caracterizado por epidoto + actinolita / hornblenda + clorita + muscovita.

Os Gnaisses Imbicuí são intrudidos

por dioritos, por tonalitos e por granodioritos, que pertencem aos Gnaisses Cambaí, com idade de cristalização ígnea de 758-700 Ma (U-Pb (LA-ICP-MS e SHRIMP)) (Hartmann *et al.*, 2011; Vedana *et al.*, 2018; Cerva-Alves *et al.*, 2020). A sequência Cambaí inclui as suítes Lagoa da Meia Lua, Sangá do Jobim e Vila Nova (Hartmann *et al.*, 2011), que pertencem ao Arco São Gabriel. As composições Sr-Nd, com correção de idade das rochas Imbicuí e Cambaí, revelam a natureza juvenil dos magmas (Babinski *et al.*, 1996; Saalman *et al.*, 2005).

A porção supracrustal do arco é representada pelas sucessões metavulcanossedimentares Cambaizinho, Passo Feio, Marmeleiro e Cerro Batovi, associadas a rochas ofiolíticas (Philipp *et al.*, 2018), e pelos metassedimentos do Complexo Pontas do Salso (Vedana *et al.*, 2018). As idades dos zircões detríticos das rochas metassedimentares do Ofiolito Cambaizinho apresentam picos entre 817 Ma e 650 Ma, com ϵ_{Hf} positivo, apoiando a configuração de dois arcos magmáticos (Cerva-Alves *et al.*, 2020). A associação vulcanossedimentar Camaquã e os granitos associados se formaram entre 610 Ma e 540 Ma e são representados por uma bacia tipo *foreland* e por granitos, relacionados aos estágios tardios a pós-orogênicos do evento Dom Feliciano.

Este estudo se concentra na região adjacente ao Ofiolito Cerro Mantiqueiras, no extremo sul do Terreno São Gabriel, com ênfase no eclogito Três Vendas. Um mapa geológico da região estudada, modificado de Philipp *et al.* (2018), é mostrado na Figura 2C.

3 ASPECTOS DE CAMPO

O Eclogito Três Vendas ocorre como corpos em forma de lentes, de cor escura (Fig. 3A) e em contato com as rochas milo-

nitizados encaixantes do Gnaiss Imbicuí. Os gnaisses de cor branca a rosa apresentam bandas centimétricas e são compostos, principalmente, por quartzo, por feldspatos, por muscovita e por biotita, sendo intensamente milonitizados, localmente. Sua foliação é, aproximadamente, E-W (281/27), e, localmente, possuem mergulho subvertical (273/78) em zonas ultramiloníticas.

A aparência das rochas eclogíticas é variável, desde anfibólio-plagioclásio-quartzo, de granulação fina, homogêneo, de tamanho submilimétrico, com presença secundária de granada nas porções limites, de borda das lentes com encaixantes, até rochas heterogêneas, ricas em granada, com cristais de tamanho milimétrico (Fig. 3B). A foliação, nos eclogitos, é orientada para NNW-SSE (287/39 a 303/36) e, geralmente, mergulha suavemente (30-40°), em direção a NNE, mas pode ser localmente subvertical a invertida (296/80).

4 PETROGRAFIA

O Eclogito Três Vendas contém 5-25 vol. % de granada, 30-40% de Mg-hornblenda, de pargasita e de tschermakita (anfibiólitos), 5-10% de quartzo e 20-40% de simplectitos (Figs. 3C e 3E-3F), que consistem em intercrescimentos, de granulação fina, de anfibólio, de oligoclásio e de clinopiroxênio (diopsídio ou augita) e de quartzo, com ortoclásio e com onfacita (piroxênio sódico) em menor quantidade, que também são encontrados como inclusões na granada. As fases menores incluem epidoto (0-3 vol. %), tremolita (0-2%), biotita (0-2%), rutilo (1-2%), titanita (1-2%), apatita (1%), fengita (0-1%, na amostra VYN) e clorita (0-1%) e algumas seções contêm abundante zircão bipiramidado (<1%). Os principais minerais opacos são magnetita e ilmenita (2-3%), juntamente com pirita e com calcopirita (<1%). Ocorrem níveis ricos

em porfiroblastos de granadas (>70% de granada), denominados garnetitos. Características petrográficas, representativas do Eclogito Três Vendas, são mostradas em microfotografias, com polarizador plano-paralelo (Figs. 3C-3D) e em imagens MEV (Figs. 3E-3F).

Os porfiroblastos de granada são euédricos ou hexagonais a arredondados, com diâmetros variando entre 0,5 mm e 2 mm, e, geralmente, exibem zoneamento contínuo, com enriquecimento de Mg e com depleção de Fe e de Mn nas bordas, mas essas tendências podem ser descontínuas em algumas amostras. Os núcleos das granadas podem ser ricos em inclusões, enquanto as bordas contêm poucas inclusões. Os porfiroblastos de granada podem conter inclusões de hornblenda, de quartzo, de epidoto, de biotita e, ocasionalmente, de onfacita (Fig. 3F). A granada é predominantemente almandina, contendo, excepcionalmente, até Py29 e até Sps20. A proporção de almandina, normalmente, aumenta gradualmente, passando de Alm51-52, nos núcleos, para Alm55-57, nas bordas, enquanto o piropo (Mg) aumenta (Py07 a Py29). Essas mudanças composicionais são acompanhadas por diminuições concomitantes nos conteúdos de grossulária (Grs30-32,5 a ~ Grs26) e de espessartina (~ Sps10 a ~ Sps01), do núcleo para a borda. Perfis em grãos minerais e em mapas composicionais mostram que essas granadas têm composição heterogênea do núcleo para a borda (Fig. 3G-3H). Os dados das granadas estudadas em microsonda eletrônica permitem classificá-las como formadas em eclogitos de zonas de subducção no Grupo C (Fig. 4A), segundo Coleman *et al.* (1965), e mostram seu caráter de metamorfismo progressivo. Do mesmo modo, as composições do núcleo da granada correspondem aos eclogitos do tipo I, de Massonne & Li (2020), que são formados em cunhas de subducção e, posteriormente, exumados, tectonicamente.

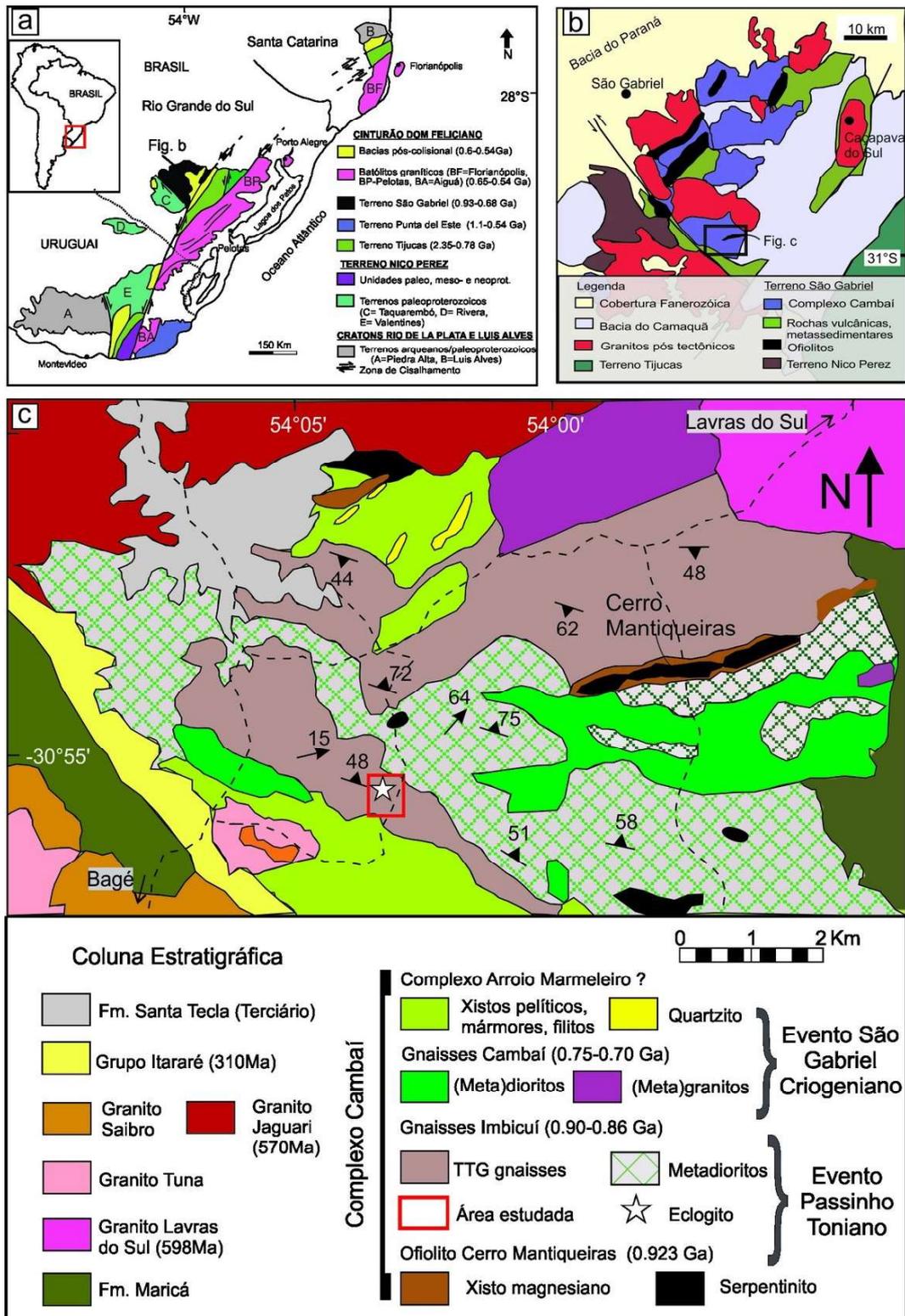


Figura 2 - (A) Terrenos tectonoestratigráficos do cinturão Dom Feliciano (Toniano-Ediacariano) e embasamento cratônico (Arqueano-Mesoproterozoico) (modificado de Cerva-Alves *et al.*, 2020); (B) Mapa geológico do Terreno São Gabriel e fragmentos do Cráton Rio de La Plata (modificado de Hartmann *et al.*, 2019); e (C) Mapa geológico simplificado da região do Cerro Mantiqueiras (modificado de Philipp *et al.*, 2018).

Clinopiroxênio é anédrico a subédrico e é encontrado em simplectitos e, menos

frequentemente, como inclusões em grana-da. A composição tem um número de mag-

nésio (Mg #) de 77 e plota no campo do diopsídio; augita também está presente, mas é menos comum. Onfacita é encontrada mais raramente, mas ocorre, tanto em simplectitos como em inclusões, e contém 20-50% de Jd (Fig. 4B).

O rutilo (Fig. 3C) tem cor castanho-dourada e está presente como prismas curtos subarredondados, com comprimento de 10-150 μm , que são circundados por titanita incolor.

As análises de microsonda eletrônica das amostras VYB, VYN e VYA do eclogito Três Vendas, representativas de minerais essenciais (granada e clinopiroxênio), são apresentadas na Tabela 1.

5 GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

Amostras representativas do Eclogito Três Vendas foram selecionadas, para análises geoquímicas de rocha total, e correspondem às seções delgadas, estudadas com microsonda eletrônica.

Os eclogitos plotam no campo do basalto, no diagrama TAS (Fig. 4C) (Le Bas et al., 1986) e têm Mg #, em torno de 50. Eles são relativamente pobres em álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 1,8\text{-}2,5\%$ em peso), contêm 50,6-51% em peso de SiO_2 , 8-9% em peso de MgO , 10,8-12,2% em peso de FeO e 0,9-1% em peso de TiO_2 . Essas características são típicas de uma série toleítica. Suas características Zr-Y e Zr-Ti são consistentes com afinidade de basalto de arco de ilha (Fig. 4D).

6 DADOS DE U-Pb EM ZIRCÃO E COMPOSIÇÃO DE ISÓTOPOS DE Hf IN SITU

Os cristais de zircão são subédricos a euédricos, com formas prismáticas e com comprimentos de 100-250 μm . Seus núcleos geralmente exibem zoneamento oscilatório, cercado por bordas, que exibem brilho uniforme em catodoluminescência. Os dados de

zircão resultaram em 910 ± 5 Ma (MSWD 0,41), com razões Th/U variando de 0,6 a 1,0, interpretada como a idade magmática, correspondendo, aproximadamente, à idade do Gnaiss Imbicuí e próxima à do Ofiolito Cerro Mantiqueiras. Bordas metamórficas foram datadas em 892 ± 8 Ma (MSWD 1,15), com razões Th/U de 0,2 a 0,4 (Pinto et al., 2021). Há pouco tempo, era consenso que zircões metamórficos tinham razões Th/U abaixo de 0,1 (p. ex., Hoskin & Black, 2000; Rubatto, 2017). Baseado em robusta compilação de análises de zircões da Austrália Ocidental (>1330 análises de zircões metamórficos e >5000 análises de zircões ígneos), é mais apropriado dizer que o zircão ígneo raramente tem Th/U <0,1 e que o zircão metamórfico pode ter valores, que variam de 0,01 a <10 (Yakymchuk et al., 2018).

Dezessete análises de *spots* de Lu-Hf foram obtidas em 16 grãos. Todas as composições ϵHf com correção de idade de zircão variam entre +4 e +10, consistente com subducção em um cenário de arco de ilha juvenil.

7 EVOLUÇÃO P-T

Pseudosseções foram calculadas na amostra VYB, em condições de T e de P entre 400 °C e 800 °C e 3-20 kbar, respectivamente. O *software* utilizado foi o Perple X 6.8.6 (Connolly, 2009), no sistema Na-K-Ca-Fe-Mg-Mn-Ti-Al-Si-OH, usando o banco de dados termodinâmico Thermocalc 6.2 (Holland & Powell, 2011). Os modelos de solução adotados seguiram Massonne (2012), adicionando 5% de H_2O , para modelar as reações progressivas de formação de granada, e 0,135% (peso) de O_2 , para permitir que 10% do Fe presente em VYB seja trivalente. O resultado é mostrado na Figura 5, juntamente com a trajetória P-T, inferida com base na integração de dados de microsonda eletrônica, de modelagem e de geotermobarometria, discutidos abaixo e de-

Tabela 1 – Análises de microsonda eletrônica, representativas de granada e de piroxênio do Eclogito Três Vendas. Abreviações: nd=não detectado; incl.=inclusão; simpl.=simplectito; aFerro total; Alm=almandina; Prp=piropo; Grs=grossulária; Sps=espessartita; Jd=jadeíta; Ac=acmita; Ag=augita.

Mineral Amostra Localização	Granada VYB borda	VYB núcleo	VYB borda	VYB núcleo	Onfacita VYB incl.	VYB simpl.	Diopsídio VYB VYA simpl. matriz	
SiO ₂	38,86	38,23	39,19	38,43	56,16	55,78	53,92	53,73
TiO ₂	0,04	0,13	0,04	0,09	0,07	0,02	0,012	0,11
Al ₂ O ₃	22,90	22,22	23,23	22,61	15,44	13,51	8,77	3,32
Cr ₂ O ₃	nd	nd	0,05	0,02	nd	0,02	nd	0,03
FeO ^a	24,22	22,54	23,71	24,83	3,21	3,75	4,91	7,59
MgO	5,14	1,66	6,64	2,89	6,48	5,96	12,2	13,03
MnO	0,18	4,82	0,37	0,92	nd	0,01	0,08	0,10
CaO	9,46	10,29	7,40	10,38	10,75	12,21	18,87	20,24
Na ₂ O	0,03	0,06	0,00	0,04	7,13	6,94	1,98	1,74
K ₂ O	0,01	nd	nd	0,01	0,19	0,01	0,008	nd
Total	100,78	99,93	100,61	100,22	99,43	101,18	100,8	99,88
Alm (%)	53	51,8	52,2	56,2				
Prp (%)	20	6,8	26,1	11,6				
Grs (%)	26,5	30,2	20,9	30,1				
Sps (%)	0,4	11,2	0,8	2,1				
Jd					0,43	0,40	0,10	0,11
Ac					0,06	0,07	0,04	0,01
Aug					0,51	0,53	0,86	0,88

talhados em Pinto *et al.* (2021).

A presença de onfacita, com conteúdo Jd de, até, 50% requer pressões de pico mínimas de 15-17 kbar (bem acima dos 10 kbar mínimos) nas temperaturas máximas de soterramento inferidas de 600-700 °C. Jadeíta foi usada em isopletas como onfacita, como é tradicionalmente usado, para estimar pressões mínimas de formação de eclogito (p. ex., Page *et al.*, 2003) (Fig. 4). Portanto, esta estimativa de 15-17 kbar reflete uma estimativa mínima da pressão máxima, alcançada durante o soterramento do eclogito Três Vendas.

A temperatura, durante o soterramento, e as condições de temperatura de pico, alcançadas durante a exumação subsequente, podem ser estimadas, a partir das isopletas de granadas modeladas (Fig. 5) (Massonne & Li, 2020) e aplicando termometria anfibólio-granada em inclusões de anfibólio, em granadas e em bordas ricas em Mg e em Mg-hornblenda (Krogh Ravna, 2000). A comparação entre isopletas, modeladas a partir da borda da granada, e dados

de microsonda eletrônica indicam equilíbrio entre 580 °C a 680 °C e pressões de ~14 Kbar a ~20 kbar, consistente com a presença de onfacita com, até, 50% de Jd. Enquanto isso, inclusões de anfibólio na granada fornecem estimativas de temperatura de 710-760 °C, enquanto Mg-hornblenda, que substitui bordas de granada, ricas em Mg, fornece estimativa de temperaturas de 630-680 °C, usando o termômetro de Krogh Ravna (Krogh Ravna, 2000). Essas temperaturas são interpretadas como temperaturas de pico, durante a descompressão; as temperaturas mais baixas foram possivelmente afetadas pela troca retrogressiva de Fe-Mg (p. ex., Page *et al.*, 2003). As condições de pico de temperatura são, provavelmente, penecontemporâneas à formação dos bordos metamórficos de zircão, datados em 892 ±8 Ma.

A trajetória de pressão-temperatura é delimitado, ainda, pela geotermobarometria plagioclásio-tschermackita de pares Hbl-Pl, que envolvem porfiroblastos de granada, indicando equilíbrio a 570-630 °C e a

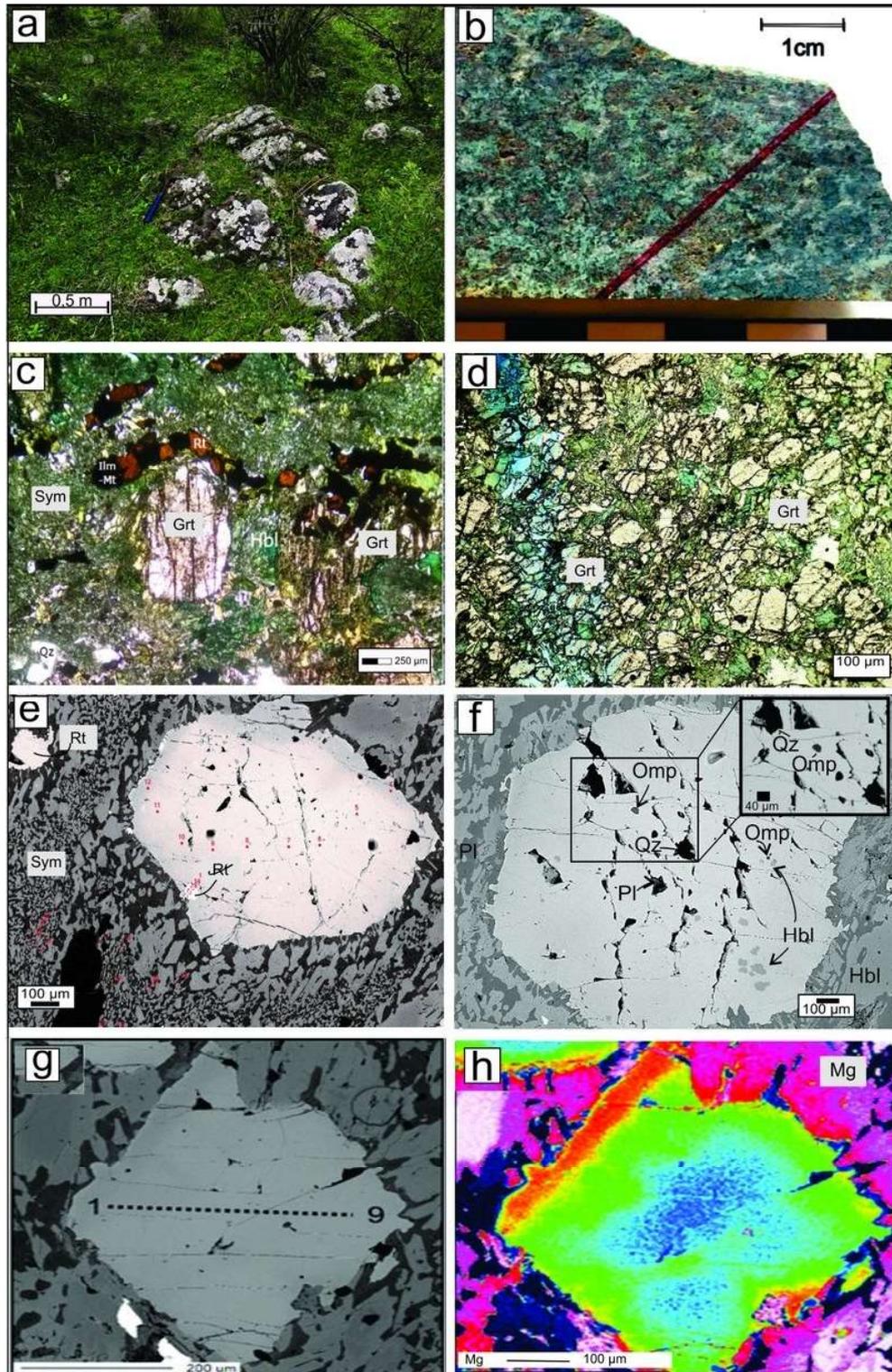


Figura 3 – (A) Típico afloramento do eclogito Três Vendas; (B) Amostra do eclogito Três Vendas, com porfiroblastos de granadas; (C) Representativo eclogito, sob microscópio em luz plana polarizada, mostrando agregados de rutilo (Rt) e de ilmenita/magnetita (Ilm/Mt), ao lado de granada (grt) e de hornblenda (Hbl), circundados por simplectitos (sym), de granulação fina; e (D) Grande concentração de granada (garnetito), sob microscópio. Imagens em MEV: (E) Porfiroblasto de granada (note a borda, de coloração mais escura do que o núcleo), simplectitos e rutilo na matriz e incluso na granada; (F) Detalhe de inclusões de onfacita (Omp) e de outros minerais na granada; (H) Perfil e (G) mapa composicional de Mg em porfiroblasto de granada. Todas as abreviações de minerais deste capítulo seguiram Whitney & Evans (2010).

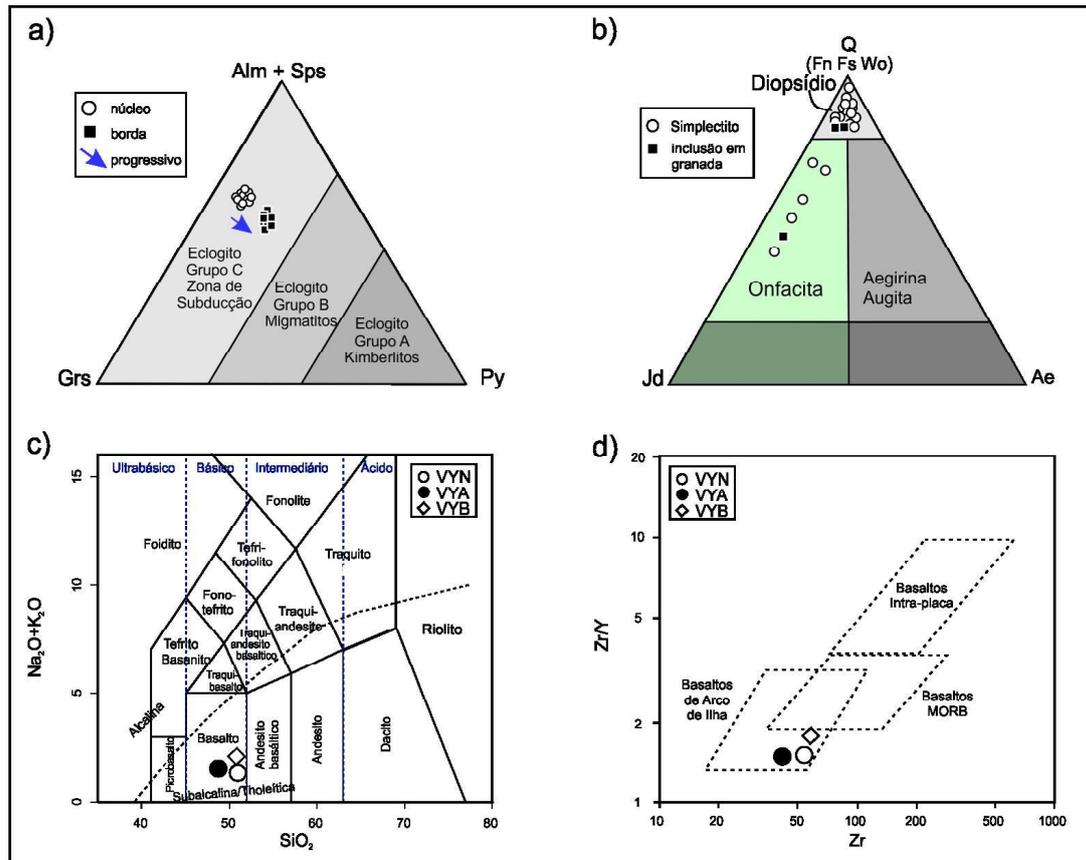


Figura 4 – Composições minerais, medidas com microsonda eletrônica, e análises químicas de rocha total nas amostras VYN, VYA e VYB do eclogito Três Vendas: (A) Diagrama ternário de granada, mostrando os grupos de eclogito de Coleman *et al.* (1965); (B) Diagrama ternário de classificação do clinopiroxênio (Droop, 1987; Matsumoto, 1988); (C) Diagrama de classificação de rocha TAS (Le Bas *et al.*, 1986); e (D) Diagrama de ambiente geotectônico Zr-Zr/Y (Pearce & Norry, 1979).

pressões de 7,7-8,3 kbar. Pares de tremolita-plagioclásio indicam equilíbrio, em torno de 500-550 °C e de ~4,5 kbar (Anderson, 1996).

Os estágios regressivos finais envolveram a formação de bordas de biotita, ao redor da granada, em algumas seções (VYB), e, finalmente, a alteração da biotita em picroclorita e em ripidolita, o que reflete as condições cada vez mais hidratadas.

8 DISCUSSÃO

Os cristais magmáticos de zircão do eclogito Três Vendas fornecem uma idade concordia de 910 ±5 Ma. Esta é a primeira

rocha eclogítica de idade Toniana datada no Orógeno Brasileiro. A idade magmática é consistente com a Orogenia do Passinho, do Terreno São Gabriel, incluindo o arco de ilha do Passinho (890 Ma) e o Ofiolito Cerro Mantiqueiras (923 Ma).

Os dados geocronológicos e isotópicos apoiam a interpretação do eclogito, relacionada ao magmatismo juvenil, especialmente, os dados isotópicos Hf em zircão, assim como o modelo TDM, com idades para extração do manto, variando de 0,9 Ga a 1,22 Ga (Hf TDM), muito próximas à idade de cristalização U-Pb (ca. 910 Ma) e aos altos valores positivos de εHf (t) (+4,0 a +9,8).

8.1 Configuração geodinâmica e implicações para a estrutura geotectônica regional

A combinação dos dados do Eclogito Três Vendas é consistente com uma posição, associada ao Arco Passinho, situado no proto-oceano Adamastor (Hartmann *et al.*, 2019), também denominado oceano Charrua (Philipp *et al.*, 2018) ou, possivelmente, no assoalho oceânico subductado (Fig. 6a). A subducção das rochas máficas, formadas a 910 ± 5 Ma, a profundidades mínimas de 45-51 km ($\geq 15-17$ kbar), foi seguida por exumação rápida, com temperaturas máximas registradas de 710-760 °C, em direção a profundidades de ~ 24 km (8 kbar), que é penecontemporâneo às bordas de zircão, datadas em 892 ± 8 Ma (Fig. 6B). As condições de pico de temperatura indicam gradientes geotérmicos acima de 30 °C/km, consistentes com um terreno juvenil, relativamente quente, a moderadamente juvenil, o que é corroborado pelos valores iniciais ϵ_{Hf} de +4 a +10.

O principal processo retrogressivo é caracterizado pelos aumentos de $f\text{O}_2$ e de $a_{\text{H}_2\text{O}}$ e pela presença de simplectitos, compostos por anfibólio e por plagioclásio, substituindo granada, titanita ou ilmenita, e de clinzoisita, substituindo rutilo e clinopiroxênio, respectivamente, indicativos de fácies anfibolito. Um evento retrogressivo de fácies xisto verde superior em estágio avançado, é documentado por clorita e por tremolita, substituindo biotita e hornblenda (Fig. 6C).

Nossas idades de zircão indicam que o metamorfismo da temperatura de pico na Orogenia Passinho coincidiu com o principal evento metamórfico regional, em 890 Ma (p. ex., Philipp *et al.*, 2018), e com a obdução do Ofiolito Ibaré no Terreno São Gabriel, em 892 ± 3 Ma (Arena *et al.*, 2016). A prevalência dessa idade de 890 Ma sugere que a primeira grande fase do ciclo orogênico Brasileiro

iniciou bem antes de 879 Ma, nas porções meridionais do orógeno, em que esta fase está associada à obdução do Arco São Gabriel e à exumação do Arco Passinho.

8.2 Implicações tectônicas

A formação de eclogito é um fator-chave nos orógenos, que constroem continentes, por meio da coleta de material das bacias oceânicas e da construção de arcos de ilhas em zonas de subducção (Massone & Li, 2020). Os arcos de ilhas são o principal local de produção da crosta continental juvenil na formação da crosta terrestre e podem persistir de 50 Ma a >300 Ma (Condie, 2007).

O Eclogito Três Vendas no Terreno São Gabriel, no Cinturão Dom Feliciano, é uma associação de rochas fundamental formada no início da fragmentação do Rodínia e da formação do Gondwana durante a evolução Neoproterozoica do Orógeno Brasileiro. Este foco em processos de cerca de 900 Ma é significativo (ver Arena *et al.*, 2016, 2017; Hartmann *et al.*, 2019; Santiago *et al.*, 2020), porque a fragmentação do Rodínia é comumente datada em período posterior, entre 800-700 Ma (Oriolo *et al.*, 2017).

O início do Terreno São Gabriel, denominado Orógeno Passinho, compreende fragmentos de crosta oceânica, incluindo os cerros Mantiqueiras e Bossoroca, parte do Ofiolito Ibaré (923-892 Ma) (Arena *et al.*, 2016, 2017), o Eclogito Três Vendas (910-892 Ma) e o arco intraoceânico juvenil (~ 890 Ma) (Philipp *et al.*, 2018). Posteriormente, o Arco Passinho colidiu com o Cráton Rio de La Plata (um fragmento de Rodínia), constituindo uma configuração significativa do Orógeno Brasileiro primitivo (Fig. 6B).

Outros arcos intraoceânicos juvenis, de idade Toniana, são registrados no Orógeno Brasileiro, incluindo o Arco de Goiás (900-862 Ma), na Faixa Brasília (Pimentel & Fuck, 1992), e os arcos Serra da Prata (856-

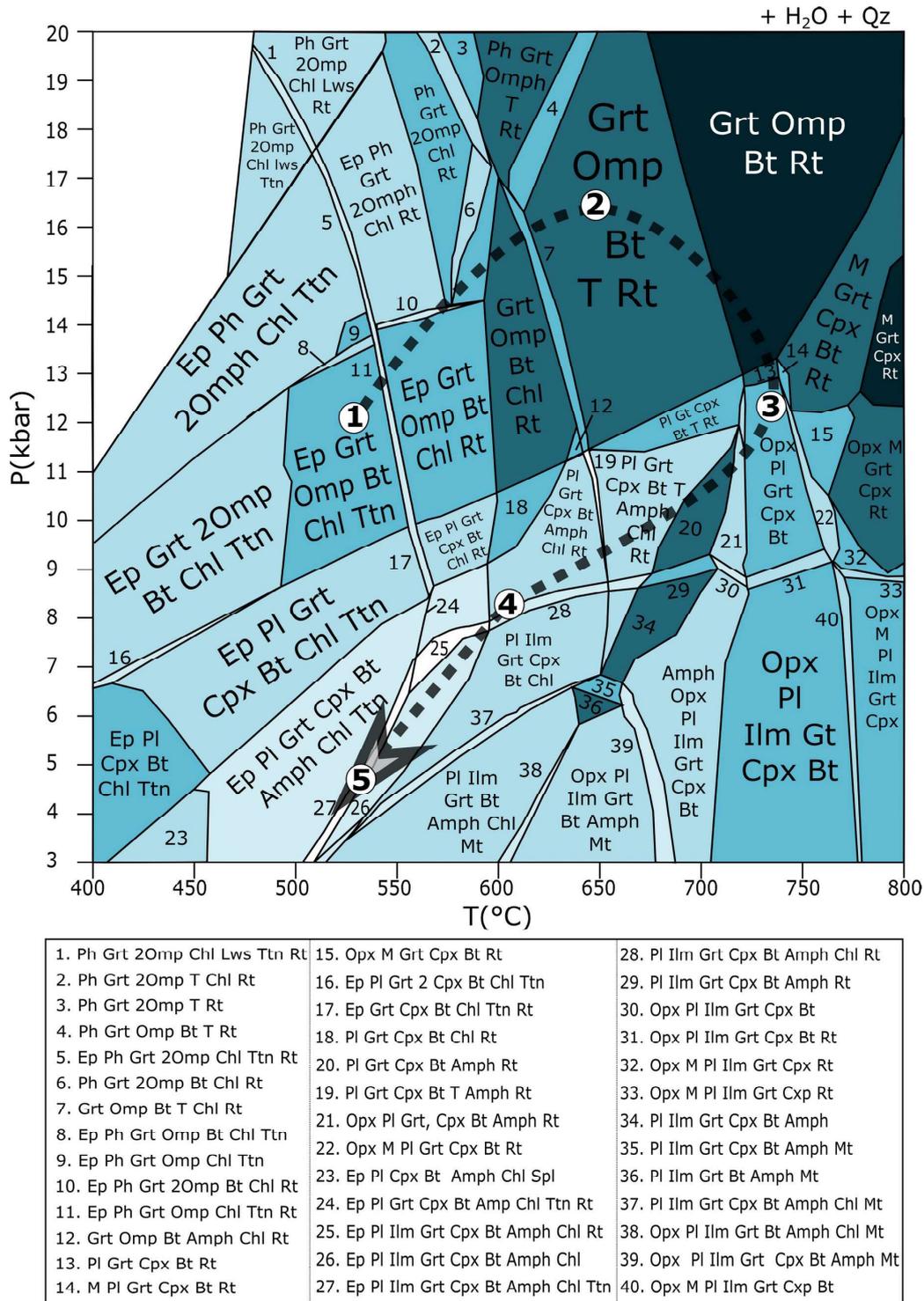


Figura 5 – Pseudosseção dos eclogitos Três Vendas (a seta indica a trajetória de PT, estimada com base nos resultados de modelagem e de geotermobarometria citados no texto): (A) Núcleo de granada modelado; (B) Jadeíta em onfacita; (C) Bordas de granadas modeladas e inclusões de hornblenda em granada; (D) Geotermobarometria de hornblenda-plagioclásio; e (E) Geotermobarometria de tremolita-plagioclásio.

838 Ma) e Rio Negro (ca. 790 Ma), no Cinturão Ribeira (Peixoto *et al.*, 2017). Assim, os resultados aqui apresentados corroboram

Cerva-Alves *et al.* (2020), que sustentam que o Arco Passinho, no Cinturão Dom Feliciano, está correlacionado aos demais arcos

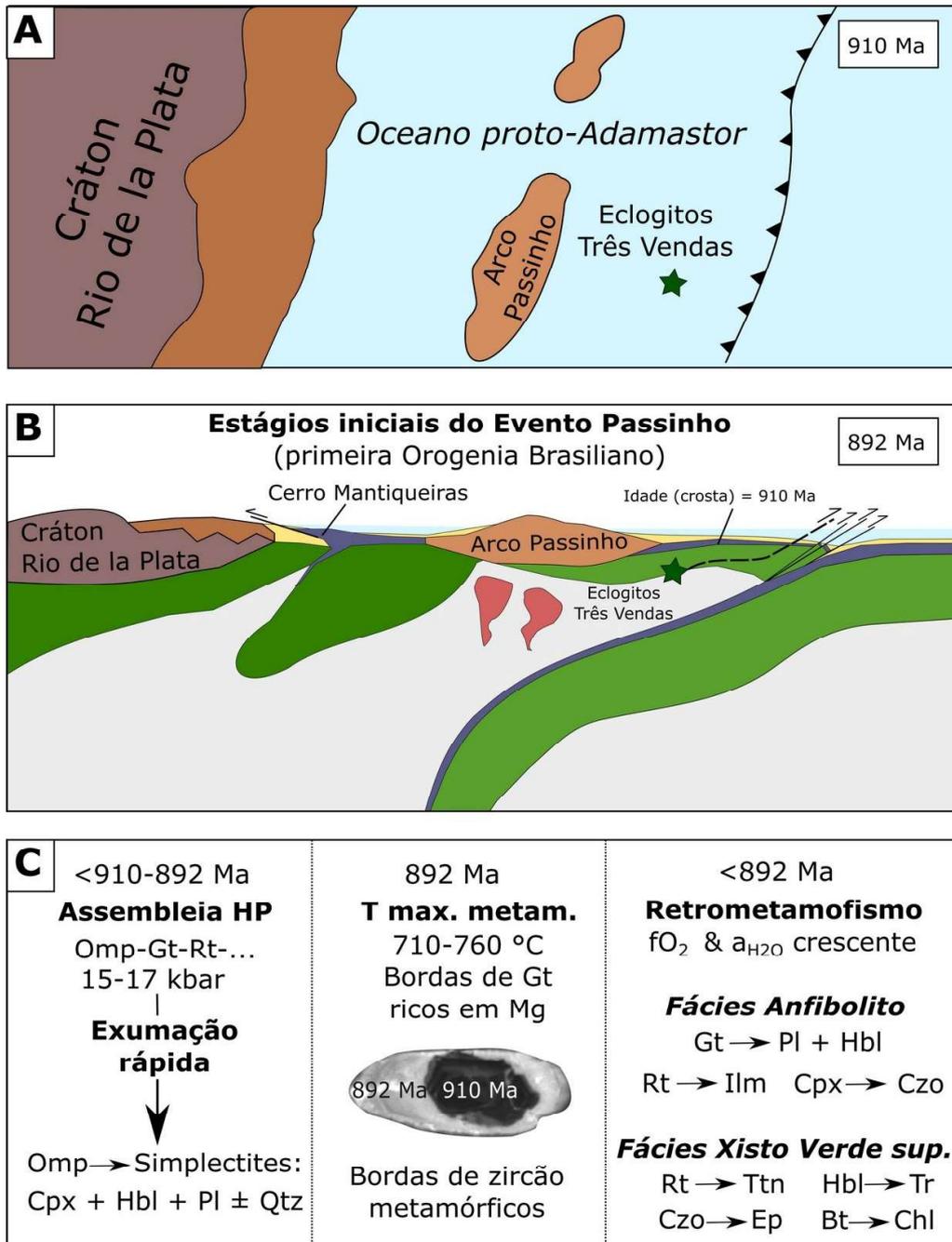


Figura 6 – (A) Posição do eclogito Três Vendas, dentro do oceano proto-Adamastor há 910 Ma; (B) Perfil, mostrando o início da primeira orogenia Brasileiro, em 892 Ma, no limite sul do Orógeno; e (C) Resumo da evolução metamórfica do Eclogito Três Vendas modificado após Pinto *et al.* (2021, submetido).

intraoceânicos tonianos brasileiros.

9 CONCLUSÃO

Os cristais de zircão no Eclogito Três Vendas foram datados em 910 ± 5 Ma (zircão U-Pb (LA-ICP-MS)) e registram idade

magmática ~20 Ma mais antiga do que os gnaisse Imbiciú (890 Ma), encaixantes. As composições ε_{Hf} de zircão entre +4 e +10 destacam a natureza juvenil das fontes magmáticas. A idade U-Pb das bordas de zircão metamórfico indica que o pico de metamorfismo ocorreu em 892 ± 8 Ma. A onfacita, que

contém, até, 50% de jadeíta, reflete o soterramento em >45 km. O soterramento ocorreu na crosta anterior ou no canal de subducção, seguido por uma rápida exumação, durante a qual essas rochas experimentaram picos de temperatura, em torno de 710-760 °C. Os dados combinados indicam que o Eclogito Três Vendas pertence ao Arco Passinho e revelam que este arco se originou mais cedo do que descrito, anteriormente. Os dados do primeiro eclogito no sul do Brasil têm consequências significativas para a evolução toniana do Orógeno Brasileiro e para a reconstrução do Supercontinente Rodínia.

REFERÊNCIAS

- Anderson, J. L. 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths. *In: THE THIRD HUTTON SYMPOSIUM ON THE ORIGIN OF GRANITES AND RELATED ROCKS. Geological Society of America*, 315: 125-138.
- Arena, K. R., Hartmann, L. A. & Lana, C. 2016. Evolution of Neoproterozoic ophiolites from the southern Brasileiro Orogen revealed by zircon U-Pb-Hf isotopes and geochemistry. *Precambrian Research*, 285: 299-314.
- Arena, K. R., Hartmann, L. A. & Lana, C. 2017. Tonian emplacement of ophiolites in the southern Brasileiro Orogen delimited by U-Pb-Hf isotopes of zircon from metasomatites. *Gondwana Research*, 49: 296-332.
- Babinski, M., Chemale Jr, F., Hartmann, L. A., Van Schmus, W. R. & Silva, L. C. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. *Geology*, 24: 439-442.
- Basei, M. A. S., Frimmel, H. E., Campos Neto, M. C., de Araujo C. E. G., de Castro, N. A. & Passarelli, C. R. 2018. The Tectonic History of the Southern Adamastor Ocean Based on a Correlation of the Kaoko and Dom Feliciano Belts. *In: Siegesmund, S., Basei, M. A. S., Oyhantçabal, P. & Oriolo, S. (eds.). Geology of Southwest Gondwana. Regional Geology Reviews, Springer, Cham*, p. 267-302.
- Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. & Pimentel, M. M. 2014. The Brasileiro collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3): 493-518.
- Carswell, D. A. & Zhang, R. Y. 1999. Petrographic characteristics and metamorphic evolution of ultrahigh-pressure eclogites in plate-collision belts. *International Geology Review*, 41: 781-798.
- Cerva-Alves, T., Hartmann, L. A., Remus, M. V. D. & Lana, C. 2020. Integrated ophiolite and arc evolution, southern Brasileiro Orogen. *Precambrian Research*, 341: 105648.
- Chaves, A. O. & Porcher, C. C. 2020. Petrology, geochemistry, and Sm-Nd systematics of the Paleoproterozoic Itaguara retroeclogite from São Francisco/Congo Craton: One of the oldest records of the modern-style plate tectonics. *Gondwana Research*, 87: 224-237.
- 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.
- Coleman, R. G., Lee, D. E., Beatty, L. B. & Brannock, W. W. 1965. Eclogites and Eclogites: Their Differences and Similarities. *Geological Society of America Bulletin*, 76(5): 483-508.
- Condie, K. C. 2007. Accretionary orogens in space and time. *In: Hatcher, Jr., R. D., Carlson, M. P., McBride, J. H. & Martínez Catalán, J. R. (eds.). 4-D Framework of Continental Crust. Geological Society of America Memoir*, 200: 1-14.
- Droop, G. T. R. 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51: 431-435.
- Eskola, P. 1920. The mineral facies of rocks. *Norsk Geol. Tidsskr.*, 6: 143-194.
- Godard, G. 2001. Eclogites and their geodynamic interpretation: a history. *Journal of Geodynamics*, 32: 165-203.

- Hacker, B. R. 1996. Eclogite Formation and the Rheology, Buoyancy, Seismicity, and H₂O Content of Oceanic Crust. In: Bebout, G. E., Scholl, D. & Kirby, S. *Dynamics of Subduction. Geophysical Monograph*, Washington D. C., AGU, p. 337-346.
- Hartmann, L. A., Philipp, R. P., Santos, J. O. S. & McNaughton, N. J. 2011. Time frame of 753–680Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazilian Shield. *Gondwana Research*, 19: 84-99.
- 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 coetaneous zircon and tourmaline. *Geoscience Frontiers*, 10: 1623-1633.
- Haüy, R. -J. 1822. *Traité de minéralogie*. 2. ed. 4v+atlas. Paris, Bachelier et Huzard, II: 456; IV: 548.
- Heilbron, M. L., Pedrosa-Soares, A. C., Campos Neto, M. C., Silva, L. C., Trouw, R. & Janasi, V. A. 2004. Brasiliano Orogens in Southeast and South Brazil. *Journal of the Virtual Explorer*, 17(pap. 4): 203-234.
- Holland, T. J. B. & Powell, R. 2011. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids. *Journal of Metamorphic Geology*, 29: 333-383.
- Hueck, M., Oyhantçabal, P., Philipp, 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*. Regional Geology Reviews, Springer Nature, p. 243-265.
- Hoskin, P. W. O & Black, L. P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 18: 423-439.
- Krogh Ravn, E. J. 2000. Distribution of Fe²⁺ and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet-hornblende Fe-Mg geothermometer. *Lithos*, 53: 265-277.
- Le Bas, M. J., Lemaitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B. 1986. A Chemical Classification of Volcanic-Rocks based on the Total Alkali Silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745-750.
- Leite, J. A. D., Hartmann, L. A., McNaughton, N. J. & Chemale Jr, F. 1998. SHRIMP U/Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *International Geology Review*, 40: 688-705.
- Massonne, H. -J. & Li, B. 2020. Zoning of eclogitic garnet cores – a key pattern demonstrating the dominance of tectonic erosion as part of the burial process of worldwide occurring eclogites. *Earth-Science Reviews*, 103356.
- Massonne, H. -J. 2012. Formation of Amphibole and Clinozoisite-Epidote in Eclogite owing to Fluid Infiltration during Exhumation in a Subduction Channel. *Journal of Petrology*, 1969-1998.
- Morimoto, N. 1988. Nomenclature of Pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39: 55-76.
- O'Brien, P. J. 2018. Eclogites and other high-pressure rocks in the Himalaya: a review. In: Treloar, P. J. & Searle, M. P. (eds). *Himalayan Tectonics: A Modern Synthesis*. Geological Society, London, Special Publications, 483: 183-213.
- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Wemmer, K. & Siegesmund, S. 2017. Contemporaneous assembly of Western Gondwana and final Rodinia break-up: implications for the supercontinent cycle. *Geoscience Frontiers*, 8: 1431-1445.
- Page, F. Z., Essene, E. J. & Mukasa, S. B. 2003. Prograde and retrograde history of eclogites from the Eastern Blue Ridge, North Carolina,

- USA. *Journal of Metamorphic Geology*, 21: 685-698.
- Peacock, S. M. 1993. The importance of blueschist-eclogite dehydration reactions in subducting oceanic crust. *Geological Society of America Bulletin*, 105: 684-694.
- Pearce, J. A. & Norry, M. J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 69: 33-47.
- Peixoto, C. A., Heilbron, M., Ragatky, D., Armstrong, R., Dantas, E., Valeriano, C. M. & Simonetti, A. 2017. Tectonic evolution of the juvenile tonian Serra da Prata magmatic arc in the Ribeira belt, SE Brazil: Implications for early West Gondwana amalgamation. *Precambrian Research*, 302: 221-254.
- 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., Oyhantçabal, P. & Oriolo, S. (eds). *Geology of Southwest Gondwana*. Regional Geology Reviews, Springer, p. 243-265.
- Pimentel, M. M. & Fuck, R. A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20: 375-379.
- Pinto, V. M., Debruyne, D., Hartmann, L. A., Queiroga, G. N., Lana, C., Fragoso, B. A. M., Porcher, C. C., Castro, M. P. & Laux, J. 2021. Discovery and evolution of the Tonian Três Vendas eclogite in the southern Brasiliano Orogen. *Precambrian Research*. (submitted)
- Reno, B. L., Brown, M., Kobayashi, K., Nakamura, E., Piccoli P. M. & Trouw, R. A. J. 2009. Eclogite-high-pressure granulite metamorphism records early collision in west Gondwana: new data from the southern Brasília Belt, Brazil. *Journal of the Geological Society*, 166: 1013-1032.
- Ringwood, A. E. & Green, D. H. 1966. An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications. *Tectonophysics*, 3: 383-427.
- Rubatto, D. 2017. Zircon: The Metamorphic Mineral. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 83: 261-295.
- Saalmann, K., Hartmann, L. A. & Remus, M. 2005. Tectonic evolution of two contrasting schist belts in southernmost Brazil: A plate tectonic model for the Brasiliano Orogeny. *International Geology Review*, 47: 1234-1259.
- Saalmann, K., Gerdes, A., Lahaye, Y., Hartmann, L. A., Remus, M. V. D. & Läufer, A. 2011. Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. *International Journal Earth Sciences*, 100: 355-378.
- Santiago, R., Caxito, F. A., Pedrosa-Soares, A. C., Neves, M. A. & Dantas, E. 2020. Tonian island arc remnants in the northern Ribeira Orogen of Western Gondwana: The Caxixe Batholith (Espírito Santo, SE Brazil). *Precambrian Research*, 105944.
- Sue, R. B., Goffermann, M., Pinto, R. F. & Xavier, F. F. 1992. Ocorrência de eclogitos do Escudo Sul-Rio-Grandense: Dados Preliminares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DA SBG, 37., São Paulo. *Bol. 2*. São Paulo, SBG, p. 80-81.
- Vedana, L. A., Philipp, R. P. & Basei, M. A. S. 2018. Tonian to early Cryogenian synorogenic basin of the São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. *International Geology Review*, 60: 109-133.
- Whitney, D. L. & Evans, B. W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Mineral.*, 95: 185-187.
- Yakymchuk, C., Kirkland, C. L. & Clark, C. 2018. Th/U ratios in metamorphic zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 36: 715-737.