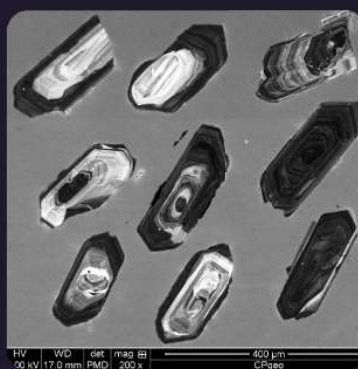


SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA

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

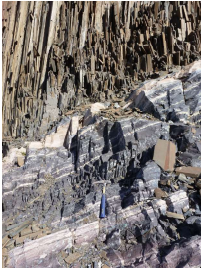
ANDRÉA RITTER JELINEK
CARLOS AUGUSTO SOMMER



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.

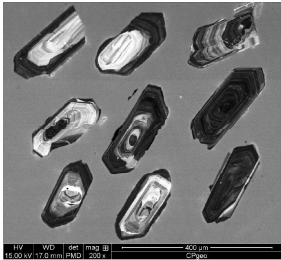


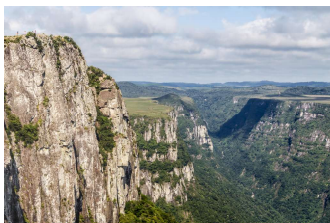
Imagem de catodoluminescência de cristais de zircão pertencentes ao Batólito de Florianópolis. Aumento de 200 vezes. Imagem e legenda de Andréa Ritter Jelinek.



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

O Magmatismo Toniano do Terreno São Gabriel e a evolução do Cinturão Dom Feliciano

Ruy Paulo *Philipp*¹, Miguel Angelo Stipp *Basei*²

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

² Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo

**autor correspondente: ruy.philipp@ufrgs.br*

Dedicado ao professor Márcio M. Pimentel.

1 INTRODUÇÃO

O Terreno São Gabriel (TSG) representa a porção oeste do Cinturão Dom Feliciano, sendo constituído por uma sucessão de complexos metaplutônicos, metavulcano-sedimentares e metamáficos-ultramáficos (ofiolitos), de idade toniana. Estas unidades estão expostas como um conjunto de rampas de cavalgamento, de direção N20-30°E, com vergência tectônica para SE. Estes corpos registraram dois ciclos de metamorfismo orogênico, associados a uma evolução estrutural polifásica. Os complexos metavulcânicos e ortognáissicos do Terreno São Gabriel apresentam composição geoquímica cálcico-alcálica pouco evoluída e isotópos de Sr, de Nd e de Hf com características mantélicas. Os dois intervalos principais do magmatismo, entre 0,9-0,85 Ga e 0,78-0,72 Ma, tornam estas unidades as mais bem preservadas exposições do período de subducção, que caracterizou o início do Ciclo Orogrênico Brasileiro na Província Mantiqueira.

Os limites do terreno são balizados pelas cidades de São Gabriel, de Vila Nova do Sul, de Caçapava do Sul e de Lavras do Sul, que delimitam o polígono dos metais do RS, com registro de atividades mineiras, desde 1865. Do final do século XIX, destaca-se, no sul de Caçapava do Sul, a extração de cobre nas Minas do Camaquã, associada às rochas sedimentares e vulcânicas da Baía do Camaquã, e as minas de ouro, vinculadas ao Granito Lavras do Sul. Entre 1970 e 1990, a região de Vila Nova do Sul foi palco de intensa exploração de ouro nas minas Bossoroca, KDG, Guardinha e Andreazza, localizadas em unidades metavulcano-sedimentares do Complexo da Bossoroca. Esta região ainda foi o berço da estratigrafia das rochas do embasamento, como resultado dos trabalhos de mapeamento, realizados pela Escola de Geologia da UFRGS (Goni *et al.*,

1962; Jost & Vilwoock, 1966; Jost, 1966). As primeiras propostas estratigráficas foram marcos de referência, forjadas com o apoio do martelo e da bússola, reconhecendo os complexos ofiolíticos, as sequências metassedimentares, de fundo marinho, os metapsamitos imaturos, associados a rochas vulcanogênicas, e os metassedimentos maduros de uma margem passiva, que limitava uma área cratônica. Os pesquisadores destacaram a evolução estrutural complexa e polifásica e a intrusão tardia de corpos graníticos.

As investigações que ocorreram, durante os anos 80 e 90 do século XX, suportadas por análises geoquímicas e pelos primeiros resultados geocronológicos (K-Ar, Rb-Sr e Sm-Nd), entretanto, transformaram as unidades de arco e os complexos ofiolíticos em associações do tipo *greenstone belt*, em um cenário continental fixista Arqueano (Oliveira, 1981; Garcia & Hartmann, 1981; Chemale Jr., 1982; Naumann *et al.*, 1984; Koppe *et al.*, 1985; Wildner, 1990; Remus, 1990). Concepções mobilistas, baseadas em análise estrutural e em dados geoquímicos e geocronológicos, foram restritas (Szubert *et al.*, 1977; Silva Filho, 1984; Soliani Jr., 1986). O retorno às antigas concepções orogênicas, durante os anos 1990, foi suportado pela geocronologia U-Pb (SHRIMP) em zircão e por isótopos de Nd, resultando em modelos, baseados na subducção de crosta oceânica e na formação de arcos magmáticos (Fragoso-Cesar, 1990; Fernandes *et al.*, 1992; Babinski *et al.*, 1996; Saalman *et al.*, 2005, 2006). Os resultados dos mapeamentos promovidos pelo Instituto de Geociências da UFRGS e pela CPRM foram integrados a novos levantamentos geocronológicos e isotópicos, resultando em importantes contribuições (Leite *et al.*, 1998; Saalman *et al.*, 2005, 2006, 2011; Hartmann *et al.*, 2011; Lena *et al.*, 2014; Lopes *et al.*, 2015; Gubert *et al.*, 2016; Vedana *et al.*, 2017; Laux *et al.*, 2017). Revisões integra-

das da geologia do TSG foram apresentadas por Philipp *et al.* (2016, 2018).

O objetivo deste capítulo é apresentar uma síntese do conhecimento geotectônico do Terreno São Gabriel, com base em dados geocronológicos e isotópicos, com foco na proveniência por zircão detrítico dos complexos metavulcano-sedimentares. Esta região tem grande importância histórica, pelo significado de sua evolução, em relação às construções do Cinturão Dom Feliciano (CDF) e da Província Mantiqueira, e pela sua contribuição na formação do pensamento estratigráfico e tectônico de diversas gerações de geólogos.

2 CONTEXTO TECTÔNICO

A Província Mantiqueira (PM) é um sistema orogênico neoproterozoico, de direção NE-SW, que expõe, ao longo de ca. 3.000 km das costas sudeste e sul do Brasil, até o Uruguai, os cinturões Araçuaí, Ribeira e Dom Feliciano (Silva *et al.*, 2005). A construção desta província esteve associada à formação do Gondwana, junto com sua contraparte africana, que inclui os cinturões Saldania-Gariep, Damara, Kaoko e Oeste do Congo (Basei *et al.*, 2000).

O CDF representa a porção sul da PM e está dividido, de oeste para leste, em: (i) Terreno São Gabriel; (ii) Terreno Tijucas; (iii) batólitos Florianópolis, Pelotas e Aiguá; e (iv) terrenos Jaguarão e Punta del Este (Fig. 1A-1B). A construção do cinturão envolveu três eventos orogênicos, denominados Passinho (0,9-0,85 Ga), São Gabriel (0,78-0,72 Ga) e Dom Feliciano (0,65-0,54 Ga) (Saalman *et al.*, 2006; Hartmann *et al.*, 2007; Philipp *et al.*, 2016). No RS, o embasamento do cinturão é constituído por orto e por paragneisses, de idades paleoproterozoicas e arqueanas, que constituem o Terreno Taquarembó e que ocorrem como *inliers* no Terreno Tijucas e no Batólito Pelotas (Fernandes

et al., 1992; Saalman *et al.*, 2010; Philipp *et al.*, 2016). Estes fragmentos do embasamento constituem uma unidade maior, denominada Terreno Nico Perez (Oyhantçabal *et al.*, 2011). A formação do CDF compreendeu uma colagem de domínios oceânicos, de arcos magmáticos, de sedimentos de margem passiva e de *inliers* de embasamento, desenvolvida entre os crátons Rio de La Plata (CRLP) e Luis Alves (CLA), o Terreno Nico Perez (TNP) e os crátons Kalahari e Congo. A longa evolução, de ca. 450 Ma, envolveu o desenvolvimento de dois ciclos orogênicos, caracterizados por: (i) magmatismo pré-colisional e formação dos arcos Passinho e São Gabriel; e (ii) magmatismo sin a pós-colisional e formação do arco Dom Feliciano (Chemale Jr., 2000; Saalman *et al.*, 2010; Philipp *et al.*, 2016).

Na região Sul do Brasil, a identificação dos processos de subducção e a geração das associações metavulcano-sedimentares e plutônicas, de idade toniana, estiveram associada às análises de isótopos de Nd e às datações pelo método U-Pb em zircão (Machado *et al.*, 1990; Babinski *et al.*, 1996; Leite *et al.*, 1998; Remus *et al.*, 1999, 2000). A identificação destas associações sugeriu a presença de um pequeno oceano, separando o CRLP e o TNP, que se fundiriam, ao final do Criogeniano (Saalman *et al.*, 2005, 2006; Hartmann *et al.*, 2011; Gubert *et al.*, 2016; Laux *et al.*, 2017; Vedana *et al.*, 2017; Philipp *et al.*, 2018). As rochas neoproterozoicas juvenis, relacionadas aos arcos intraoceânicos expostos no TSG, oferecem uma oportunidade singular de investigação da tectônica Brasileira. O magmatismo pré-colisional e de natureza juvenil, que caracteriza a evolução inicial do CDF, foi referido como orogenias Passinho e São Gabriel (Leite *et al.*, 1998; Saalman *et al.*, 2005, 2006; Hartmann *et al.*, 2007). Um segundo ciclo magmático, associado ao fechamento do Oceano Adamastor e à colisão continental com os crátons africanos, foi

acompanhado por metamorfismo orogênico de médio-alto grau, sob condições de pressão média. Este evento, entre 650 Ma e 620 Ma, promoveu intenso magmatismo granítico e reciclagem crustal, com movimentações pós-colisionais, que se estenderam, até o final do Ediacarano (540 Ma) (Philipp *et al.*, 2016).

3 GEOLOGIA DO TERRENO SÃO GABRIEL

O TSG é constituído por associações metaplutônicas e metavulcano-sedimentares, relacionadas a dois arcos juvenis, de idades tonianas, intercaladas com complexos ofiolíticos e com metassedimentos de margem passiva. As associações magmáticas apresentam razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,705$, valores positivos de $\text{ENd}(t)$ (+1 a +6) e idades-modelo Nd (T_{DM}) entre 1,2 e 0,8 Ga, indicando uma composição mantélica e juvenil (Soliani Jr., 1986; Babinski *et al.*, 1996; Saalman *et al.*, 2005; Vedana *et al.*, 2017; Philipp *et al.*, 2018). As unidades do TSG constituem cinco segmentos, que expõem, de noroeste para sudeste: (i) suítes granitoides, relacionadas a um arco de margem continental; (ii) complexos metavulcano-sedimentares, de composição cálcico-alcalina, e metamáficos-ultramáficos (ofiolitos); (iii) complexos metassedimentares de bacias tardi-orogênicas; (iv) complexo ortognáissico de arco intraoceânico; e (v) complexos metassedimentares siliciclásticos de margem passiva (Fig. 1C). Os contatos entre estas unidades são definidos por zonas de cisalhamento dúcteis, de direção N20-40°E, cujas terminações, ao sul, são afetadas pelo Zona de Cisalhamento de Ibaré (ZCI), de direção N70°W. A oeste e ao norte, as unidades do TSG são cobertas por rochas sedimentares da Bacia do Paraná. As principais estruturas e as relações de contato entre as unidades do TSG podem ser observadas nas seções geológicas da Figura

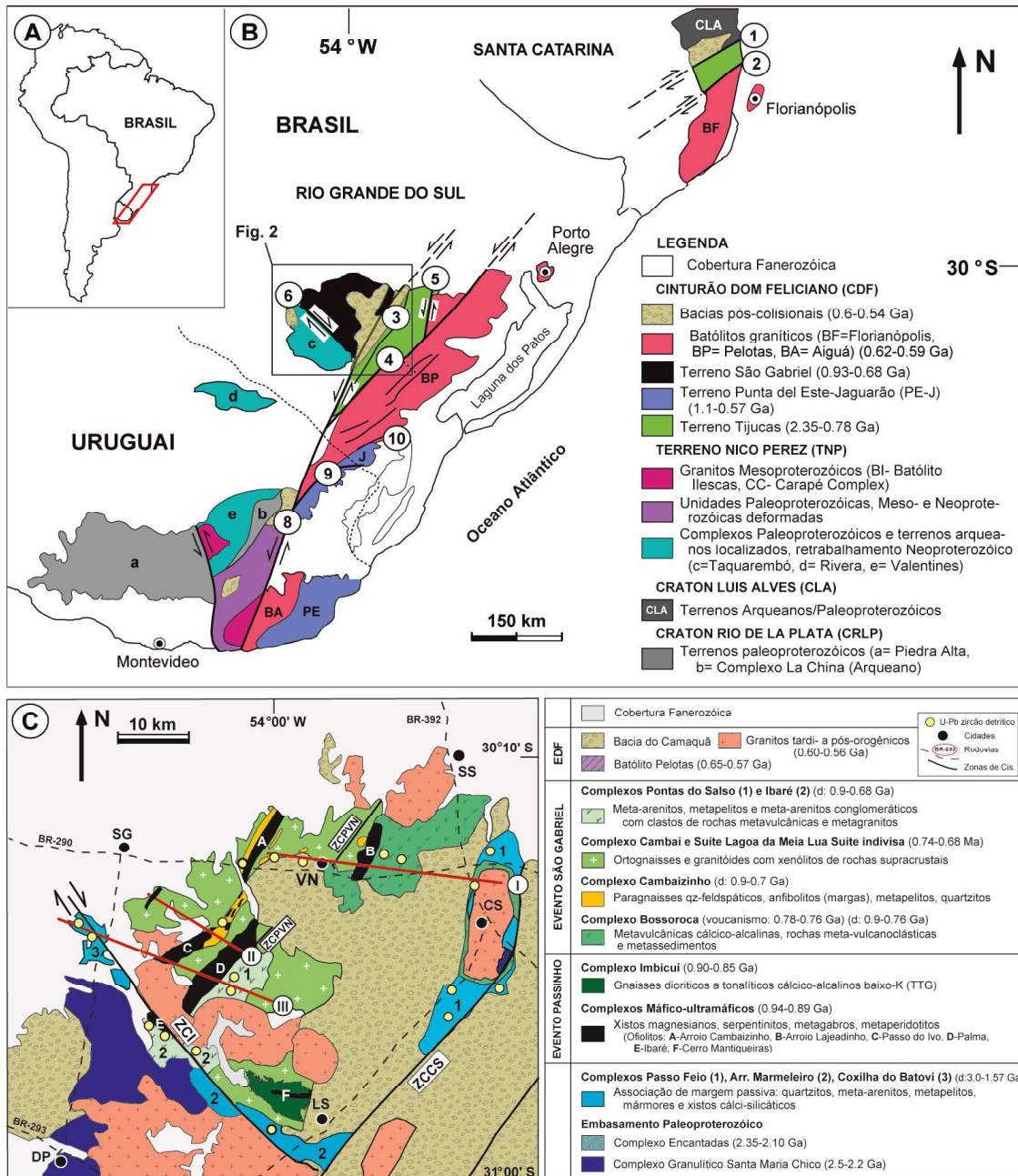


Figura 1 – A) Localização do Cinturão Dom Feliciano na América do Sul; B) Mapa geotectônico da porção sul da Província da Mantiqueira, mostrando as unidades do Cinturão Dom Feliciano e do Terreno Nico Perez (zonas de cisalhamento: 1 - Itajai-Perimbó, 2 - Major Gercino, 3 - Santana da Boa Vista, 4 - Dorsal de Canguçu, 5 - Passo do Marinheiro, 6 - Ibaré, 7 - Sarandi Del Y, 8 - Sierra Ballena, 9 - Cerro Amaro e 10 - Arroio Grande); C) Mapa geológico do Terreno São Gabriel, mostrando suas principais unidades (legenda: EDF - Evento Dom Feliciano (0,65-0,57 Ga), d - intervalo de dados de zircão detritico U-Pb); zonas de cisalhamento: ZCCS - Caçapava do Sul, ZCDC - Dorsal do Canguçu, ZCI - Ibaré e ZCPVN - Palma-Vila Nova do Sul; seções geológicas: I - Vila Nova do Sul-Bossoroca, II - Panorama-Cerro do Ouro e III - Coxilha do Batovi-Palma-Pontas do Salso; cidades: B - Bagé, DP - Dom Pedrito, CS - Caçapava do Sul, LS - Lavras do Sul, VN - Vila Nova do Sul e SG - São Gabriel) (modificado de Philipp *et al.* (2018)). Círculos amarelos: localização das amostras de zircão detritico (modificado de Philipp *et al.* (2018)).

2A. As zonas de cisalhamento, que delimitam o TSG a leste e ao sul, representam uma zona de sutura profunda, definida por anomalias

gravimétricas e magnetométricas, que separam o TSG e o Terreno Nico Perez, representado, no RS, pelo Terreno Taquarembó e por

uma trilha quase contínua de *inliers* de ortognaisses paleoproterozoicos no Terreno Tijuucas (Fernandes *et al.*, 1992; Saalman *et al.*, 2010).

O magmatismo dos arcos tonianos está representado pelos ortognaisses do Complexo Imbicuí (0,9-0,86 Ga), por rochas metavulcano-sedimentares do Complexo Bossoroca (CB) (0,78-0,76 Ga) e por ortognaisses e metagranitoides do Complexo Cambaí (CC) (0,75-0,72 Ga) (Philipp *et al.*, 2018). Os granitoides intrusivos da Suíte Lagoa da Meia Lua (SLML) (0,70-0,68 Ga) caracterizam o magmatismo tardi-orogênico. A deposição dos metassedimentos dos complexos Ibaré e Pontas do Salso caracterizam o colapso do TSG, em torno de 0,68 Ga (Vedana *et al.*, 2017).

As diferentes unidades do TSG podem ser agrupadas em quatro associações petrotectônicas: (i) Prisma Acrescionário da Palma; (ii) associações de arco magmático; (iii) magmatismo e sedimentação tardi-orogênica; e (iv) associação vulcano-sedimentar da Bacia do Camaquã e plutons associados, formados no intervalo entre 0,61 Ga e 0,54 Ga, associados aos processos tectônicos do período pós-colisional da Orogenia Dom Feliciano.

3. 1 Prisma Acrescionário da Palma

O Prisma Acrescionário da Palma é constituído por complexos ofiolíticos, caracterizados por corpos alongados de serpentinitos, envoltos por faixas métricas de clorita-clinocloro xistos, de talco xistos e de tremolita xistos, intercalados com metapelitos, com cristas contínuas de metachert (quartzito puro) e com raras formações ferríferas bandadas (BIFs). No interior dos serpentinitos, foram identificados relictos de metaharzburgitos, de metadunitos, de metaproxenitos e de metagabros (Oliveira, 1981;

Chemale Jr., 1982; Koppe *et al.*, 1985; Remus, 1990; Leite *et al.*, 1998). Os complexos ofiolíticos ocorrem como faixas alongadas, segundo a direção NE-SW, com ca. de 10-20 km de comprimento e de 1-2 km de largura. São concordantes com a estrutura regional e mantêm contato tectônico com os complexos ortognaissicos e metavulcano-sedimentares. Os ofiolitos constituem seis corpos principais, denominados Cerro Mantiqueira, Ibaré, Passo do Ivo, Palma, Cambaizinho e Arroio Lajeado (Fig. 1C).

O Complexo Ibaré, situado a SW da Palma, apresenta uma ampla exposição de serpentinitos, com corpos tabulares e intrusivos de albitos, com 40-80 cm de espessura, interpretados como albitos (Jost & Vilwoock, 1966; Jost, 1966). Os autores descrevem a ocorrência de massas irregulares de clorititos e de turmalinitos, junto ao contato com o Granito Santa Rita. O Ofiolito Cerro Mantiqueira, exposto na porção sul do TSG, é constituído por corpos de serpentinitos, envoltos por faixas restritas de tremolita xistos e de talco-clorita-tremolita xistos (Fig. 1C). Cristais reliquiais de olivina e de cromita de metaperidotitos mostraram composições típicas de ofiolitos (Leite *et al.*, 1998; Hartmann & Chemale Jr., 2003). Metaultrafilitos serpentinizados, com a assembleia Antofilita + Forsterita + Enstatita + Diopsídio, caracterizam o metamorfismo orogênico M_1 de grau médio-alto da série de baixa P/T. A formação das zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo, sin-tectônicas ao metamorfismo M_2 , indicam condições retrometamórficas entre a Fc. Xistos Verdes Superior e a Anfibolito Inferior. Hartmann & Chemale Jr. (2003) interpretaram os metamorfismos M_1 e M_2 como relacionados aos eventos São Gabriel e Dom Feliciano, respectivamente. Dados geocronológicos indicam que os ofiolitos são tonianos (0,93-0,89 Ga) (Arena *et al.*, 2016).

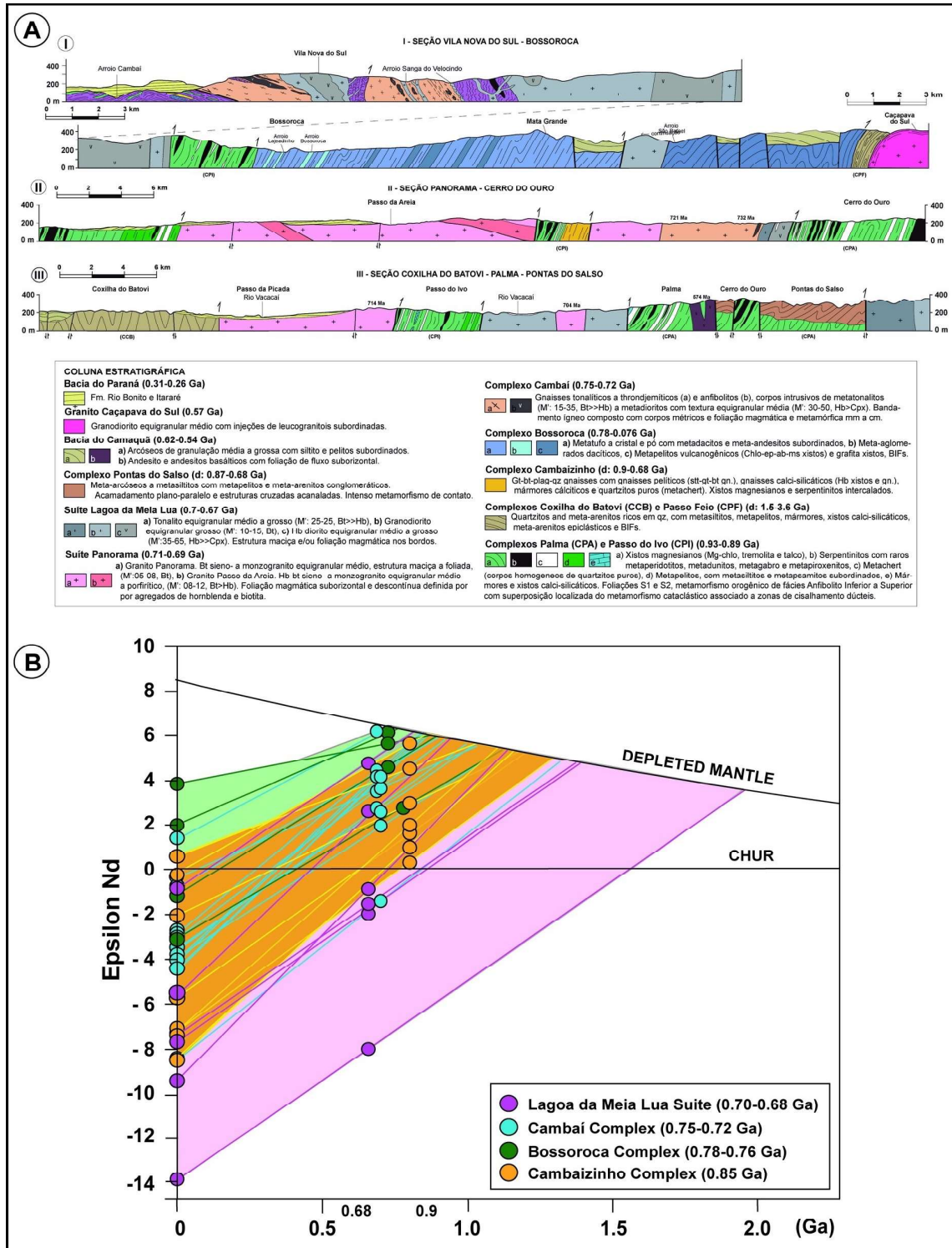


Figura 2 – A) Seções geológicas, mostrando as principais estruturas e relações estratigráficas entre as unidades do Terreno São Gabriel: I) Vila Nova do Sul-Bossoroca, II) Panorama-Cerrito e III) Coxilha do Batóvi-Palma-Pontas do Salso. Localizações no mapa da Figura 1C (modificado de Laux *et al.* (2017) e de Philipp *et al.* (2018)); B) Composição isotópica de Nd dos complexos metavulcano-sedimentares e plutônicos do Terreno São Gabriel. Fontes dos dados: Saalman *et al.* (2005), Philipp *et al.* (2018).

Associado a rochas metaultramáficas e máficas, o Complexo Cambaizinho (CCz) é constituído por gnaisse quartzo-feldspáti-

cos (meta-arenitos), intercalados com corpos subordinados de gnaisse pelíticos, calci-silicáticos e de mármores (Fig. 1C). Estes litóti-

pos são encontrados como xenólitos métricos e como pendentes de teto, de algumas dezenas de metros, no interior dos ortognaisses do CC e nos granitos da SLML (Hartmann *et al.*, 2011). Os gnaisses qz-feldspáticos são dominantes, com bandamento milimétrico regular e contínuo, alternando níveis félsicos, ricos em quartzo-plagioclásio, e níveis máficos, ricos em biotita e em granada, com estauroлита. As condições metamórficas variam entre a fácies anfibolito inferior a superior (Remus, 1990; Lena *et al.*, 2014). Philipp *et al.* (2018) obtiveram uma isócrona de Sm-Nd (granada-rocha total) de 807 ± 31 Ma em granada-biotita-plagioclásio-qz gnaisse. Dados isotópicos de Nd e de ^{18}O mostraram que as rochas do CCz derivaram da erosão de rochas juvenis (Saalman *et al.*, 2005; Lena *et al.*, 2014; Philipp *et al.*, 2018).

3.2 Associações de arco

O magmatismo do Arco Passinho está representado pelos ortognaisses do Complexo Imbicuí (CI), constituídos, na sua porção central, por gnaisses tonalítico-trondhjemíticos, envoltos, ao norte e ao sul, por gnaisses dioríticos (Kramer, 1995; Philipp *et al.*, 2018). O CI tem disposição alongada, segundo a direção E-W, e ocorre na porção sul do TSG, em contato com as rochas do Ofiolito Cerro Mantiqueira (Fig. 1C). Os gnaisses mostram bandamento regular e contínuo, com evolução estrutural complexa e polifásica. Apresentam composição toleítica e cálcio-alcálica baixo-K e idades entre 900-860 Ma, com contemporaneidade entre magmas ácidos e básicos. O metamorfismo orogênico M_1 é definido pelas assembleias plagioclásio + hornblenda + biotita e plagioclásio + hornblenda + diopsídio, indicando condições metamórficas da fácies anfibolito médio a superior e pressão baixa. Um evento retrometamórfico (M_2) de fácies xisto verde

superior e anfibolito inferior está caracterizado por associações com albita+actinolita+clorita+epidoto.

As unidades que constituem o Arco São Gabriel são dominantes e incluem as rochas metavulcano-sedimentares do Complexo Bossoroca (780-760 Ma) (Machado *et al.*, 1990; Remus *et al.*, 1999; Gubert *et al.*, 2016) e os ortognaisses e os metagranitos do Complexo Cambaí (750-720 Ma) (Leite *et al.*, 1998; Hartmann *et al.*, 2011; Laux *et al.*, 2017). Ambas as unidades são cortadas por corpos de granodioritos e de dioritos tardi-orogênicos da SLML (700-670 Ma) (Hartmann *et al.*, 2011; Laux *et al.*, 2017) e por rochas máficas-ultramáficas estratiformes do Gabro-Peridotito Mata Grande (Philipp *et al.*, 2018). Níveis de meta-arenitos conglomeráticos dos complexos Ibaré e Pontas do Salso apresentam seixos correlacionáveis às rochas metavulcânicas do CB e de granitoides da SLML (Vedana *et al.*, 2017).

O Complexo Bossoroca ocorre na porção nordeste do TSG e consiste em meta-tufos e em fluxos de lava de composição dacítica a andesítica, associados a metassedimentos vulcanogênicos e a BIFs (Wildner, 1990; Porcher *et al.*, 1995; Remus *et al.*, 1999; Gubert *et al.*, 2016). As rochas metavulcânicas têm afinidade cálcio-alcálica de baixo-médio-K e idades ígneas entre 780-760 Ma, com idades metamórficas de 710-700 Ma (Remus *et al.*, 1999; Hartmann *et al.*, 2011). As rochas metavulcanoclásticas (Abclo-ep-musc xistos), expostas na porção NW do Complexo Passo Feio, foram correlacionadas às rochas do CB, a partir de dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos (Philipp *et al.*, 2018). O Complexo Cambaí (CC) é constituído por gnaisses tonalítico-trondhjemíticos e dioríticos e por metatonalitos, por metagranodioritos e por metadioritos intrusivos. Apresentam composição cálcico-alcálica médio-K e afinidade metaluminosa, com idades U-Pb de 750-720 Ma. Os

gnaisse registram uma evolução polifásica, enquanto os metagranitoides constituem corpos compostos, com relações de contemporaneidade entre termos tonalíticos e dioríticos.

3.3 Magmatismo tardi-orogênico

A Suíte Lagoa da Meia Lua (LMLS) é constituída por corpos intrusivos de tonalitos, de granodioritos e de dioritos, com idades entre 700-670 Ma, e que apresenta formas alongadas, segundo N20-30°E (Babinski *et al.*, 1996; Hartmann *et al.*, 2011; Laux *et al.*, 2017). O Gabro-Peridotito da Mata Grande é um corpo estratiforme intrusivo nos granitoides do CC e correlato às unidades da SLML (Philipp *et al.*, 2018).

As rochas metavulcano-sedimentares dos complexos Pontas do Salso e Ibaré estão expostas na porção sudoeste do TSG e são constituídas por lentes dominantes de metapsamitos, intercaladas com metapsamitos conglomeráticos, com metasiltitos feldspáticos e com metapelitos. Os metassedimentos mostram feições de imaturidade textural e clastos de rochas metavulcânicas e de granitoides, correlatos às rochas do CB e às da SLML. A composição andesítica a dacítica e a afinidade cálcico-alcálica médio-K indicam que os metassedimentos derivaram de fontes mantélicas juvenis (Vedana *et al.*, 2017). A proveniência de zircão detrítico apresentou fontes com idades entre 900-700 Ma e com idade mínima de deposição de 680 Ma, sugerindo que os complexos foram depositados em uma bacia tardi-orogênica, gerada durante o colapso do Arco de São Gabriel (Vedana *et al.*, 2017; Philipp *et al.*, 2018).

3.4 Associações de margem passiva

Os complexos Passo Feio, Arroio Marmeleiro e Coxilha do Batovi estão constituídos por sucessões metassedimentares sili-

ciclásticas maduras, dispostas ao longo dos limites leste e sul do TSG, e representam as unidades mais antigas do terreno. Estão constituídos por metapsamitos, quartzitos, metassiltitos, metapelitos, mármore e xistos cálcio-silicáticos, com intercalações tectônicas de rochas metavulcanoclásticas e de xistos magnesianos. Os metapsamitos são ricos em quartzo e em plagioclásio, com raros fragmentos líticos, indicando proveniência de áreas de reciclagem orogênica. Mostram contatos tectônicos com as unidades juvenis e registram uma evolução estrutural polifásica, com condições metamórficas entre as fácies xisto verde inferior e anfibolito superior (estauroлита) da série de média P/T. Perfis colunares apresentados para o Complexo Coxilha do Batovi sugerem uma sucessão de metassedimentos, provavelmente, depositados em ambiente deltaico (Philipp *et al.*, 2018).

4 ISOTÓPOS DE Sr E DE Nd

As rochas dos complexos Cambaizinho e Bossoroca apresentaram valores baixos da razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7014-0,7039), similares aos ortogneisses do CC (0,701-0,705), ambas indicativas de fontes mantélicas (Soliani Jr., 1986; Silva Filho, 1984; Remus, 1990; Babinski *et al.*, 1996). Os granitos da SLML, com razões entre 0,704 e 0,708, registram um pouco de influência crustal. Estes complexos apresentaram valores de épsilon Nd positivos e idades-modelo T_{DM} entre 1,2 Ga e 0,77 Ga (Fig. 2B). Os paragneisses do CCz têm valores de ENd(t) entre +0,39 e +5,64 e idades-modelo de 1,28-0,86 Ga. Esta fonte juvenil foi confirmada por dados de ^{18}O , obtidos por Lena *et al.* (2014), com valores entre +3,2 e +9,6, caracterizando três grupos de fontes distintas e uma evolução progressiva, a partir de rochas ígneas, geradas em um arco intraoceânico, evoluindo para um arco de

margem continental. Os metassedimentos do Complexo Bossoroca mostraram ENd(t) entre +2,53 e +6,23 e idades-modelo de 1,19-0,77 Ga, enquanto as rochas metavulcânicas apresentaram ENd(t) entre +6,0 e +7,8 e idades-modelo de 0,96-0,92 Ga (Philipp *et al.*, 2018). Gnaisses tonalíticos-dioríticos e metagranitóides do CC exibiram valores ENd(t) entre +1,99 e +6,43, com idades-modelo Nd de 1,04-0,86 Ga. Os corpos intrusivos da SLML produziram valores ENd(t) entre +3,01 e +5,2 e idades-modelo de 1,1-0,82 Ga. Duas amostras, entretanto, apresentaram valores de ENd(t) de -7,52 e -0,22 e idades-modelo de 1,97-1,6 Ga, confirmando a participação crustal no magmatismo da suíte.

5 GEOCRONOLOGIA

O entendimento das evoluções estratigráfica e tectônica do TSG está relacionado ao uso da geocronologia. As primeiras investigações estabeleceram idades relativas, com base no grau de complexidade estrutural (Goni *et al.*, 1962; Jost & Villwock, 1966). Análises de K-Ar e de Rb-Sr em minerais e em rocha-total indicaram que as rochas metaígneas foram geradas entre 1,0 Ga e 0,68 Ga (Cordani *et al.*, 1974; Teixeira, 1982; Silva Filho, 1984; Soliani Jr., 1986). As microanálises das razões U-Pb em cristais de zircão confirmaram este intervalo e as imagens de catodoluminescência inseriram importantes considerações evolutivas.

As investigações U-Pb SHRIMP dos complexos ofiolíticos indicaram que os plagiogranitos, associados ao Ofiolito Ibaré, têm idade magmática de 892 ±3 Ma (Arena *et al.*, 2016). Clorita xistos do Ofiolito Cerro Mantiqueira mostraram idade de 923 ±3 Ma em núcleos herdados de cristais de zircão e em bordos metamórficos de 787 ±13 Ma, interpretados como idade máxima de serpentinização e de colocação dos ofiolitos.

5.1 Magmatismo dos arcos tonianos Passinho e São Gabriel

O Arco Passinho, representado pelo Complexo Imbicuí, mostrou gnaisses dioríticos, com idades de 879 ±14 Ma (Leite *et al.*, 1998) e de 875 ±5 Ma, similares às dos gnaisses tonalíticos, de 890 ±9 Ma e de 885 ±3 Ma (Philipp *et al.*, 2018). Corpos intrusivos de dioritos e de tonalitos do CC apresentaram idades de 740-710 Ma (Leite *et al.*, 1998).

O magmatismo sin-orogênico do Arco São Gabriel registrou, em metadacitos do Complexo Bossoroca, idades U-Pb (TIMS) de 753 Ma (Machado *et al.*, 1990) e idades U-Pb (SHRIMP) de 756 ±14 Ma (Remus *et al.*, 1999), enquanto amostras de metatufo a cristal e de meta-aglomerados dacíticos resultaram em idades de 767 ±3 Ma e de 765 ±10 Ma (Gubert *et al.*, 2016). Philipp *et al.* (2018) correlacionaram as rochas metavulcanoclásticas (ab-clo-ep-ms xistos), expostas na porção noroeste do CPF, às rochas metavulcânicas do CB, apresentando dados de zircão detrítico com idades entre 870-700 Ma, similares às obtidas por Remus *et al.* (1999) e por Lopes *et al.* (2015). Na porção plutônica do arco, os ortognaisses do Complexo Cambaí produziram idades magmáticas entre 750-720 Ma (Leite *et al.*, 1998; Hartmann *et al.*, 2011; Vedana *et al.*, 2017). Para o magmatismo tardi-orogênico da SLML, foram obtidas idades U-Pb em zircão entre 710-680 Ma, destacando 703 ±7 Ma (Tonalito Buriti), 704 ±3 Ma (Granito Santa Zélia), 690 ±2 Ma e 694 ±5 Ma (tonalito e trondhjemitito da BR-290), 682 ±2 Ma (Granodiorito Cerca de Pedra) e 680 ±2 Ma (Granodiorito Sanga do Jobim) (Babinski *et al.*, 1996; Hartmann *et al.*, 2011; Laux *et al.*, 2017). Uma amostra de gabro do Gabro-Peridotito Mata Grande apresentou idade de 668 ±3 Ma (Philipp *et al.*, 2018).

Os metassedimentos dos complexos

Cambaizinho, Ibaré e Pontas do Salso, que ocorrem no interior do TSG e que representam segmentos de bacias de arco, apresentaram idades de zircão detrítico entre 0,86-0,70 Ga, indicando erosão das rochas ígneas dos arcos Passinho e São Gabriel (Fig. 3A) (Lena *et al.*, 2014; Vedana *et al.*, 2017; Philipp *et al.*, 2018).

5.2 Bacias de margem continental passiva ou intracratônicas

As sucessões siliciclásticas maduras dos complexos Passo Feio, Arroio Marmeleiro e Coxilha do Batovi, que margeiam os limites do TSG e que se situam próximas às associações do embasamento, apresentaram um amplo intervalo de idades U-Pb em zircão detrítico (entre 3,6 Ga e 1,0 Ga), indicando fontes variadas, com predomínio de rochas paleoproterozoicas, com idades arqueanas e mesoproterozoicas subordinadas (Fig. 3A).

6 DISCUSSÕES

6.1 Idades U-Pb em zircão detrítico e potenciais áreas de fontes

As características composicionais e texturais, os padrões de idades de zircão detrítico e as idades mínimas de deposição revelaram dois grupos distintos de rochas-fontes e de tipos de bacias sedimentares para os complexos metamórficos supracrustais do TSG: (i) bacias de arco, com rochas-fontes, relacionadas ao magmatismo juvenil toniano; e (ii) bacias de margem continental passiva, com fontes mistas, relacionadas a rochas dos núcleos cratônicos e das faixas móveis, de idade paleoproterozoica, que os envolvem (Philipp *et al.*, 2018).

Os metassedimentos dos complexos Cambaizinho, Bossoroca, Ibaré e Pontas do Salso mostraram feições texturais imaturas e importantes componentes vulcanogênico e

químico-exalativo associados. Os cristais de zircão detrítico destes complexos provêm de fontes com idades entre 0,89-0,68 Ga, derivadas de rochas ígneas dos arcos Passinho (0,9-0,85 Ga) e São Gabriel (0,78-0,72 Ga). A composição dos isótopos de Sr e de Nd reforça as fontes mantélicas juvenis e confirma a erosão das rochas magmáticas pré-colisionais dos arcos do TSG (Babinski *et al.*, 1996; Saalman *et al.*, 2005; Lena *et al.*, 2014; Arena *et al.*, 2016; Vedana *et al.*, 2017; Philipp *et al.*, 2018). A preservação de cristais de zircão euédricos indica que os metassedimentos experimentaram um transporte curto. O pequeno intervalo de ca. de 300 Ma entre as idades de cristalização (CA) e de deposição (DA) apontam para uma deposição em bacias de arco sin a tardi-orogênicas (Fig. 3B) (Philipp *et al.*, 2018).

Os metassedimentos siliciclásticos maduros dos complexos Passo Feio, Arroio Marmeleiro e Coxilha do Batovi foram derivados de rochas-fontes, com idades entre 3,6 e 1,0 Ga, com pico de idades entre 2,6 Ga e 1,8 Ga. Os padrões de distribuição cumulativa das idades de zircão detrítico mostraram uma diferença de ca. 1,5-2,0 Ga entre as idades de cristalização e de deposição (Fig. 3B). Os diversos grupos de zircão mostraram tamanhos e formas distintas e elevado grau de arredondamento, feições comuns de sedimentos com uma longa história de transporte sedimentar. Estas características, indicando a deposição em uma bacia de margem passiva alimentada por fontes, são regionais e relacionadas às unidades do Cráton Rio de La Plata e do Terreno Nico Perez. Uma discussão detalhada sobre as principais fontes, em termos de idades e de unidades litoestratigráficas e tectônicas, pode ser encontrada em Philipp *et al.* (2018).

6.2 Evolução tectônica e implicações geodinâmicas

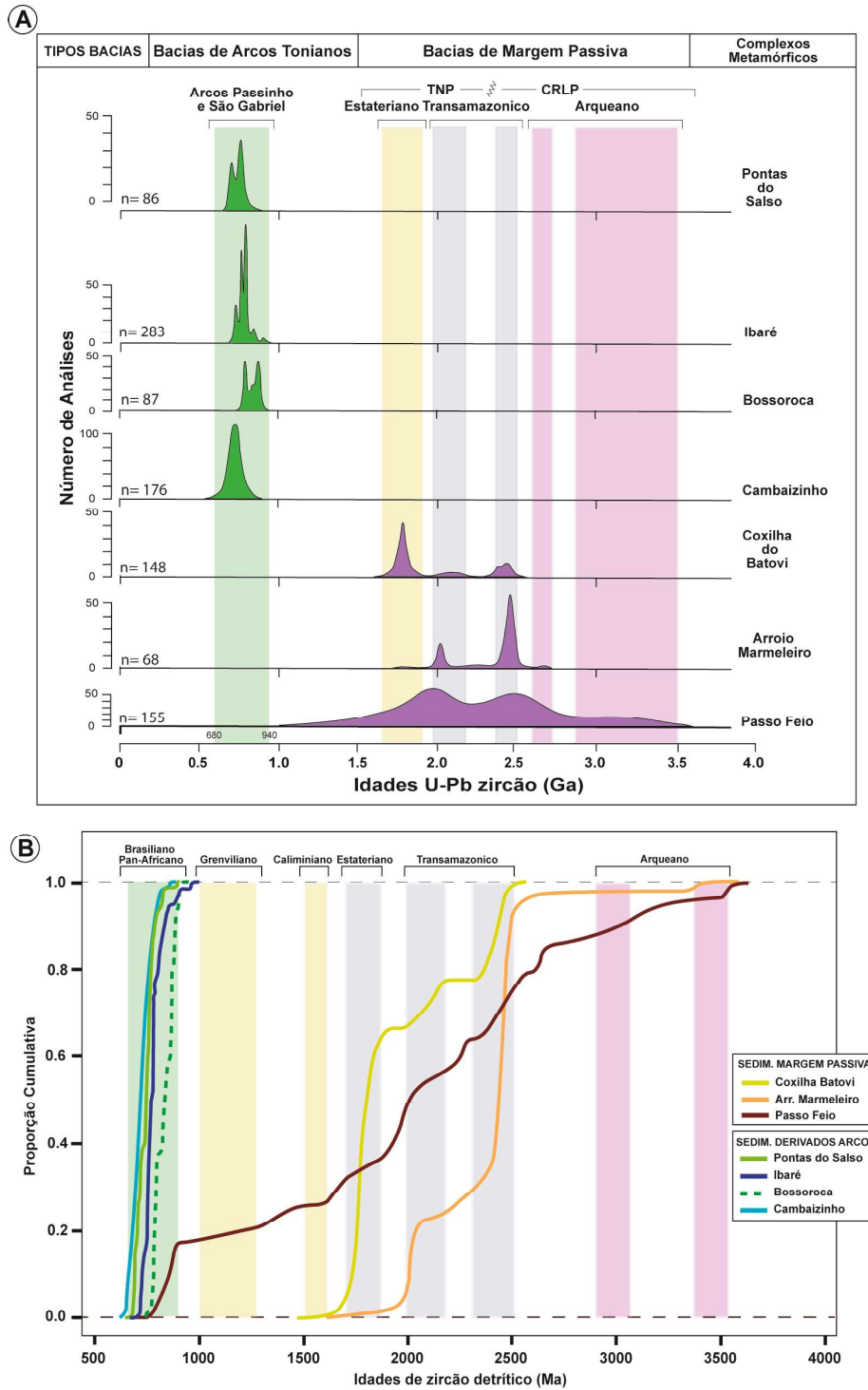


Figura 3 – A) Padrões de distribuição da proporção relativa (PDP) das idades de U-Pb em zircão detrítico dos complexos metavulcano-sedimentares do Terreno São Gabriel. Cada curva é construída, somando todas as idades individuais e as incertezas e, depois, normalizando pelo número de análises (mostrado à esquerda), de modo que cada curva seja proporcional, em área; B) Curvas de proporção cumulativa, mostrando a variação da diferença entre a idade de cristalização (CA), medida para um grão de zircão detrítico, e a idade de deposição (DA) da sucessão sedimentar em que ocorre. As barras com cores, ao fundo, representam os principais ciclos orogênicos e as unidades tectônicas regionais, que serviram de área-fonte. Fontes de dados: Arroios Marmeleiro e Bossoroca e Coxilha do Batovi (Philipp *et al.*, 2021), Cambaizinho (Lena *et al.*, 2014), Ibaré (Arena *et al.*, 2017 e Philipp *et al.*, 2021), Passo Feio (Lopes *et al.*, 2015 e Remus *et al.*, 2000), Pontas do Salso (Vedana *et al.*, 2017).

A colagem orogênica da Província Mantiqueira, durante o Ciclo Brasileiro, ocorreu em quatro fases tectônicas: a) 890-720 Ma; b) 660-610 Ma; c) 590-560 Ma; e d) 540-520 Ma (Silva *et al.*, 2005; Brito Neves *et al.*, 2014). Os cinturões Dom Feliciano, Ribeira e Araçuaí registraram o período Toniano, com unidades constituídas por rochas magmáticas juvenis, preservadas em associações de prisma acrescionário (complexos ofiolíticos e metassedimentos associados), em arcos magmáticos intraoceânicos e em bacias, relacionadas a arcos. As diferenças nos processos tectônicos e nos intervalos de idade dos eventos derivam da magnitude dos blocos envolvidos na formação do Gondwana e da diversidade de cenários paleogeográficos (Brito Neves *et al.*, 2014).

As rampas de cavalgamento subparalelas, de direção NE-SW, que estruturam o TSG, mostram uma zonação paleogeográfica (de NW para SE), marcada pela intercalação tectônica de sequências de prisma acrescionário, de rochas magmáticas e sedimentares, relacionadas aos arcos e às sucessões sedimentares de margem continental passiva (Saalman *et al.*, 2010; Philipp *et al.*, 2016a, 2018). Esta estruturação tem vergência tectônica para sudeste e resulta do evento colisional (0,71-0,70 Ga) entre o CRLP, os sistemas de arcos tonianos e o TNP (Philipp *et al.*, 2018). O posicionamento dos corpos tardi-orogênicos da SLML entre 0,70-0,68 Ga foi controlado por zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo, cuja movimentação soergueu blocos tectônicos e criou espaços, para a deposição dos metassedimentos dos complexos Ibaré e Pontas do Salso (Vedana *et al.*, 2017).

Os metassedimentos siliciclásticos dos complexos Passo Feio, Arroio Marmeleiro e Coxilha do Tabuleiro caracterizam sucessões geradas em uma bacia de margem passiva, com idade máxima de deposição de 1,5 Ga e situada próxima aos limites de uma

crosta continental antiga. Estes complexos constituem uma faixa contínua, ao longo dos limites leste e sul do TSG com o Terreno Nico Perez, afetados pelas zonas de cisalhamento Caçapava do Sul e Ibaré, estruturas interpretadas como uma zona de sutura, com base em dados geológicos e em anomalias gravimétricas e magnetométricas (Saalman *et al.*, 2010).

Os dados de zircão detrítico dos complexos supracrustais do TSG sustentam a formação de arcos magmáticos juvenis, durante o intervalo 0,89-0,70 Ga, refletindo os protólitos plutônicos (ortognaisses Imbicuí e Cambaí) e vulcânicos (Bossoroca), confirmando a existência de arcos intraoceânicos e de uma bacia precursora (oceano) (Saalman *et al.*, 2010; Philipp *et al.*, 2016a, 2018). No modelo esquemático da Figura 4, tendo, como base, a reconstrução paleogeográfica do Rodínia, o CRLP e o TNP estariam separados por um pequeno oceano, denominado Charrua, por Fragozo-Cesar (1990), que havia sido mencionado, desde os levantamentos estratigráficos de Jost & Villwock (1966), de Jost (1966) e de Szubert *et al.* (1977). O pequeno volume de rochas metamórficas geradas e a ocorrência restrita de complexos ofiolíticos, metavulcânico-sedimentares e ortognáissicos, relacionados ao magmatismo de arco, limitam a extensão da área oceânica. O intervalo de cristalização restrito dos complexos e as fontes juvenis suportam um curto espaço de tempo entre a fase *rift*, o início da convergência de placas e a implementação dos processos de subdução. Esses fatores levaram alguns autores a se opor à presença de um grande domínio oceânico, antes do início de sua evolução orogênica, propondo uma orogenia intracratônica para a maior extensão do sistema orogênico da Província da Mantiqueira (Konopásek *et al.*, 2020). Os autores salientam, entretanto, que o desenvolvimento da crosta oceânica ocorreu apenas na parte sul do sis-

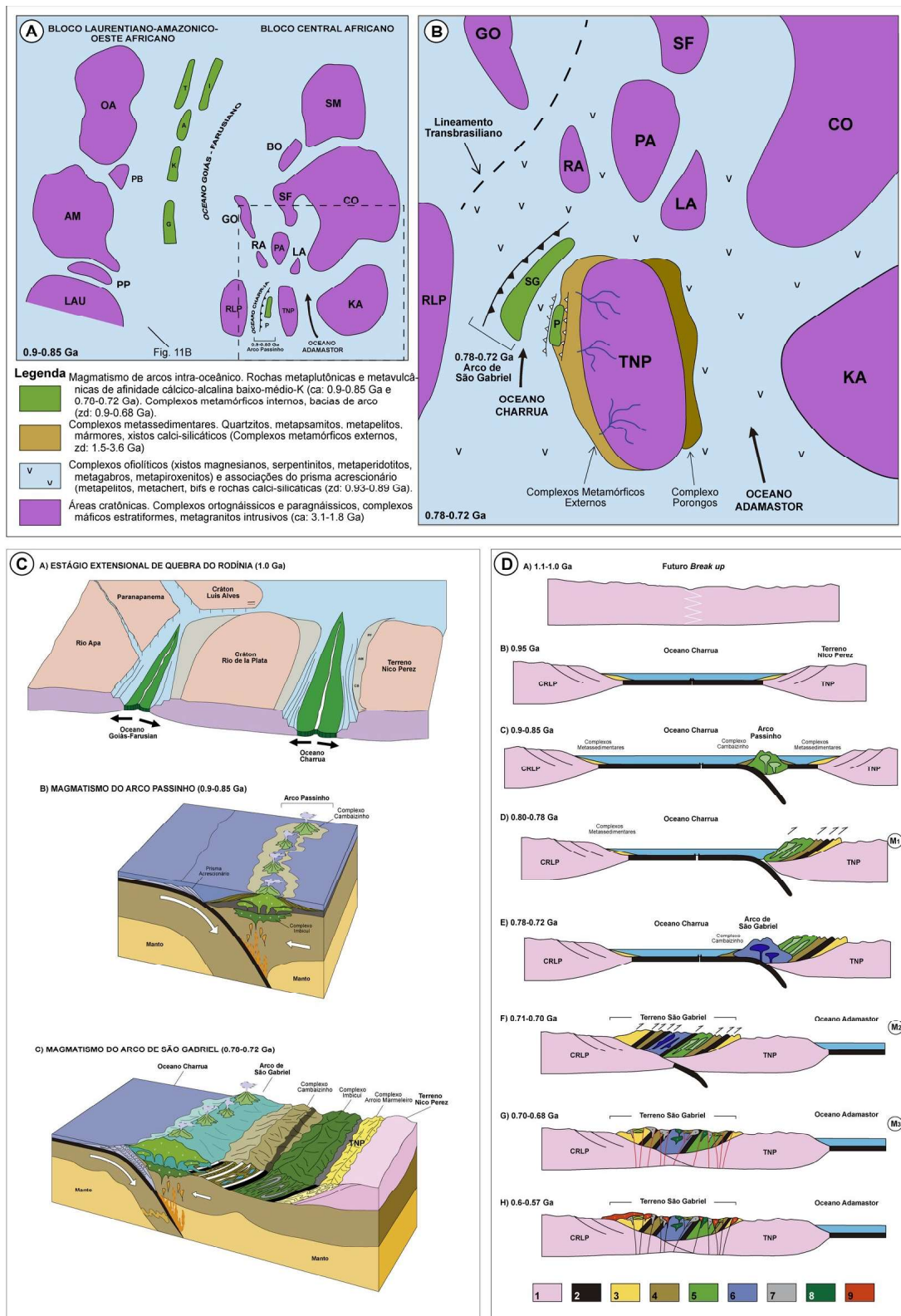


Figura 4 – A) Principais elementos tectônicos, relacionados ao Gondwana Ocidental (0,95-0,90 Ga); B) Detalhe da porção sudeste, com idade entre 0,78 Ga e 0,72 Ga: cratons: AM - Amazônico, CO - Congo, KA - Kalahari, LA - Luís Alves, LAU - Laurentia, RLP - Rio de La Plata, SF - São Francisco, SM - Saara e WA - Oeste Africano; fragmentos cratônicos: BO - Borborema, GO - Maciço Central de Goiás, PA - Paranapanema, PB - Parnaíba, PP - Pampa e RA - Rio Apa; arcos magmáticos: A - Amalaoula, G - Goiás, I - Iskel, K - Kabyé, P - Passinho, SG - São Gabriel e T - Tilemsi; C) A - Principais elementos tectônicos do Gondwana Ocidental (1,0 Ga), B - Detalhe da

porção sudeste do Oceano Charrua, mostrando a evolução intraoceânica do Arco Passinho (0,9-0,85 Ga) e C - Desenvolvimento do Arco São Gabriel e cavalgamento do Arco do Passinho e dos sedimentos de margem passiva sobre o Terreno Nico Perez; D) Modelo evolutivo do Terreno São Gabriel: A - Quebra do paleocontinente, B - Abertura do Oceano Charrua, C - Desenvolvimento do Arco Passinho, D - Metamorfismo orogênico (M_1) e cavalgamento do Arco Passinho e dos sedimentos de margem passiva sobre o Terreno Nico Perez, E - Desenvolvimento do Arco São Gabriel, F - Metamorfismo colisional (M_2) entre o CRLP e o TNP, G - Metamorfismo cataclástico (M_3), associado às zonas de cisalhamento de alto ângulo, com colocação do magmatismo pós-colisional da SLML e deposição das bacias Ibaré e Pontas do Salso e H - Reativação pós-orogênica e magmatismo cálcico-alcálico/shoshonítico a alcálico (Evento Dom Feliciano) (legenda: 1 - Embasamento, 2 - Complexos ofiolíticos, 3 - Metassedimentos margem passiva, 4 - Complexo Cambaizinho, 5 - Complexo Imbicuí, 6 - Complexos Bossoroca e Cambaí, 7/8 - Tonalitos/Dioritos SLML, 9 - Granitos tardi a pós-orogênicos do evento Dom Feliciano (modificado de Philipp et al. (2018)).

tema de *rift*, interpretado como estreito e semelhante ao Mar Vermelho.

7 CONCLUSÕES

Os dados geológicos, isotópicos e geocronológicos indicam que os complexos Cambaizinho, Ibaré e Pontas do Salso foram depositados no interior do TSG em bacias orogênicas, com sedimentação associada à erosão de rochas ígneas juvenis dos arcos Passinho (0,90-0,85 Ga) e São Gabriel (0,78-0,72 Ga). A paleogeografia dos antigos fragmentos de crosta continental e as associações magmáticas juvenis do TSG sugerem a presença de um pequeno oceano, denominado Charrua, localizado entre a porção nordeste do CRLP e a porção oeste do Terreno Nico Perez. O oceano Charrua não tem conexão com o Oceano Adamastor, que estava localizado a leste do Terreno Nico Perez e entre o Cráton do Kalahari.

REFERÊNCIAS

- Arena, K. R., Hartmann L. A. & Lana, C. 2016. Evolution of Neoproterozoic ophiolites from the southern Brasiliano Orogen revealed by zircon U-Pb-Hf isotopes and geochemistry. *Precambrian Research*, 285: 299-314.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Hartmann, L. A., Van Schmus, W. R. & Silva, L. C. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in Southern Brazil. *Geology*, 24(5): 439-442.
- Basei, M. A. S., Siga Jr., O., Masquelin, H., Hara-ra, 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., Campos, D. A. (Ed.). Tectonic Evolution of South American Platform*. Rio de Janeiro, SBG, p. 311-334.
- Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. & Pimentel, M. M. 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3): 493-518.
- Chemale Jr., F. 1982. *Geologia da Região de Palma, São Gabriel, Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, 136p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, UFRGS.
- Cordani, U. G., Halpern, M. & Berenholc, M. 1974. Comentários sobre as determinações geocronológicas da Folha de Porto Alegre. *In: Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha de Porto Alegre e Lagoa Mirim*. Brasília, DNPM, p. 70-84.
- Fernandes, L. A. D., Tommasi, A. & Porcher, C. C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of Dom Feliciano Belt. *Jour. of South Amer. Earth Sc.*, 5: 77-96.
- Fragoso-Cesar, A. R. S. 1990. Tectônica de Placas no Bloco São Gabriel (RS) em base a dados geológicos, geocronológicos e geoquímicos. *In: WORKSHOP DE GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E GEOCROLOGIA DAS REGIÕES SUL E SUDESTE DO BRASIL, 1990, São Paulo. Resumo Expandido*. São Paulo, SBGq, p. 8-16.
- Garcia, M. A. M. & Hartmann, L. A. 1981. Pe-

- trologia do Complexo Palma, RS. *Acta Geol. Leopoldensia*, 5(9): 51-119.
- Goñi, J. C., Goso, H. & Issler, R. S. 1962. Estratigrafia e Geologia Econômica do Pré-Cambriano e Eo-Paleozóico Uruguaio-Sul-Riograndense. *Esc. Geol. UFRGS*, 3: 1-105.
- Gubert, M., Philipp, R. P. & Basei, M. A. S. 2016. Geochronology of the Bossoroca Complex, São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil: tectonic implications for a Neoproterozoic São Gabriel Arc. *Jour. of South Amer. Earth Sc.*, 70: 1-17.
- Hartmann, L. A. & Chemale Jr., F. 2003. Mid-amphibolite facies metamorphism of harzburgites in the Neoproterozoic Cerro Mantiqueiras Ophiolite, southernmost Brazil. *Anais da Acad. Brasileira de Ciências*, 75(1): 109-128.
- Hartmann, L. A., Chemale, Jr. F. & Philipp, R. P. 2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Iannuzzi, R. & Frantz, J. C. (Ed.). *50 Anos de Geologia: Instituto de Geociências*. Porto Alegre, UFRGS, p. 97-123.
- Hartmann, L. A., Philipp, R. P., Santos, J. O. S. & McNaughton, N. J. 2011. Time frame of 753-680 Ma and juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, Brazil. *Gondwana Research*, 19: 84-99.
- Jost, H. 1966. Complexos básico-ultrabásicos do alto Rio Vacacá, São Gabriel, Rio Grande do Sul. *Notas e Estudos, Escola de Geologia, UFRGS*, 1(2): 51-61.
- Jost, H. & Villwock, J. A. 1966. Contribuição à estratigrafia do Pré-Cambriano no Rio Grande do Sul. *Notas e Estudos, Escola de Geologia, UFRGS*, 1(1): 13-26.
- Konopásek, J., Cavalcante, C., Fossen, H. & Janoušek, V. 2020. Adamastor, an ocean that never existed? *Earth-Science Reviews*, 205: 103201. DOI: 10.1016/j.earsci-rev.2020.103201.
- Koppe, J., Hartmann, L. A., Lisboa, P. F. C. & Monteiro, R. N. 1985. Aspectos geológicos e estratigráficos do Complexo Bossoroca, São Sepé, Rio Grande do Sul. In: SIMP. SUL-BRAS. GEOL., 1., 1985, Florianópolis. *Anais*, Florianópolis, SBG, v. 2, p. 32-36.
- Kraemer, G. 1995. Evolução Magmática e Tectônica da Suíte Ortometamórfica Imbicuí, Região de Lavras do Sul (RS). Porto Alegre, 99p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS.
- Laux, J. H. 2017. *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. Escala 1:100.000.
- Leite, J. A. D., Hartmann, L. A., McNaughton, N. J. & Chemale Jr., F. 1998. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southernmost Brazil. *International Geology Review*, 40: 688-705.
- Lena, L. O. F., Pimentel, M., Philipp, R. P., Armstrong, R. & Sato, K., 2014. The evolution of the Neoproterozoic São Gabriel Juvenile terrane, southern Brazil based on high spatial resolution U-Pb and ¹⁸O data from detrital zircon. *Precambrian Res.*, 247: 126-138.
- Lopes, C. G., Pimentel, M. M., Philipp, R. P., Gruber, L., Armstrong, R. & Junges, S. L. 2015. Provenance of the Passo Feio Complex, Dom Feliciano Belt: implications for the age of supracrustal rocks of the São Gabriel Arc, Brazil. *J. South Am. Earth Sc.*, 58: 9-17.
- Machado, N., Koppe, J. C. & Hartmann, L. A., 1990. A Late Proterozoic U-Pb age for the Bossoroca Belt, RGS, Brazil. *J. South Am. Earth Sc.*, 3(2-3): 87-90.
- Naumann, M. P., Hartmann, L. A., Koppe, J. C. & Chemale Jr., F. 1984. Sequências supracrustais, gnaisses graníticos, granulitos e granitos intrusivos da região de Ibaré-Palma, RS: geologia, aspectos estratigráficos e considerações geotectônicas. In: CONG. BRAS. DE GEOL., 33., Rio de Janeiro. *Anais*. . . Rio de Janeiro, SBG, v. 1, p. 2417-2425.

- Oliveira, M. T. G. 1982. Petrologia do maciço máfico-ultramáfico Passo do Ivo, São Gabriel, RS. *Acta Geol. Leopoldensia*, VI(11): 131-218.
- Oyhantçabal P., Siegesmund S. & Wemmer K. 2011. The Rio de la Plata Craton, a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *Intern. Jour. of Earth Sc.*, 100: 201-220.
- Philipp, R. P., Pimentel, M. M., Basei, M. A. S., Salvi, M., Lena, L. O. F., Vedana, L. A., Gubert, M. L., Lopes, C. G., Laux, J. H., Camozzato, E. 2021. U-Pb detrital zircon dating applied to metavolcano-sedimentary complexes of the São Gabriel Terrane: new constraints on the evolution of the Dom Feliciano Belt. The Precambrian to Paleozoic crustal growth of South America: From collisional to accretional tectonics. Oriolo, S., Hueck, M., Oyhantçabal, P., Siegesmund, S. (Eds.) *Journal of South American Earth Sciences*, (Submetido).
- 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.
- Philipp, R. P., Pimentel, M. M. & Basei, M. A. S. 2018. Tectonic Evolution of São Gabriel Terrane, Dom Feliciano Belt: the closure of Charrua ocean. In: Siegesmund, S. P., Oyhantçabal, G. & Basei, M. A. (Ed.). *Geology of SW Gondwana*, Springer, Cham, 243-265.
- Remus, M. V. D. 1990. *Geologia e Geoquímica do Complexo Cambaizinho, São Gabriel, RS*. Porto Alegre, 267p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS.
- Remus, M. V. D., McNaughton, N. J., Hartmann, L. A., Koppe, J. C., Fletcher, I. R., Groves, D. I. & Pinto, V. M. 1999. Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca volcanic arc of south Brazil: isotopic constraints on timing and sources. *J. South American Earth Sciences*, 12: 349-366.
- Saalmann, K., Hartmann, L. A., Remus, M. V. D., Koester, E. & Conceição, R. V. 2005. 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., 2006. Tectonic evolution of the Neoproterozoic São Gabriel block, southern Brazil: Constraints on Brasiliano orogenic evolution of the Rio de la Plata cratonic margin. *J. South Am, Earth Sc.*, 21: 204-227.
- Saalmann, K., Gerdes, A., Lahaye, Y., Hartmann, L. A., Remus, M. V. D. & Laufer, A. 2010. Multiple accretions at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. *Inter. Journal of Earth Sc.*, 100: 355-378.
- Silva Filho, B. C. 1984. Geology of the polyphase deformed Precambrian Terrane of the Vila Nova Region, Rio Grande do Sul, Southern Brazil. *Acta Geol. Leopold.*, 17: 35-152.
- Silva, L. C., McNaughton, N. J., Armstrong, R., Hartmann, L. A. & Fletcher, I. R. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: zircon-based U-Pb geochronologic division of Brasiliano/Pan-African systems. *Prec. Res.*, 136, 203-240.
- Soliani Jr., E. 1986. *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-Rio-Grandense e suas implicações de ordem geotectônica*. São Paulo, 201p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geotectônica, Universidade de São Paulo.
- Szubert, E. C., Kirchner, C. A., Grazia, C. A., Andriotti, J. L. S. & Shintaku, I. 1977. Projeto cobre nos corpos básico-ultrabásicos e efusivas do Rio Grande do Sul. In: *Relatório Final*. Porto Alegre, CPRM-DNPM, v. 2, 113p.
- Teixeira, U. 1982. Folhas SH. 22 - Porto Alegre, SI. 22. Lagoa Mirim e SH. 21 - Uruguaiana. Interpretação dos dados radiométricos e evolução geocronológica. In: *Relatório Projeto RADAMBRASIL*, Florianópolis, 78p.

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.

Wildner, W. 1990. *Caracterização geológica e geoquímica das seqüências ultramáfica e vulcano-sedimentar da Região da Bossoroca*. Porto Alegre, 215p. Dissertação de Mestrado, Programa Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS.