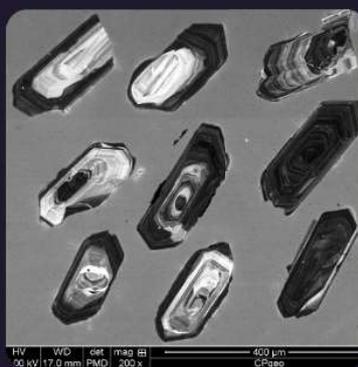


SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA

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, geofomas 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.

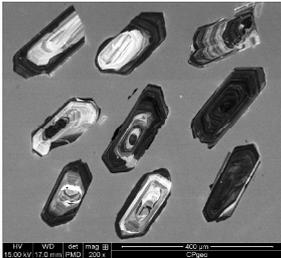


Imagem de catodoluminescência de cristais de zircão pertencentes ao Batólito de Florianópolis. Aumento de 200 vezes. Imagem e legenda de Andréa Ritter Jelinek.



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

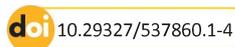
CDD 551

CDU 551.1/.4

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

Índices para catálogo sistemático:

1. Geologia 551



O Complexo Brusque e o Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina

Roberto Sacks de *Campos*^{1*}, Ruy Paulo *Philipp*²

¹ Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal de Santa Catarina

² Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

* autor correspondente: roberto.campos@ufsc.br

1 INTRODUÇÃO

O Complexo Brusque é uma das principais unidades do Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina e sua caracterização foi objeto de projetos de mapeamento geológico executados pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), de investigações petrológicas promovidas por teses, por dissertações e por trabalhos de conclusão de diversas universidades (USP, UFRGS, UFSC, UFPR, UNIPAMPA e UNISINOS). Entre as décadas de 50 e 80, ocorreu significativa contribuição associada à prospecção e à mineração de ouro.

As rochas metavulcano-sedimentares do complexo caracterizam uma sequência supracrustal que repousa sobre uma crosta continental antiga caracterizada como Cráton Luis Alves, constituído por complexos ortognáissicos de médio a alto grau e de idade Paleoproterozoica a Arqueana. As relações entre estas unidades remontam à reconstrução do Rodínia e da porção SW do Gondwana. Os processos colisionais que afetaram estas unidades durante a construção do cinturão destruíram as relações estratigráficas originais e tornaram o entendimento destas rochas um complexo desafio.

Nas últimas décadas, houve constante produção de dados geológicos relacionados a atividades de mineração e de expansão da rede de infraestrutura urbana e a investigações sistemáticas realizadas pelo Serviço Geológico do Brasil e pelo meio acadêmico. Neste sentido, este capítulo tem como objetivo avaliar o atual estágio de conhecimento sobre o Complexo Brusque e discutir os limites das interpretações anteriores e as novas possibilidades apontadas pelos mais recentes dados geoquímicos, isotópicos e geocronológicos.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

A Província Mantiqueira reúne os cinturões Araçuaí, Ribeira e Dom Feliciano, que se estendem ao longo de toda a costa sudeste e sul do Brasil e leste do Uruguai como uma faixa de direção N20°E, com ca. 3000 km de comprimento e com até 160 km de largura (Silva *et al.*, 2005) (Fig. 1). O CDF é constituído por três segmentos de direção NE-SW caracterizados de sudeste a noroeste, por batólitos graníticos, por complexos metavulcano-sedimentares, por *inliers* do embasamento e por bacias de *foreland*. Os batólitos Florianópolis, Pelotas e Aiguá são

constituídos por suítes granitoides cálcico-alcalinas a alcalinas com idades entre 650 Ma e 550 Ma. Os complexos Brusque (SC), Porongos (RS) e Lavalleja (Uruguai) são constituídos por sucessões metassedimentares clásticas e químicas similares, e se diferenciam por suas associações vulcanogênicas. As bacias de Itajaí, Camaquã e Arroio El Soldado são compostas por sucessões sedimentares e vulcânicas pouco deformadas e anquimetamórficas, mantendo contato tectônico a oeste com as unidades do embasamento.

Em Santa Catarina, as unidades do CDF registram em suas foliações metamór-

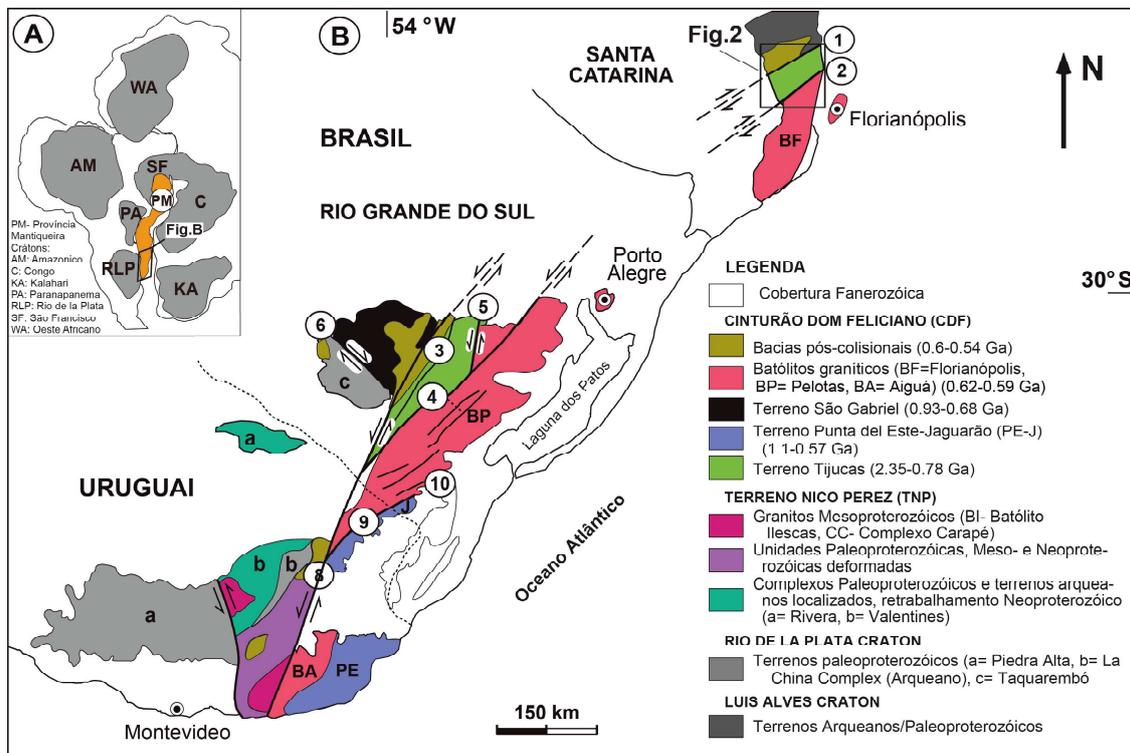


Figura 1 – A) Principais unidades cratônicas e localização da Província Mantiqueira; e B) Mapa tectônico da porção sul da Plataforma Sul-Americana, destacando as unidades do Cinturão Dom Feliciano no RS e SC, e no Uruguai (modificado de Philipp *et al.*, 2016). Principais zonas de cisalhamento: 1 - Itajaí-Perimbó; 2 - Major Gercino; 3 - Caçapava do Sul; 4 - Dorsal de Canguçu; 5 - Passo do Marinheiro; 6 - Ibaré; 7 - Sarandí del Yí; 8 - Sierra Ballena; 9 - Cerro Amaro; e 10 - Arroio Grande.

ficas e em suas fases de dobramento uma vergência tectônica para NW, indicando um transporte principal em direção ao Cráton Luis Alves (Paleoproterozoico-Arqueano). A estruturação do cinturão envolveu sucessivas

fases de subducção e colisões ocorridas durante o Neoproterozoico, entre os crátons Luis Alves, Rio de La Plata e Parapananema, os terrenos Nico Perez e Camboriú (América do Sul), e os crátons Congo e Kalahari (Áfri-

ca) (Fernandes *et al.*, 1992; Basei *et al.*, 2000, 2011; Saalman *et al.*, 2011; Oyhançabal *et al.*, 2011; Philipp *et al.*, 2016). Os fenômenos de formação do Gondwana Ocidental, iniciaram com a abertura do Oceano Adamastor e de mares interiores (900-750 Ma), cujo fechamento final esteve relacionado a um evento de metamorfismo colisional (650-620 Ma) e a processos deformacionais e magmáticos pós-colisionais (600-560 Ma). Os processos colisionais envolveram o espessamento crustal por falhas de cavalgamento, que evoluíram para zonas de cisalhamento oblíquas e na sua etapa final, para zonas transcorrentes de alto ângulo, que marcaram os processos de escape tectônico e os últimos episódios de deformação das bacias de *foreland* (540-530 Ma) (Basei *et al.*, 2000; Oyhançabal *et al.*, 2009; Philipp *et al.*, 2016).

O CDF está organizado em três segmentos principais separados por zonas de cisalhamento dúcteis regionais. O contato entre os batólitos graníticos e os complexos metavulcano-sedimentares é definido por zonas de cisalhamento dúcteis contínuas e denominadas em seus setores regionais, de Major Gercino (SC), Dorsal de Canguçu (RS) e Sierra Ballena (Uruguai) (Basei *et al.*, 2000; Oyhançabal *et al.*, 2009; Passarelli *et al.*, 2010; Philipp *et al.*, 2016). Em SC, o contato entre os complexos supracrustais e a bacia de *foreland* (Itajaí) é definido por falhas de empurrão que marcam o cavalgamento das rochas metamórficas sobre as sedimentares. Nas bacias do Camaquã (RS) e Arroio El Soldado (Uruguai) o contato é definido por falhas transcorrentes de alto ângulo.

O segmento norte do CDF é constituído de sudeste para noroeste, pelas suítes granitoides do Batólito Florianópolis, que representam as raízes de um arco magmático (Domínio Interno) (Basei, 1985), por uma porção central composta pelas rochas metamórficas do Complexo Brusque, por *inliers* do

embasamento (Complexo Camboriú) e por granitoides intrusivos (Domínio Intermediário), e, mais ao noroeste, por rochas sedimentares e vulcânicas félsicas do Grupo Itajaí (Domínio Externo). No extremo norte, os ortognaisses e os migmatitos do Complexo Granulítico de Santa Catarina caracterizam o Cráton de Luis Alves.

O Complexo Brusque (CB) é constituído por uma sequência metavulcano-sedimentar disposta na forma de duas faixas contínuas de direção N50-60°E, separadas na sua parte central pelo batólito granítico intrusivo da Suíte Valsungana (Fig. 2A). As unidades do complexo estão polideformadas e sua continuidade ao longo do CDF é caracterizada pelos complexos Porongos (RS) e Lavalaja (Uruguai), que mostram amplas similaridades composicionais, nos tipos e nas idades dos eventos metamórficos, e pela ocorrência de *inliers* do embasamento. A principal diferença está relacionada às associações de rochas metavulcânicas e ao magmatismo granítico intrusivo que afeta as rochas supracrustais. O Complexo Porongos apresenta metariolitos e metadacitos de composição cálcico-alcalina com assinatura de subducção e idades de 800-770 Ma (Saalman *et al.*, 2011; Gruber *et al.*, 2016; Pertille *et al.*, 2017). Os outros complexos apresentam rochas metavulcânicas básicas de composição toleítica com assinatura de contaminação crustal, com ocorrência restrita de rochas ácidas com idades de 640-620 Ma (Silva *et al.*, 2002; Campos *et al.*, 2012a, 2012b; Basei *et al.*, 2011). Ambos os complexos estão afetados por metamorfismo orogênico em condições da fácies xisto verde a anfibolito superior das séries de baixa P/T, em SC, e de média P/T, no RS.

3 ESTRATIGRAFIA

O Complexo Brusque (CB) é constituído por uma sucessão basal e dominante

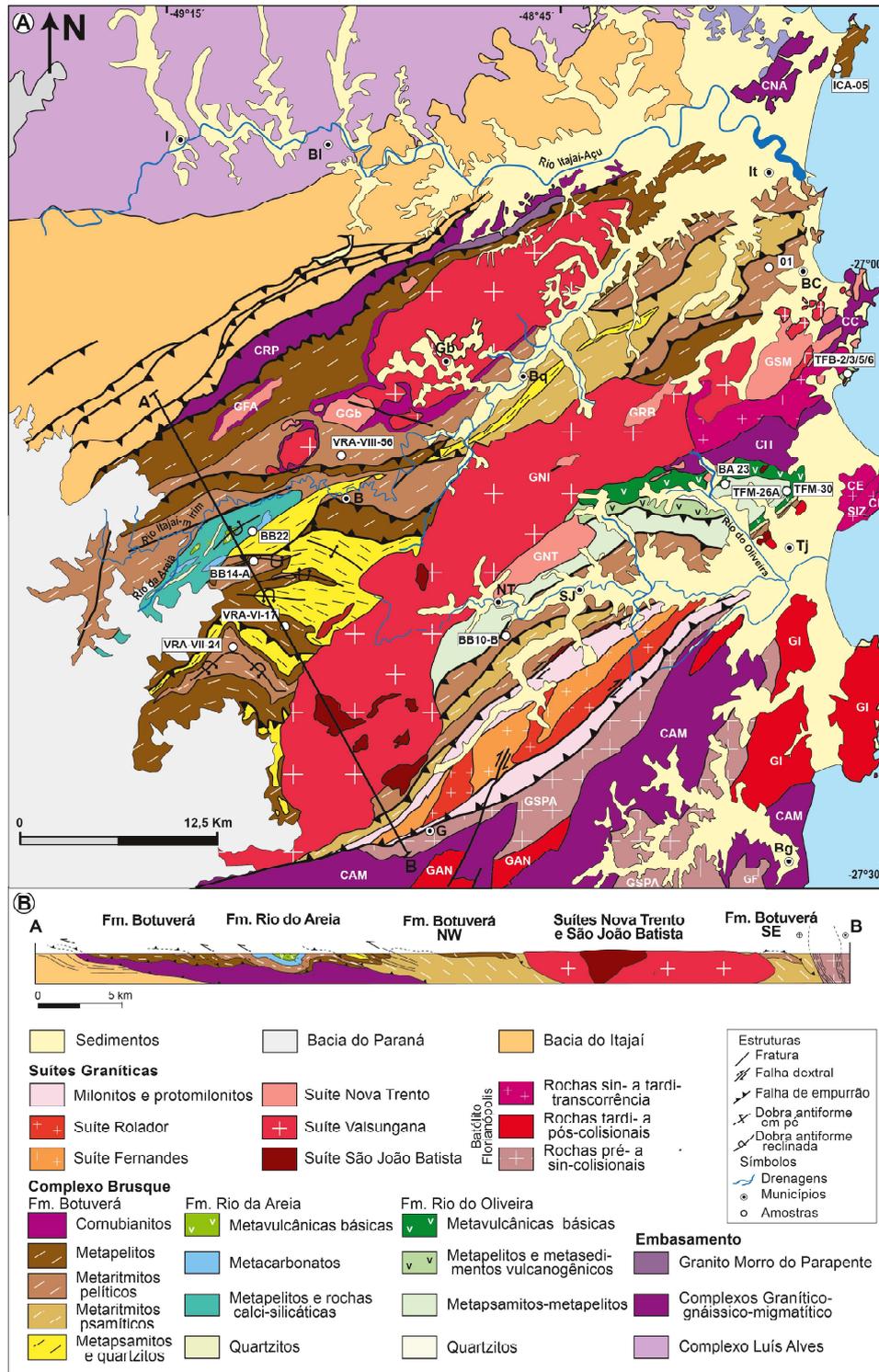


Figura 2 – A) Mapa geológico da porção leste de Santa Catarina destacando as unidades do Complexo Brusque e do embasamento (modificado de Basei *et al.*, 2020): Batólito Florianópolis - Rochas sin a tardi-transcorrentes: CP Complexo Porto Belo, CE Complexo Estaleiro e SIZ Suíte Intrusiva Zimbros; Rochas tardi a pós colisionais: GI Granito Ilha e GAN Granito Angelina; Rochas pré a sin colisionais: GF Granito Forquilha e GSPA Granito São Pedro de Alcântara. Suíte Nova Trento: GFA Granito Faxinal, GGUA Granito Guabiruba, GNI Granito Nova Itália, GRB Granito Rio do Braço, GSM Granito Serra dos Macacos, GNT Granito Nova Trento/Indaiá, GPC Granito Ponta do Cabeço. Complexos granítico-gnaissicos e migmatíticos: CRP Complexo Ribeirão da Prata, CIT Complexo Itapema/Morro do Boi, CC Complexo Camboriú, CAM Complexo Águas Mornas. Cidades: BC - Balneário Camboriú, Bg - Biguaçu, Bl - Blumenau, Bq - Brusque, G - Garcia, Gb - Guabiruba, It - Itajaí, NT - Nova Trento, Tj - Tijucas e VR - Vidal Ramos. B) Seção geológica A-B.

de metassedimentos clásticos, localmente recoberta por uma associação vulcanogênica com sedimentos químico-exalativos associados. O pacote clástico ocorre em toda a área de exposição do complexo, composto por lentes de metapsamitos ricos em quartzo, intercalados com corpos de metarritmitos e com uma espessa sequência de metapelitos. Na porção sul os quartzitos estão intercalados com lentes restritas de metaconglomerados, enquanto na porção noroeste, se intercalam com meta-calcáreos. Nos extremos oeste e leste do CB, ocorrem dois corpos alongados e concordantes de rochas metavulcânicas básicas e ultrabásicas, intercalados com metapelitos, xistos calci-silicáticos, grafita xistos e BIFs (fácies silicosa, hematítica, carbonática e turmalínica). Estes corpos estão expostos na região dos rios Barra do Areia (Botuverá) e do Oliveira (São João Batista) (Basei, 1985; Sander, 1992; Caldasso *et al.*, 1995a, 1995b; Philipp *et al.*, 2004; Campos *et al.*, 2012a, 2012b; Basei *et al.*, 2011, 2020). No presente trabalho, utilizamos o termo Complexo Brusque (CB) em detrimento de Grupo Brusque tendo em vista as recomendações da Subcomissão de Nomenclatura Estratigráfica da IUGS (1994) e do código estratigráfico norte-americano.

A denominação Série Brusque (Carvalho & Pinto, 1938) foi designada para caracterizar a sucessão de corpos de quartzitos, filitos e calcáreos expostos na porção leste de Santa Catarina. Como resultado do mapeamento geológico das regiões de Rio do Sul e de Florianópolis, Schulz & Albuquerque (1969) propuseram o termo Grupo Brusque, incluindo os granitos Valsungana e Guabiruba. A descoberta de rochas metavulcanogênicas intercaladas com os metassedimentos e a complexa evolução estrutural, levou Silva *et al.* (1983) a propor o Complexo Metamórfico Brusque. Os autores interpretaram esta sequência supracrustal como um *greenstone belt* (GB Rio Itajaí-Mirim), supor-

tados pela ocorrência de metabasaltos, metabasaltos variolíticos, serpentinitos e xistos magnesianos (komatiitos). O levantamento de seções geológicas com coleta sistemática de dados estruturais e petrográficos, integrados com análises geocronológicas e isotópicas permitiram a Basei (1985) subdividir o Grupo Brusque nas formações Botuverá, Rio do Areia e Rio do Oliveira, destacando a primeira como a base estratigráfica, proposta seguida em trabalhos subsequentes (Basei *et al.*, 2000, 2011, 2020).

Como resultado do mapeamento geológico (1:100.000) das folhas Botuverá e Brusque pela CPRM (em 1:100.000), Caldasso *et al.* (1995a, 1995b) subdividiram o CB em conjuntos litológicos a partir dos protólitos dominantes, reconhecendo as unidades clástica, química, clástico-química, metavulcânicas básicas e magnesianas. O mapa geológico do Instituto de Geociências (UFRGS) para a região entre Camboriú e São João Batista (em escala 1:50.000) seguiu os mesmos parâmetros e separou os principais corpos de metapsamitos entre uma espessa sequência de metarritmitos e metapelitos, bem como corpos restritos de metavulcânicas básicas e ultrabásicas, lentes de metamargas e mármore (Philipp *et al.*, 2004). Mais recentemente, Basei *et al.* (2011) separaram os principais conjuntos litológicos que constituem as formações Botuverá, Rio da Areia e Rio do Oliveira.

Apesar da complexa estruturação tectônica do CB, a superfície de deposição original (S_0) é reconhecida em afloramentos como variações de tamanho de grão entre camadas de metapsamitos, pela alternância composicional entre metarritmitos e metapelitos, e entre metacalcáreos e metamargas. Foram reconhecidas no CB as foliações metamórficas S_1 e S_2 , bem como a formação de grandes dobras recumbentes (F_2) associadas com o desenvolvimento de falhas de empurrao ou de zonas de cisalhamento de baixo ân-

gulo (Basei, 1985; Silva 1983, 1991; Caldasso *et al.*, 1995a, 1995b; Philipp *et al.*, 2004; Basei *et al.*, 2011, 2020). Os autores destacaram o caráter alóctone e reconhecem a xistosidade S_2 como foliação principal, gerada por transposição da S_1 , e associada à evolução de dobras recumbentes e isoclinais intrafoliais (F_2). O número restrito de análises petrográficas, a escassez de afloramentos e a falta de acesso a partes da área de exposição do CB, constituem desafios para o avanço do entendimento estratigráfico. Apesar da identificação local de estruturas primárias, a falta de critérios de topo e base é sistemática, e os processos de deformação que afetaram as unidades foram complexos e polifásicos. Estes fatores limitam o uso da denominação Grupo Brusque, bem como sua subdivisão em formações litoestratigráficas. Do mesmo modo, o reconhecimento de fácies sedimentares, como apresentado por Caldasso *et al.* (1995a, 1995b) é uma interpretação útil no mapeamento geológico, mas que não descreve a sucessão sedimentar. Ainda não foi apresentada uma proposta de subdivisão do complexo em unidades litodêmicas.

4 ESTRUTURAS PRIMÁRIAS E AMBIENTES DE DEPOSIÇÃO

O reconhecimento de estruturas e texturas primárias nas litologias do CB permitiu identificar os protólitos sedimentares e ígneos. Os metassedimentos clásticos dominam a sucessão de litótipos, enquanto nas regiões do rio Barra do Areia, a noroeste de Botuverá, e do rio do Oliveira, entre Tijucas e Itapema, estão expostas duas faixas constituídas por rochas metavulcânicas básicas e ultrabásicas, associadas com metapelitos, xistos calci-silicáticos, formações ferríferas bandadas, turmalinitos, filitos e xistos grafitosos.

Ao norte, o complexo é composto por metassedimentos predominantemente pelíticos,

com ocorrência significativa de metamargas e mármore, e presença subordinada de metapsamitos e quartzitos. Na porção Sul, predominam metarritmitos com camadas espessas de quartzitos e raras lentes de metaconglomerados matriz-suportados. Este litótipo apresenta seixos de quartzitos e de veios de quartzo envoltos em matriz arenosa rica em quartzo. Estas características sugerem termos intraformacionais depositados por atividades tectônicas sin-sedimentares. Alternativamente, foram interpretados como diamictitos de depósitos glaciais ou gerados por escorregamentos em taludes continentais (Basei, 1985; Basei *et al.*, 2011).

Os metassedimentos clásticos preservam parcialmente as estruturas plano-paralelas e o acamadamento composicional. As variações composicionais, os contatos gradacionais e a alternância composicional sistemática foram interpretadas por Caldasso *et al.* (1995a, 1995b) como indicativas da deposição por correntes de turbidez de baixa densidade. Os corpos de quartzitos foram interpretados como corpos arenosos plataformais, cordões litorâneos, barras de costa afora ou como canais de depósitos turbidíticos. Os níveis de metarritmitos apresentam texturas blastopsamíticas com porfiroclastos de areia em metapsamitos, e os níveis metapelíticos apresentam porfiroblastos de aluminossilicatos e outros minerais aluminosos. A alternância entre metamargas lamina-das, mármore dolomítico silicosos e calcíticos, e metassedimentos pelíticos e areno-pelíticos, também suporta uma evolução associada a depósitos turbidíticos. Em Botuverá, foram descritos meta-calcáreos estromatolíticos de ambientes calmos de supra a intermarés, metacalcáreos oolíticos de ambientes de alta energia e calcáreos laminados relacionados a depósitos turbidíticos, indicando a deposição em uma plataforma carbonática (Sander, 1992; Caldasso *et al.*, 1995b).

Os metabasaltos do Rio do Oliveira constituem corpos tabulares de grande homogeneidade composicional e textural (Campos *et al.*, 2012a). Apesar da estrutura xistosa, preservam textura blastoporfírica com porfiroclastos ripiformes de plagioclásio, bem como textura blastoamigdaloidal com porções subarredondadas de quartzo recristalizadas. Em lâmina delgada, também foram reconhecidas camadas finas e descontínuas ricas em apatita e titanita. A associação com xistos magnesianos é restrita, e a intercalação entre metabasitos e metassedimentos pelíticos e grafita xistos é sugestiva de um vulcanismo. Na mesma região, os xistos calci-silicáticos apresentam bandamento composicional alternando níveis ricos em actinolita, hornblenda, tremolita e flogopita, e níveis félsicos à base de epidoto, clinozoizita, plagioclásio, quartzo e diopsídio, variações típicas de metamargas. Entretanto, Silva (1983) e Silva (1991), interpretaram estes mesmos litótipos como metatufos bandados e brechas de composição máfico-ultramáfica. As principais estruturas e relações estratigráficas do Complexo Brusque podem ser observadas na seção geológica representativa da Figura 2B.

5 GEOCRONOLOGIA

5.1 Magmatismo sin-rift

A fase *rift* que caracteriza a abertura da bacia do CB durante o Toniano é registrada por rochas básicas plutônicas e por um granito alcalino. Dados de U-Pb em zircão obtidos em metagabro que ocorre associado às rochas metavulcânicas da região do Rio do Oliveira, resultaram numa idade de 936 ± 40 Ma (Yamamoto & Basei, 2009). O Granito do Morro do Parapente, que ocorre como um corpo alinhado ao longo da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó apresentou idade de 843 ± 12 Ma (Basei *et al.*, 2008b).

5.2 Magmatismo sin-deposicional (rochas metavulcânicas básicas e ácidas)

A idade mínima da deposição dos metassedimentos do CB é de 639 ± 11 Ma (U-Pb SHRIMP), obtida em cristais de zircão de um corpo de metariolito interpretado como sin-deposicional (Silva *et al.*, 2002). Basei *et al.* (2020) obtiveram a idade de $619,7 \pm 1,9$ Ma (LA-ICP-MS) com base na integração de idades calculadas a partir de cristais de zircão de metatufos básicos, metavulcânicas básicas e rochas cálcio-silicáticas. Neste último trabalho, os autores destacam a proximidade entre as idades obtidas, e a relação entre metariolitos e metabasitos, interpretando estas como uma associação bimodal de *rift*. Os dados químicos e geocronológicos do metariolito ainda não foram divulgados.

Na região de Botuverá, Campos *et al.* (2012b) descreveram corpos tabulares de diabásio e lamprófiro cortando os metassedimentos da Formação Rio da Areia, com relações tardias em relação à foliação S_2 dos xistos e às dobras F_3 . O dique básico apresentou idade U-Pb em zircão (LA-ICPMS) de $618 \pm 8,7$ Ma. Anteriormente, estes corpos foram interpretados como derrames vulcânicos sin-sedimentares.

5.3 Proveniência detrítica (idades e fontes)

Foram analisados os dados de idade de proveniência obtidos por Hartmann *et al.* (2003), Basei *et al.* (2011, 2020) e Eiesland (2018). Estes dados são apresentados nos histogramas da Figura 3, onde as amostras estão categorizadas de acordo com a divisão de formações apresentada por Basei *et al.* (2011).

Os dados obtidos em quartzitos (amostras BB10-B, BB14-A, VRA-VIII-56), e em metapelitos (amostras VRA-VI-17, VRA-VII-24) da Formação Botuverá, definiram

dois intervalos de idades para as rochas fontes da bacia do CB, indicando contribuições de idades meso- (1,5-1,3 Ga e 1,3-1,0 Ga) e paleoproterozoicas (2,25-1,7 Ga), com picos restritos no Arqueano (2,9-2,5 Ga). Um padrão restrito com idades paleoproterozóicas (2,25-2,19 Ga) foi observado em quartzito por Hartmann *et al.* (2003a) e em granada-mica xisto (amostra ICA-05), por Basei *et al.* (2020). As idades obtidas em duas amostras de metaconglomerado (BA23 e TFM-26A), em quartzito (TFM-30) e em xisto calci-silicático (TFB-2/3/5/6) da Fm. Rio do Oliveira, mostraram resultados dominantes no intervalo entre 2,3 Ga e 1,8 Ga, com idades restritas ao Arqueano (entre 3,2 Ga e 2,5 Ga). O quartzito (BB22) da Fm. Rio Barra do Areia investigado por Eiesland (2018) mostrou resultados semelhantes.

Os dados de zircão detrítico ressaltam fontes mistas com dominância de idades meso e paleoproterozoicas nos metapsamitos da Fm. Botuverá. As rochas metavulcano-sedimentares das formações Rio do Areia e Rio do Oliveira, entretanto, apresentam uma população com idade dominante entre 2,5 Ga e 1,8 Ga. Destaca-se que duas amostras situadas na porção nordeste da Fm. Botuverá apresentaram somente fontes paleoproterozoicas.

5.4 Idades metamórficas

As idades metamórficas são raras, entretanto, o metamorfismo orogênico que afetou o CB foi relacionado ao Ciclo Brasileiro (Basei, 1985; Silva *et al.*, 2000, 2002; Philipp *et al.*, 2009; Basei *et al.*, 2011). A idade de Rb-Sr_{RT} de 706 ±50 Ma obtida em bt xisto da região de Nova Trento por Basei (1985) foi interpretada como representativa do clímax metamórfico e da foliação S₂. Outras idades do metamorfismo são indiretas, com base na relação estrutural de colocação dos corpos graníticos sin- a tardi-orogênicos,

que indicam o intervalo 640-610 Ma como o período de evolução do processo colisional (Silva *et al.*, 2000, 2005; Basei *et al.*, 2000; Hartmann *et al.*, 2003). O metamorfismo de alto grau que afetou o Complexo Camboriú foi investigado por EPMA em monazita por Philipp *et al.* (2009), que obtiveram idades entre 650 Ma e 620 Ma em uma amostra de gt-sil-bt gnaiss.

O metamorfismo cataclástico associado às zonas de cisalhamento Major Gercino e Itajaí-Perimbó é balizado no intervalo entre 620 Ma e 600 Ma com base nas relações estruturais e nas idades U-Pb em zircão de corpos graníticos sin-transcorrência (Silva *et al.*, 2000; Passarelli *et al.*, 2010; Chemale Jr. *et al.*, 2012). Os corpos tardi-orogênicos variam entre 600 Ma e 580 Ma. Os corpos graníticos com registro do metamorfismo de contato mostram idades de cristalização entre 620 Ma e 580 Ma, interpretadas como a fase de decompressão do CDF (Basei *et al.*, 2020).

6 ESTRUTURAS TECTÔNICAS

A evolução tectônica do CB foi complexa e polifásica, relacionada a um evento progressivo de natureza tangencial (D₁-D₂), cujo desenvolvimento formou as foliações S₁ e S₂ (Silva, 1983, 1991; Basei, 1985; Caldasso *et al.*, 1995a, 1995b; Philipp *et al.*, 2004; Basei *et al.*, 2011). A transposição da foliação S₁, preservada em dobras isoclinais a fechadas (F₂), e a geração da xistosidade principal S₂, foi acompanhada pela formação de zonas de cisalhamento dúcteis de baixo ângulo. Estas estruturas de empurrão refletem a tectônica colisional que ocasionou o encurtamento crustal associado às fases de deformação D₁ e D₂. Estas estruturas romperam o pacote estratigráfico e promoveram por processos de cavalgamento a inversão da bacia e a intercalação tectônica de “fatias” de segmentos crustais, formando uma estru-

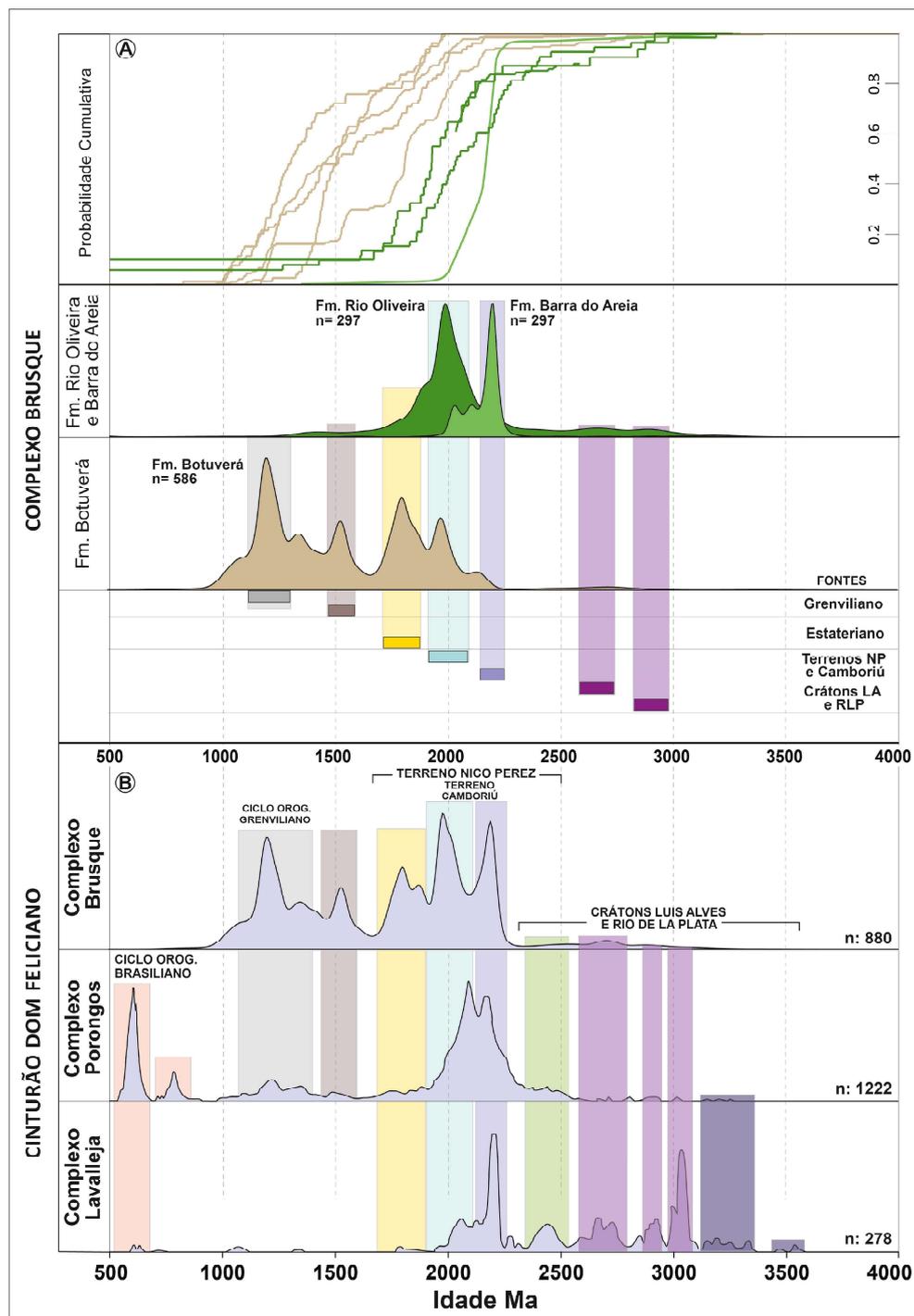


Figura 3 – A) Diagramas mostrando os padrões de distribuição das idades de zircão detrítico de cada unidade do Complexo Brusque. As amostras de cada formação têm curvas individuais por amostra, normalizadas para que todas as curvas tenham proporcionalmente a mesma área. O número de análises é mostrado ao lado de cada curva. Os dados representados foram compilados dos trabalhos de Hartmann *et al.* (2003), Basei *et al.* (2008, 2020) e Eiesland (2018). As barras sombreadas verticais mostram os intervalos dos principais ciclos orogênicos e de áreas cratônicas representados como rochas-fontes de cada unidade metassedimentar. B) Diagramas mostrando os padrões de distribuição das idades obtidas em zircão detrítico das principais unidades metassedimentares do cinturão Dom Feliciano em SC, RS e no Uruguai. Os intervalos dos eventos e as unidades foram compilados de Silva *et al.* (2005), Saalman *et al.* (2010) e Philipp *et al.* (2016, 2018).

turação com vergência para NW. A foliação S_2 tem orientação NE-SW, com amplas variações de mergulho associadas em parte a dobras recumbentes (F_2), mas principalmente relacionadas às dobras F_3 . A lineação mineral e de estiramento, observadas em metapelitos e metapsamitos, mostra uma orientação geral leste-oeste com baixos ângulo de mergulho, e quando afetada pelas dobras F_3 apresenta caimentos em graus variados, para NE e SW.

As foliações S_1 e S_2 foram deformadas por evento compressivo (D_3) tardio e sob condições de deformação dúctil a dúctil-rúptil, formando dobras F_3 do tipo normais, com formas abertas a fechadas. Estas dobras de escala regional, têm eixos com baixo caimento segundo a direção NE-SW, com fraturas axiais (S_3) em leque orientadas segundo a direção média N40-60°E. Em segmentos de alta deformação, as zonas de cisalhamento transcorrentes de alto ângulo formaram faixas de milonitos com lineação de estiramento direcional e cinemática lateral direita. Estas zonas controlaram a ascensão e a colocação do magmatismo granítico sin a tardi-orogênico. A última fase de deformação (D_4) tem disposição ortogonal ao cinturão e está caracterizada por dobras F_4 abertas a suaves, e por uma clivagem de fratura de superfície axial, pouco espaçada e com direção segundo N40-70°W.

7 METAMORFISMO

As assembleias minerais observadas em metapelitos do CB caracterizam uma zonação metamórfica progressiva para o evento orogênico, variando entre a fácies xistos verdes inferior e anfibolito superior (Basei, 1985; Sander, 1992; Caldasso *et al.*, 1995a, 1995b; Philipp *et al.*, 2004). A foliação S_2 das rochas metapelíticas contém clorita, muscovita e biotita, com porfiroblastos sin-tectônicos de granada, andaluzita, cordierita,

cianita, estauroлита e sillimanita. Nos metabasitos observou-se as assembleias actinolita + albita + epidoto e tremolita + hornblenda + plag. Ca (Philipp *et al.*, 2004; Campos *et al.*, 2012a).

O mapeamento geológico (1:50.000) da região entre São João Batista e Camboriú integrado com análise petrográfica, resultou no reconhecimento das zonas metamórficas dos eventos orogênico e termal (Philipp *et al.*, 2004). Foram descritas as zonas da clorita, biotita, granada e andaluzita, atingindo, de modo restrito a zona da cordierita e a fácies anfibolito inferior. O equilíbrio entre andaluzita e cordierita indicou condições de pressão litostática baixa e sugere um rápido soterramento associado com o aumento progressivo da temperatura. O padrão de zonação é concordante com a foliação S_2 , entretanto, foi constatada a intercalação tectônica entre fatias da seqüência metamórfica. Esta interpretação contrasta com aquelas indicadas por Basei (1985), Silva (1991) e Basei *et al.* (2011, 2020), que vincularam o aumento da temperatura a um domo termal associado aos granitos da Suíte Valsungana. Com base nos dados estruturais e nas zonas do metamorfismo termal, Philipp *et al.* (2004) interpretaram a colocação dos granitoides como sincrônica à fase D_3 e simultânea à formação das zonas de cisalhamento transcorrentes.

O aumento do grau metamórfico coincide com a ocorrência de corpos tabulares de leucogranitos peraluminosos. Estes corpos mostram concordância entre as foliações magmáticas e milonítica, sugerindo um posicionamento sin-tectônico para a S_2 . As condições de fácies anfibolito superior (sillimanita) registradas em metapelitos do Ribeirão do Ouro (Botuverá) (Caldasso *et al.*, 1995a), indicam o limite mínimo para a fusão parcial, e sugerem que a geração do magmatismo granítico peraluminoso ocorreu em níveis mais profundos.

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

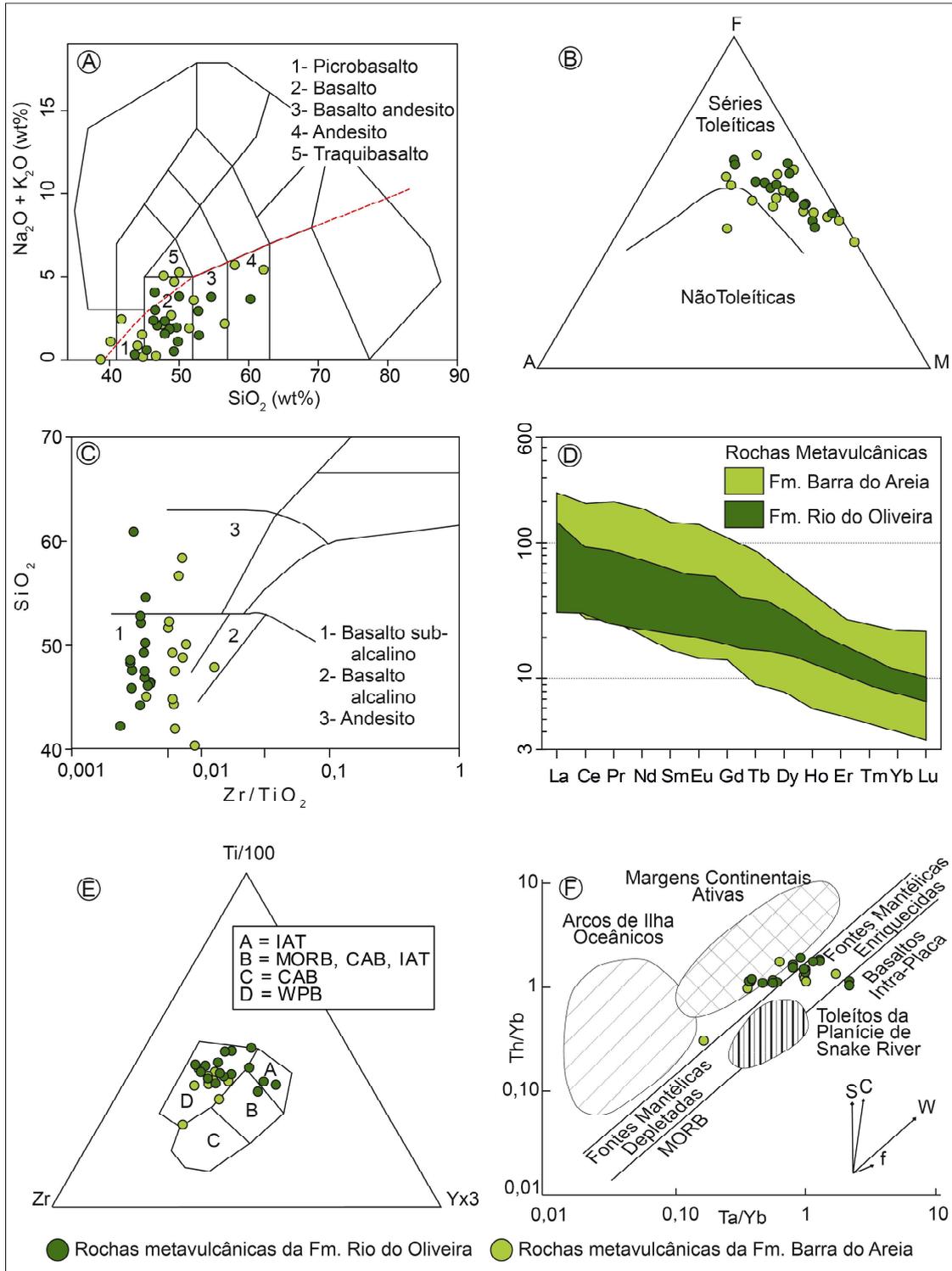


Figura 4 – Diagramas geoquímicos para as rochas metavulcânicas do CB: A) Diagrama TAS (total álcalis x sílica) (Middlemost, 1994) separando o campo de rochas alcalinas e não alcalinas (adaptado de Cox *et al.*, 1979); B) Diagrama triangular AFM (Irvine & Baragar, 1971); C) Diagrama SiO_2 x Zr/TiO_2 (Winchester & 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-

tuou 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.

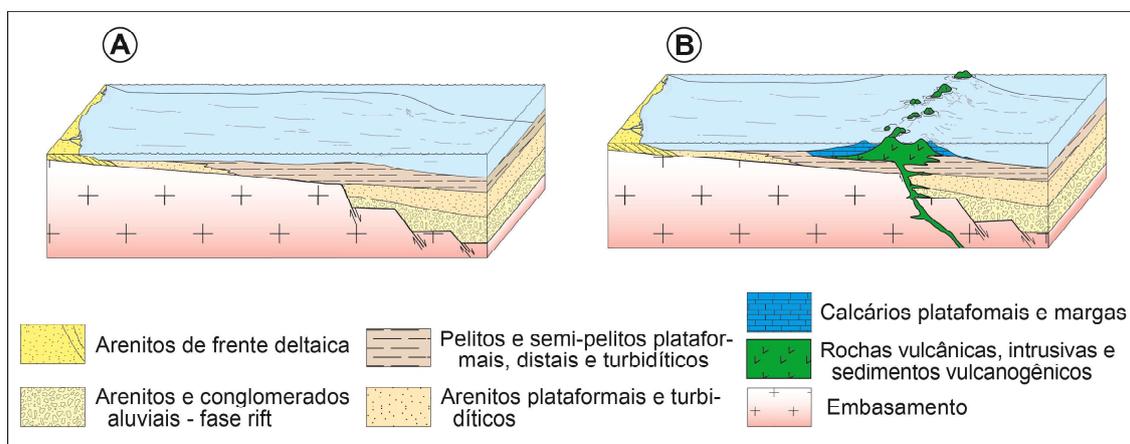


Figura 5 – Modelo das fases de preenchimento da bacia pretérita do CB: A) Preenchimento por sedimentos deltaicos e plataformais; e B) Vulcanismo extensional submarino e sedimentação química associada.

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.