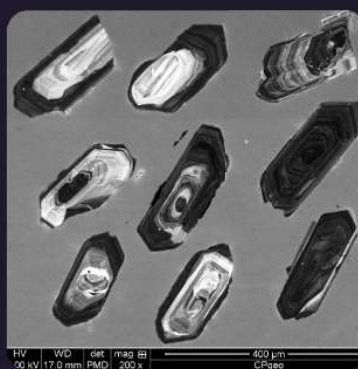


SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA

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.

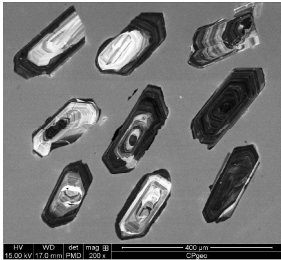


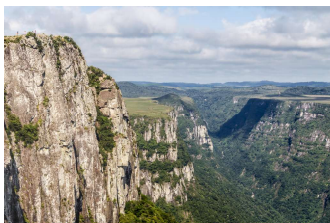
Imagem de catodoluminescência de cristais de zircão pertencentes ao Batólito de Florianópolis. Aumento de 200 vezes. Imagem e legenda de Andréa Ritter Jelinek.



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

Evolução termocronológica do Cinturão Dom Feliciano: implicações na geodinâmica da margem continental sul do Brasil

Andréa Ritter *Jelinek*^{1*}, João Pacífico Silveira Luiz *Machado*²,
Edgar do Amaral *Santos*²

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

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

* autor correspondente: andrea.jelinek@ufrgs.br

1 INTRODUÇÃO

A formação da margem Atlântica Sul-Americana ocorreu no Mesozoico, em consequência da ruptura do Gondwana Ocidental e do desenvolvimento do Oceano Atlântico Sul. Essa margem passiva apresenta uma extensão de mais de 6.000 km e grande variedade de feições geológicas e topográficas, de sul a norte. Neste trabalho, será explorada a margem continental dos estados do Rio Grande do Sul (RS) e de Santa Catarina (SC) (Fig. 1). Na margem sul-riograndense, estão presentes uma topografia suave e exposições do Cinturão Dom Feliciano e do Terreno Taquarembó, associadas à formação do Gondwana Ocidental, durante o Neoproterozóico (Ciclo Orogênico Brasileiro/Pan-Africano). Já a margem Catarinense é dominada pelo Cinturão Dom Feliciano, representado pelos altos topográficos da Província da Mantiqueira e pelo Cráton Luis Alves.

Apesar da ampla variedade de características ao longo da costa, tanto *onshore* quanto *offshore*, a porção da margem entre os estados do RS e de SC apresenta uma mudança significativa na configuração da margem passiva sul-americana, e representa um limite entre a porção sul, de baixa topografia, e a norte, de relevo alto e acidentado. Esse limite está marcado pelo alto de Florianópolis, que, além de limitar duas porções de relevo distinto na margem continental, marca, também, o limite entre a Bacia de Pelotas, a sul, e a Bacia de Santos, a norte. A principal diferença da Bacia de Pelotas para as demais, situadas mais a norte, é a ausência de depósitos evaporíticos e de reservas de hidrocarbonetos, além de representar uma conexão entre a crosta continental e a Dorsal Mesoatlântica, através da Zona de Fratura do Rio Grande (também conhecida como Zona de Fratura de Florianópolis), uma estrutura de sentido E-W, que se propaga no fundo oceânico e que também limita a Elevação de Rio Grande e o Platô de São Paulo, dois altos batimétricos no Oceano Atlântico.

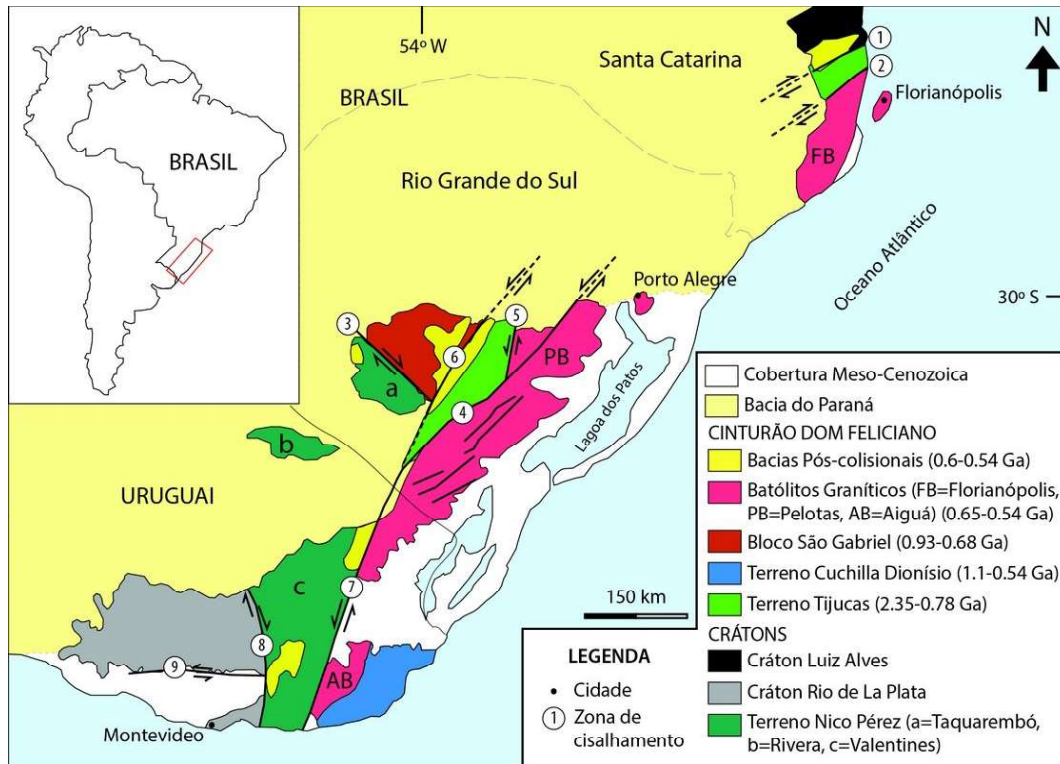


Figura 1 – Mapa geotectônico simplificado da região sul do Brasil e do Uruguai. Zonas de Cisalhamento: 1 - Itajaí-Perimbó; 2 - Major Gercino; 3 - Ibaré; 4 - Dorsal de Canguçu; 5 - Passo do Marinheiro; 6 - Caçapava; 7 - Sierra Ballena; 8 - Sarandí del Yí; e 9 - Colônia (modificado de CPRM (2008) e de Philipp *et al.* (2016)).

O presente estudo foi elaborado a partir de uma compilação dos dados de termocronologia de baixa temperatura, publicados até o momento, sobre a margem continental sul do Brasil (Fig. 2), mais especificamente, sobre o Cinturão Dom Feliciano e sobre os terrenos cratônicos adjacentes. O principal objetivo deste trabalho é apresentar uma síntese da evolução termocronológica do Cinturão Dom Feliciano e expandir nossa compreensão sobre a evolução do rifte nesta porção da margem continental, essencial para o entendimento da geodinâmica de ruptura do Gondwana Ocidental e da propagação do rifte para o norte, além das implicações para a indústria de petróleo e de gás natural.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

A margem continental brasileira resulta da ruptura do paleocontinente

Gondwana e está assentada sobre as rochas do embasamento Pré-Cambriano. O processo de ruptura do Gondwana Ocidental e a consequente abertura do Oceano Atlântico Sul tiveram início na parte sul da América do Sul, durante o Triássico Superior-Jurássico Inferior, e se propagaram para o norte, alcançando a margem Equatorial, no Aptiano Superior-Albiano Inferior (Nürnberg & Müller, 1991). A abertura do Oceano Atlântico Sul foi precedida por volumoso magmatismo toleítico, induzido pela pluma Tristão da Cunha, entre 145 e 130 Ma, originando a Província Magmática Paraná-Etendeka, localizada no sul da América do Sul e oeste da África.

As rochas do embasamento revelam uma segmentação ao longo da margem continental brasileira, que reflete diferentes províncias estruturais. Grande parte da margem passiva sul-americana é domínio da Província Mantiqueira, que inclui três cintu-

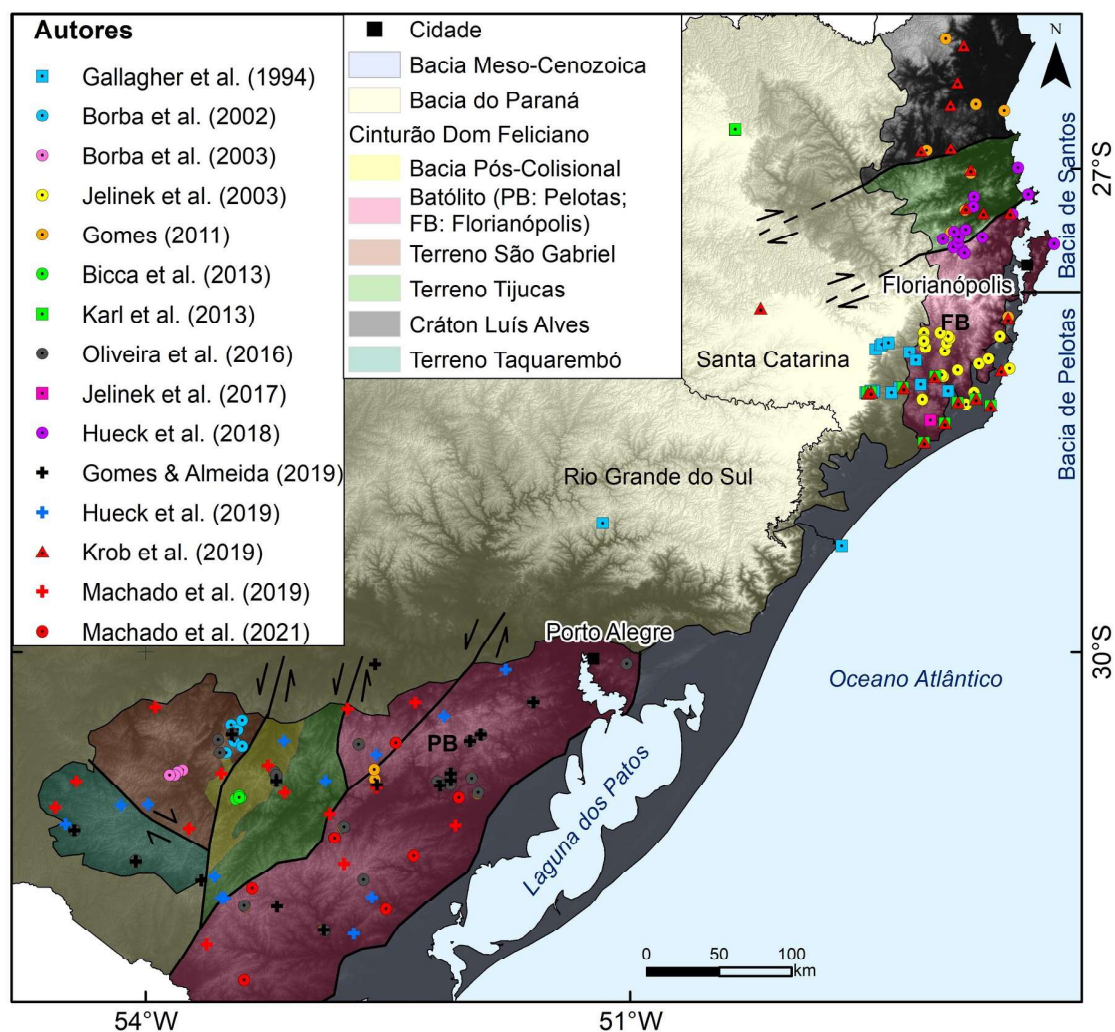


Figura 2 – Modelo digital de terreno da margem continental sul brasileira, com a sobreposição dos terrenos tectono-estratigráficos e vulcano-sedimentares e a localização das análises termocronológicas por traços de fissão e por (U-Th)/He em apatita e em zircão, disponíveis na bibliografia para o Cinturão Dom Feliciano.

rões orogênicos e é a principal entidade tectônica ao longo da margem brasileira, com extensão de mais de 3.000 km, largura entre 200 e 600 km e topografia quase inteiramente montanhosa (Almeida *et al.*, 1981; Brito Neves *et al.*, 2014). A parte mais meridional da província da Mantiqueira, ou seja, o cinturão Dom Feliciano, juntamente com os crátons adjacentes, corresponde à área de localização deste estudo (Fig. 1).

Na área de estudo, o Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano são subdivididos em seis terrenos tectono-estratigráficos, delimitados por zonas regionais de cisalhamento (Fig. 1). O cráton consiste nos

terrenos Taquarembó, no oeste do RS, e Luis Alves, em SC. No leste, o Cinturão Dom Feliciano é dividido nos terrenos São Gabriel e Tijucas, além dos batólitos Pelotas (no RS) e Florianópolis (em SC), na parte oriental do cinturão.

As exposições dos embasamentos Sul-Rio-Grandense e Catarinense são limitadas, a norte e a oeste, principalmente, pelos depósitos paleozóicos e mesozóicos da Bacia do Paraná. Já a margem atlântica, na região, é domínio das bacias de Pelotas e de Santos (Meso-Cenozoicas), formadas como consequência da separação da América do Sul e da África.

A ruptura do Gondwana Ocidental é marcada por volumosa atividade ígnea na Bacia do Paraná e nas bacias marginais em formação, em que o vulcanismo precedeu ou foi concomitante à abertura do Atlântico Sul. As causas e os mecanismos atuantes, durante o rifte, permanecem em debate, mas há um consenso geral de que a dinâmica do manto está envolvida na quebra do megacontinente. O início do rifte é frequentemente relacionado à presença da pluma mantélica Tristão da Cunha, cujo posicionamento inicial, sob a placa sul-americana, provavelmente, está ligado ao magmatismo Paraná-Etendeka, por volta de 132 Ma (Chang *et al.*, 1992; Buitter & Torsvik, 2014).

Durante o rifteamento, a margem Sul-Americana foi hiperextendida, com significativo adelgaçamento da crosta e com exumação da litosfera, devido à influência da pluma mantélica, o que provocou a elevação topográfica da margem até a ruptura final (Mohriak, 2012). No processo de separação do Gondwana, formou-se, em frente ao RS, a Elevação de Rio Grande, um controverso fragmento continental submerso, cercado por crosta oceânica, resultado de múltiplos saltos de dorsal intra-oceânicos (Graça *et al.*, 2019). Este mecanismo provavelmente permitiu o deslocamento de material de crosta ou manto litosférico continental para o domínio oceânico profundo.

3 CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO

A região sul da margem continental brasileira (Fig. 2) é formada pela extensa área de terrenos Pré-Cambrianos, que ocupam o norte do estado de SC, como continuidade das escarpas da Serra do Mar, da margem sudeste, estreitando-se no sul de SC, à medida que as formações pertencentes à Bacia do Paraná se aproximam do oceano. As escarpas da Serra do Mar têm redução das altitudes em SC, e são parcialmente des-

continuadas pela dissecação mais ampla do sistema de drenagem do rio Itajaí e de seus formadores, que têm nascentes nas formações Paleozoicas e corre em direção leste.

A Bacia do Paraná tem seu relevo constituído por planaltos elevados (~1200 m), o Planalto Meridional, e por cuestas concêntricas, drenados pelos rios Uruguai e Paraná. Em direção a sul, de maneira geral, a borda oeste da Bacia do Paraná forma uma continuação dos maciços do Sudeste brasileiro.

A parte mais interiorizada da margem sul, no limite entre os estados de SC e do RS, é composta por notáveis feições geomorfológicas, formadas pelo corte abrupto do Planalto Meridional, através de paredões verticalizados de rochas vulcânicas, que, por uma grande extensão, mostram uma sucessão de cânions, próximos à planície do litoral Atlântico, cujas idades observadas estão associadas ao magmatismo Paraná-Etendeka.

Os terrenos do escudo Pré-cambriano reaparecem no estado do RS (Fig. 2), na latitude de Porto Alegre, e se estendem até o Uruguai. A margem continental sul brasileira, no estado do RS, é caracterizada por um relevo suavemente ondulado, com altitudes entre 200-400 m, nas quais os divisores mais elevados não alcançam 500 m, e por uma grande planície costeira.

4 TERMOCRONOLOGIA DE BAIXA TEMPERATURA – O MÉTODO

A termocronologia é uma técnica geocronológica que fornece informações sobre possíveis histórias de tempo-temperatura das rochas. Os termocronômetros compreendem combinações de um sistema de decaimento pai/filho, um mineral ou fase hospedeira e um modelo cinético, determinado experimentalmente, que é dependente da perda do produto-filho no tempo e na temperatura (Reiners, 2021). Os produtos-

filhos podem ser manifestações físicas de decaimento radioativo, como zonas de danos na rede cristalina (traços de fissão) ou núclídeos radiogênicos, como o ^4He (U-Th/He).

As análises termocronológicas envolvem a razão de núclídeos pai/filho nas amostras e consistem da combinação das medições realizadas nas amostras com informações geológicas, para deduzir faixas de possíveis histórias térmicas, fornecendo interpretações associadas a eventos de fechamento ou de retenção parcial. O conhecimento dessas histórias térmicas pode ser usado para entender o tempo e a duração, e, portanto, a dinâmica de uma ampla gama de processos geológicos.

Quatro termocronômetros de baixa temperatura estão presentes nesta discussão: traços de fissão em zircão (TFZ), (U-Th)/He em zircão (ZHe), traços de fissão em apatita (TFA) e (U-Th)/He em apatita (AHe). Estes sistemas radioisotópicos têm temperaturas de retenção distintas e, juntos, cobrem um intervalo entre *c.* 320 e 45 °C, ou seja, temperaturas correspondentes aos quilômetros superiores da crosta. Cada método possui temperatura de fechamento e zona de retenção parcial específicas, esta última corresponde a um intervalo de temperaturas em que a acumulação e a perda de produtos de decaimento radiogênico são simultâneas. A idade obtida pelos métodos termocronológicos de baixa temperatura é uma idade de resfriamento, baseada no equilíbrio entre o isótopo-pai e o produto do decaimento, e representa um ponto de tempo-temperatura (t-T) durante a passagem pela zona de retenção parcial do termocronômetro.

Neste estudo, revisamos os dados publicados anteriormente sobre traços de fissão e sobre (U-Th)/He em apatitas e em zircões, além dos modelamentos de histórias térmicas disponíveis. O conjunto de dados de termocronologia atual do Escudo Sul-Rio-

Grandense (ESRG) abrange 12 idades TFZ, 16 idades ZHe, 75 idades TFA e 24 idades AHe, todas elas obtidas a partir de múltiplos cristais. Já na região do Escudo Catarinense (EC), foram compiladas 14 idades TFZ, 29 idades ZHe, 75 idades TFA e 24 idades AHe, obtidas a partir de múltiplos cristais, igualmente.

5 TERMOCRONOLOGIA DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE

O resfriamento e a exumação do ESRG antecedem à ruptura do Gondwana Ocidental e à abertura do Atlântico Sul em, até, centenas de milhões de anos, conforme registram as idades termocronológicas, obtidas nos vários estudos lá realizados (Figs. 3-4).

Os trabalhos pioneiros, publicados no ESRG, foram desenvolvidos por Borba *et al.* (2002, 2003), que obtiveram idades TFA predominantemente Paleozoicas (Fig. 3), associadas a um soerguimento e à denudação, durante a evolução da Bacia do Paraná, influenciadas por contexto tectônico convergente na margem sudoeste do Gondwana. Estes autores defendem que o ESRG se comportou como um alto topográfico, durante o Carbonífero-Permiano, devido à compressão presente neste período. Eles identificam um evento de resfriamento no Cretáceo Superior, possivelmente, relacionado ao rearranjo da margem costeira brasileira, devido ao soerguimento das serras do Mar e da Mantiqueira. Este argumento é corroborado por Oliveira *et al.* (2016), que também colocam essa nova configuração da margem continental como mecanismo desencadeador do resfriamento, observado em amostras do Terreno São Gabriel e do Batólito Pelotas.

O evento compressivo do orógeno Gondwanides, observado por Borba *et al.* (2003), é corroborado por Bicca *et al.* (2013) e por Oliveira *et al.* (2016) na Bacia do Ca-

maquã, em que foi identificada uma componente de idade Devoniana, relacionada à deposição desta bacia, a partir de idades obtidas por TFA e por TFZ, respectivamente. Bicca *et al.* (2013), Oliveira *et al.* (2016), Gomes & Almeida (2019) e Machado *et al.* (2019) correlacionam a idade Devoniana à Orogenia Famatiniana, responsável por deformar e por soerguer, lentamente, parte do continente Gondwana Ocidental entre 510 e 360 Ma, seguida pelo resfriamento, causado pela Orogenia Gondwanides.

Os primeiros dados de TFZ no ESRG foram obtidos por Oliveira *et al.* (2016), juntamente com novos dados de TFA. As idades de TFZ variam do Carbonífero ao Triássico (Fig. 4), enquanto as idades de TFA variam do Carbonífero ao Cretáceo (Fig. 3). Estes autores estimam uma denudação de cerca de 1.560 a 3.880 m para o episódio de resfriamento relacionado ao soerguimento, causado por estresses intraplaca advindos da orogênese Gondwanides. Os dados registram, também, os últimos estágios desse evento orogênico, evidenciados por um resfriamento durante o Permo-Triássico. Idades de TFA do Terreno São Gabriel, do Jurássico Superior, juntamente com amostras do Batólito Pelotas, são indicativas do período anterior ao início da ruptura continental, que deu origem ao Oceano Atlântico, e refletem reativação de zonas de cisalhamento expressivas, que delimitam o Batólito Pelotas, como a Dorsal de Canguçu, e as zonas de cisalhamento Passo do Marinheiro e Porto Alegre. Gomes & Almeida (2019) corroboram a presença de um evento de resfriamento, durante o Triássico-Jurássico, causado pela reativação de zonas de cisalhamento nesta região. A reativação dessas zonas de cisalhamento é associada a um pulso térmico, relacionado a uma fase anterior à abertura do Oceano Atlântico (Passarelli *et al.*, 2010). Oliveira *et al.* (2016), assim como Gomes & Almeida (2019), relatam um episódio de resfriamento, durante o Cenozoi-

co, o qual está registrado no Terreno Taquarombó e no Batólito Pelotas, possivelmente, relacionado ao ajustamento da Placa Sul-Americana.

Hueck *et al.* (2019) e Machado *et al.* (2019, 2021) foram os primeiros autores a apresentar análises de AHe e de ZHe no ESRG (Fig. 4), sendo que estes últimos associaram estes termocronômetros a análises de TFA e de TFZ. Todos estes trabalhos fornecem resultados, em parte, concordantes, como a correlação negativa entre as idades de ZHe e o conteúdo efetivo de urânio (eU, conteúdo de U + 0,235 x conteúdo de Th, em ppm), e, em parte, discordantes, como as histórias térmicas obtidas. A história de resfriamento reconstruída por Hueck *et al.* (2019), obtida a partir dos termocronômetros AHe e ZHe, considera que grande parte do ESRG foi, provavelmente, exposto a condições subsuperficiais, no início do Paleozoico, e reaquecido, durante a deposição da Bacia do Paraná, indicando que a Plataforma Sul-Americana foi palco de ciclos de soterramento e de exumação, durante o Paleozoico, ainda que situada no interior continental. As idades de ZHe obtidas por Hueck *et al.* (2019) são essencialmente Paleozoicas e apontam para uma diferença entre estes dados e aqueles de TFZ publicados por Oliveira *et al.* (2016), que indicam idades mais jovens, apesar de ser um termocronômetro de temperatura mais alta do que o do sistema ZHe. Esta discordância entre as idades obtidas pelos vários termocronômetros sugere que a Bacia do Camaquã e seu embasamento cristalino possivelmente estiveram submetidos a regimes térmicos distintos.

Além disso, Hueck *et al.* (2019) sugerem que as idades de AHe, concentradas entre o Triássico Superior e o Cretáceo, indicam denudação longa e contínua, possivelmente devido aos efeitos térmicos da sedimentação da Bacia do Paraná, levando à

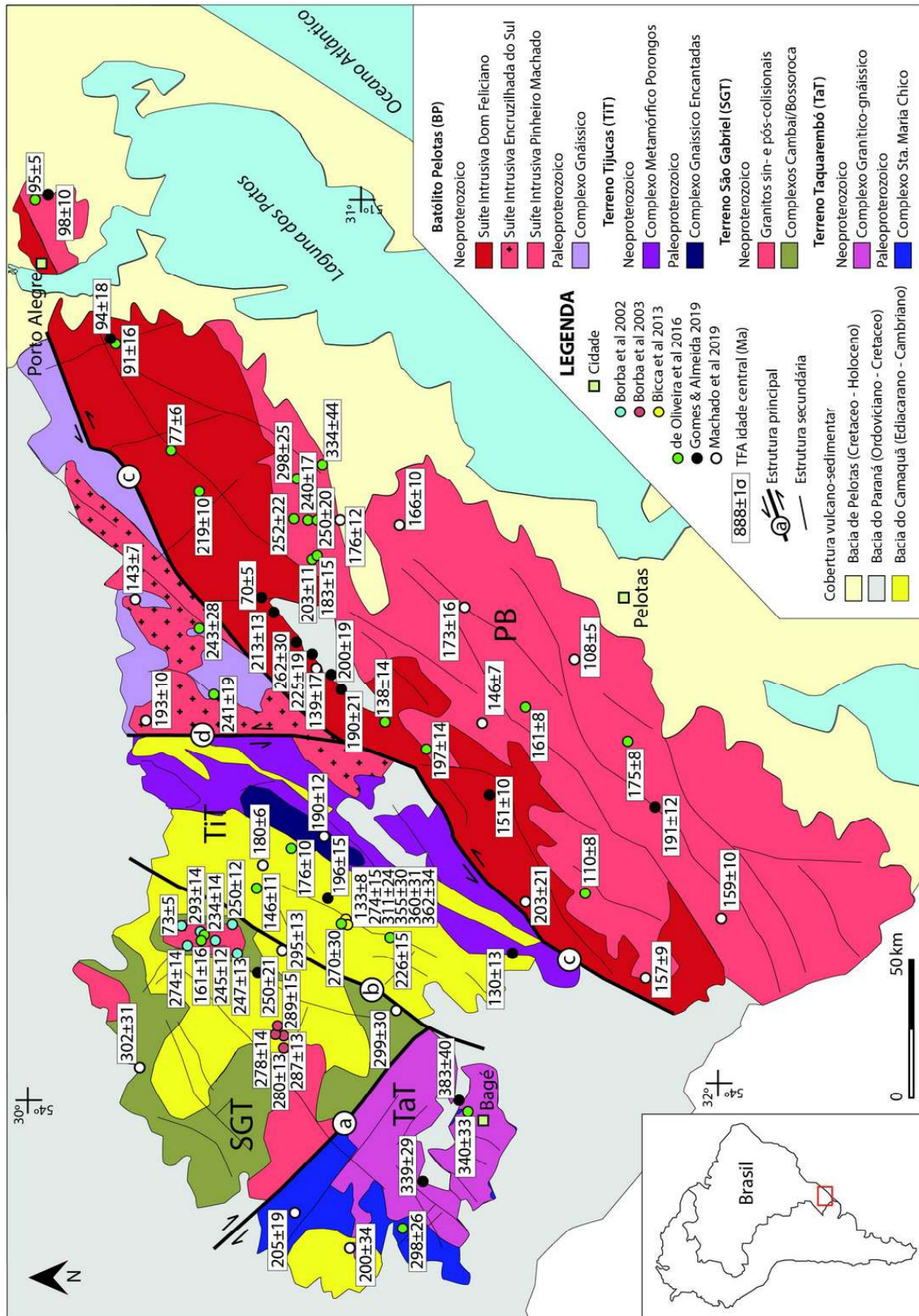


Figura 3 – Mapa geotectônico do Escudo Sul-Rio-Grandense, com as idades traços de fissão em apatita (TFA). Zonas de Cisalhamento: a - Ibaré; b - Caçapava; c - Dorsal de Canguçu; e d - Passo do Marinheiro (modificado de CPRM (2008) e de Machado *et al.* (2019)).

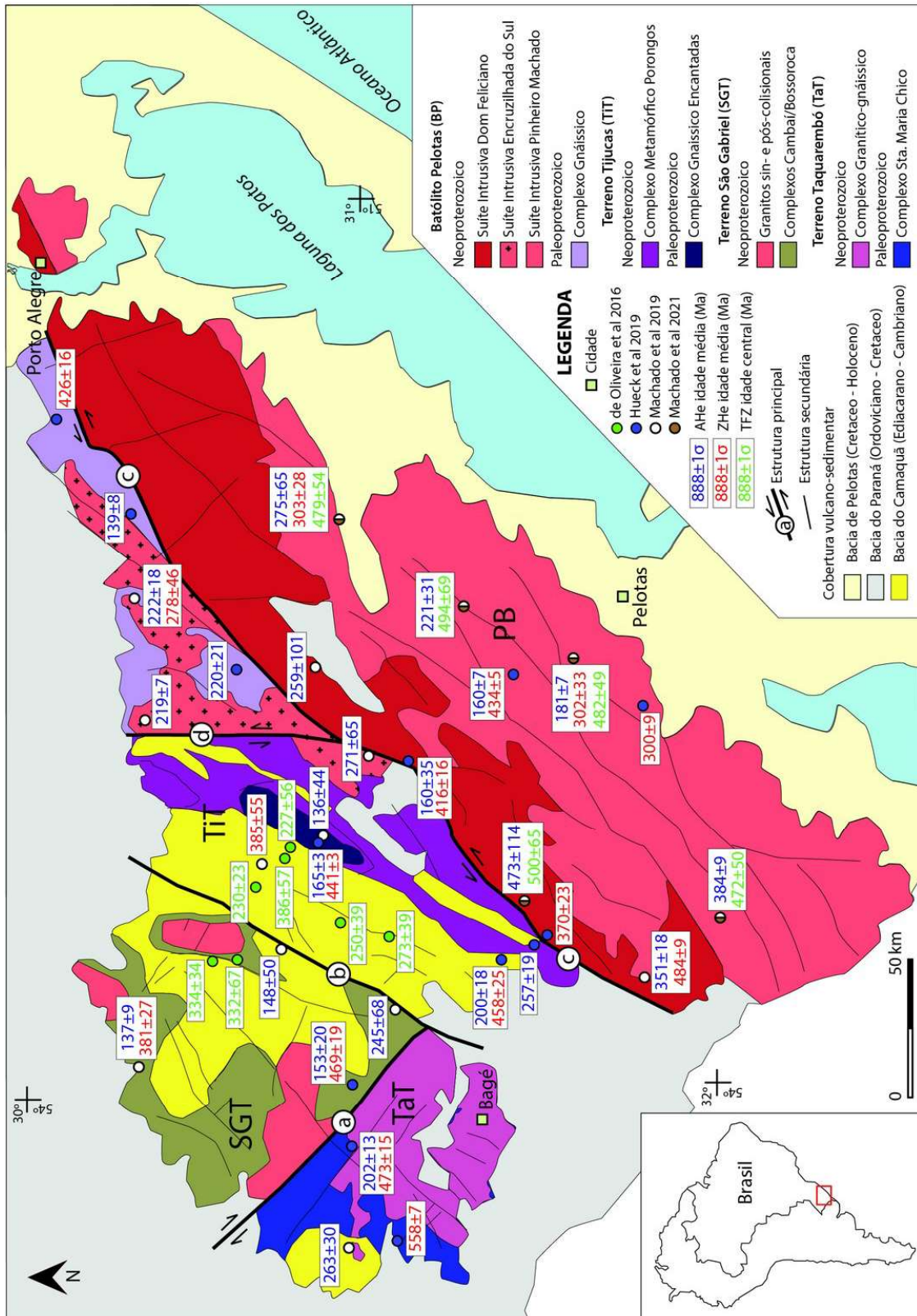


Figura 4 – Mapa geotectônico do Escudo Sul-Rio-Grandense, com as idades traços de fissão em zircão (TFZ) e (U-Th)/He em apatita (AHe) e em zircão (ZHe). Zonas de Cisalhamento: a - Ibaré; b - Caçapava; c - Dorsal de Canguçu; e d - Passo do Marinheiro (modificado de CPRM (2008) e de Machado *et al.* (2019)).

exumação das rochas hospedeiras somente após a erosão desta bacia. Entretanto, estes autores sugerem diferentes histórias de resfriamento para cada porção do ESRG. Enquanto o Terreno Taquarembó e a Bacia do Camaquã exibem idades de ZHe e de AHe restritas entre o Devoniano e o Permiano, os terrenos Tijucas e São Gabriel e o Batólito Pelotas têm idades, predominantemente, entre o Permiano e o Cretáceo (Fig. 4). Em razão das diferentes idades obtidas em cada terreno, Hueck *et al.* (2019) consideram que houve reativação das principais zonas de cisalhamento do escudo, a Dorsal do Canguçu, o Lineamento Caçapava e a Zona de Cisalhamento Ibaré, como, anteriormente já observado por Oliveira *et al.* (2016) e por Gomes & Almeida (2019). No entanto, como os terrenos Tijucas e São Gabriel e o Batólito Pelotas apresentam idades com comportamento similar, subentende-se que a Dorsal do Canguçu e o Lineamento Caçapava, que separam estes domínios do escudo, exerceram pouca ou nenhuma influência no registro termocronológico. Já as idades mais antigas obtidas na Bacia do Camaquã possivelmente indicam uma história térmica distinta da do escudo, enquanto, no Terreno Taquarembó, essas idades se devem, possivelmente, a reativações recentes da Zona de Cisalhamento Ibaré. Curiosamente, esta zona de cisalhamento é a única do escudo a ter direção NW-SE.

As idades de AHe (Fig. 4) obtidas por Hueck *et al.* (2019) são concordantes com as idades de TFA (Fig. 3) anteriormente publicadas no ESRG (Borba *et al.*, 2002, 2003; Gomes, 2011; Bicca *et al.*, 2013; Oliveira *et al.*, 2016; Gomes & Almeida, 2019), as quais são, predominantemente, mais antigas do que 100 Ma, o que sugere exumação final em condições subsuperficiais pré a sin-rifte. O resfriamento pós-rifte é restrito a algumas amostras. O fato de as vulcânicas Paraná-Etendeka não apagarem o sistema de AHe,

sugere que o escudo tenha sido minimamente soterrado por esses basaltos.

Machado *et al.* (2019, 2021), combinando os termocronômetros TFZ, AFT, ZHe e AHe, apontam que a temperatura do Terreno São Gabriel se estabilizou antes dos demais terrenos, observando um primeiro episódio de resfriamento que se inicia no Devoniano e que se estende até o Carbonífero tardio, relacionado às orogenias Famatiniana e Gondwanides, as quais promoveram soerguimento na porção oeste do ESRG. Foi observado, ainda, um segundo episódio de resfriamento iniciado no Permiano e que se estendeu até o Cretáceo, também registrado por Oliveira *et al.* (2016) no Batólito Pelotas. Machado *et al.* (2019) argumentam que o Terreno São Gabriel e a Bacia do Camaquã já se encontravam relativamente estáveis nesse período, mas que a porção leste do escudo ainda não estava, atribuindo o início desse resfriamento à deglaciação do Gondwana e à migração, para sul, do manto de gelo, o que expôs o ESRG ao intemperismo e à erosão. O arqueamento crustal em domo e o soerguimento, associado à ruptura do Pangea, também foram considerados, por Machado *et al.* (2019, 2021), como os principais mecanismos a gerar o resfriamento observado. Esse arqueamento pode ocorrer, quando a fusão confinada na astenosfera aumenta a flutuabilidade da litosfera afinada, anterior à ruptura continental. No caso, a fusão corresponde à Província Paraná-Etendeka, que possui expressivo volume magmático, e diversos diques alimentadores que cortam o ESRG, sugere a presença dessa fusão abaixo do escudo ou nas suas proximidades (Machado *et al.*, 2019). Esta hipótese é corroborada pela presença de depósitos sedimentares da Formação Botucatu menos espessos em direção ao ESRG, que, provavelmente, se comportou como um alto topográfico e como uma fonte de sedimentos para a Formação Botucatu. Machado *et al.* (2019)

sugerem que os estresses intraplaca, durante o final da Orogenia Gondwanides, no início do Triássico, levaram as rochas do escudo a serem exumadas, por meio da reativação das estruturas do embasamento e da Bacia do Paraná, e a um leve reaquecimento, de até 70 °C, durante o Cretáceo, mas em seus estágios finais. Estes autores justificam uma perturbação no gradiente geotérmico sob o ESRG, devido: (i) à intrusão de *plugs* alcalinos, entre 99 e 76 Ma, no Terreno Tijucas; (ii) à influência térmica da pluma de Tristão da Cunha; e (iii) ao soerguimento mantélico, que deu início ao rifteamento continental do Pangea nesta região e na Província Magmática Paraná-Etendeka. Ainda, segundo estes autores, essa perturbação teria sido maior na porção leste do escudo, próxima ao rifte.

O resfriamento final, que levou todo o ESRG a condições superficiais, é atribuído a reajustes da Placa Sul-Americana, após o rifteamento continental, o que mudou a taxa de espalhamento oceânico e a geometria da placa, resultando em estresses transferidos ao interior continental (Machado *et al.*, 2019; 2021). A compensação flexural, devido à acumulação de sedimentos nas bacias marginais, com subsidência associada, teria contribuído com o soerguimento da costa.

6 TERMOCRONOLOGIA DO ESCUDO CATORINENSE

O resfriamento e a exumação do EC foi, principalmente, pós-rifte, acompanhando uma tendência das margens sudeste e leste, conforme indicam as idades termocronológicas obtidas nos vários estudos realizados (Figs. 5-6).

O trabalho pioneiro, não só no EC, como no Brasil todo, foi de Gallagher *et al.* (1994), usando a termocronologia por TFA (Fig. 5). Estes autores realizaram uma amostragem sistemática nas porções sul e sudeste da margem continental brasileira, desde o EC,

passando pela Serra do Mar, estendendo-se até a Serra da Mantiqueira. No conjunto de dados, é evidente a correlação positiva entre altitudes e idades TFA, com idades do Cretáceo Superior, próximas à linha de costa, e mais antigas (estendendo-se até o Carbonífero), em direção ao interior continental, o que difere dos dados mais recentes, ao longo da Província Mantiqueira, compilados por Hueck *et al.* (2019) (Fig. 6). O resfriamento por exumação é tido, por Gallagher *et al.* (1994), como o fator preponderante para justificar as idades mais jovens. Hueck *et al.* (2019), por outro lado, sugerem que, na porção sul da Província Mantiqueira, a reativação das estruturas Neoproterozoicas herdadas não causou deslocamentos verticais, mas que o resfriamento observado nas histórias térmicas pode estar relacionado à distância ao eixo do rifte ativo.

Gallagher *et al.* (1994) encontraram histórias térmicas distintas ao longo da margem continental, o que reflete comportamentos térmicos distintos para cada porção da mesma. Nas amostras próximas à linha de costa, foram registradas taxas de denudação e de exumação mais aceleradas, com remoção de cerca de 3 km de seção denudada após a ruptura continental. Já no interior do continente, a remoção de seção denudada foi de cerca de 1 km, com taxas mais lentas. Na região do EC, as amostras localizadas nas imediações dos derrames basálticos apresentam idades que correspondem a esse evento. Porém, Gallagher *et al.* (1994, 1995) observaram que as amostras mais distantes dos derrames permaneceram em temperaturas mais elevadas por mais tempo, devido ao soterramento promovido pelos basaltos, e que isso gerou uma redução nas idades TFA. Nos trabalhos de Karl *et al.* (2013), de Hueck *et al.* (2018) e de Krob *et al.* (2019) ficam ressaltados os efeitos das altas temperaturas a que o EC foi submetido, o que apagou, parcial ou total-

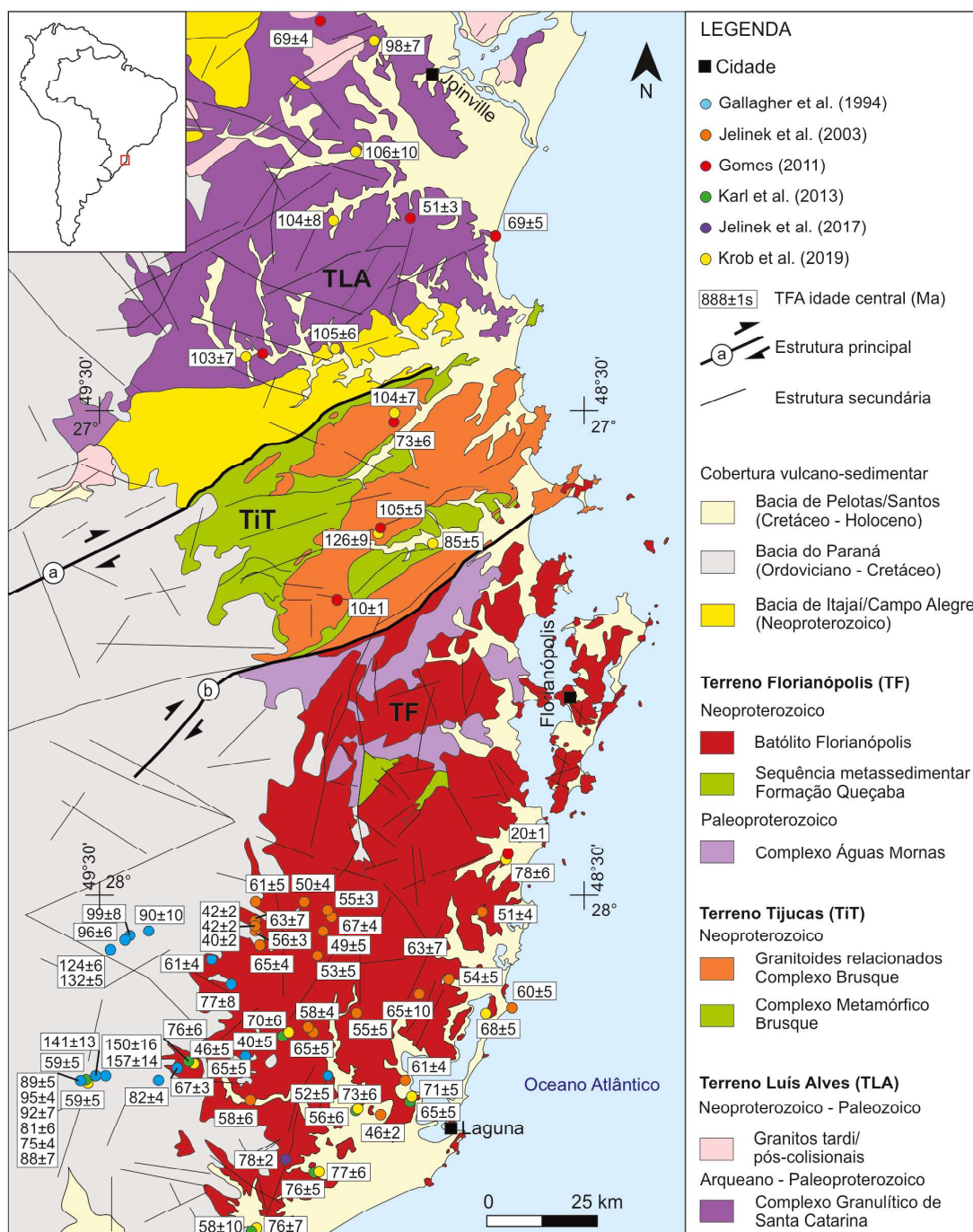


Figura 5 – Mapa geotectônico do Escudo Catarinense, com as idades traços de fissão em apatita (TFA), Zonas de Cisalhamento: a - Itajaí-Perimbó; e b - Major Gercino (MGSZ) (modificado de CPRM (2014)).

mente, até mesmo os sistemas de TFZ e de ZHe (Fig. 6), que têm temperaturas de fechamento mais altas. Gallagher *et al.* (1995) argumentam que o EC é palco de resfriamento contínuo desde a erupção desses basaltos, mas que estes foram responsáveis por aumen-

tar a temperatura em cerca de 60-80 °C regionalmente, e, a partir deste novo patamar de temperatura, promover o resfriamento da região.

O método de TFA foi utilizado por Jelinek *et al.* (1999) e por Jelinek *et al.* (2003)

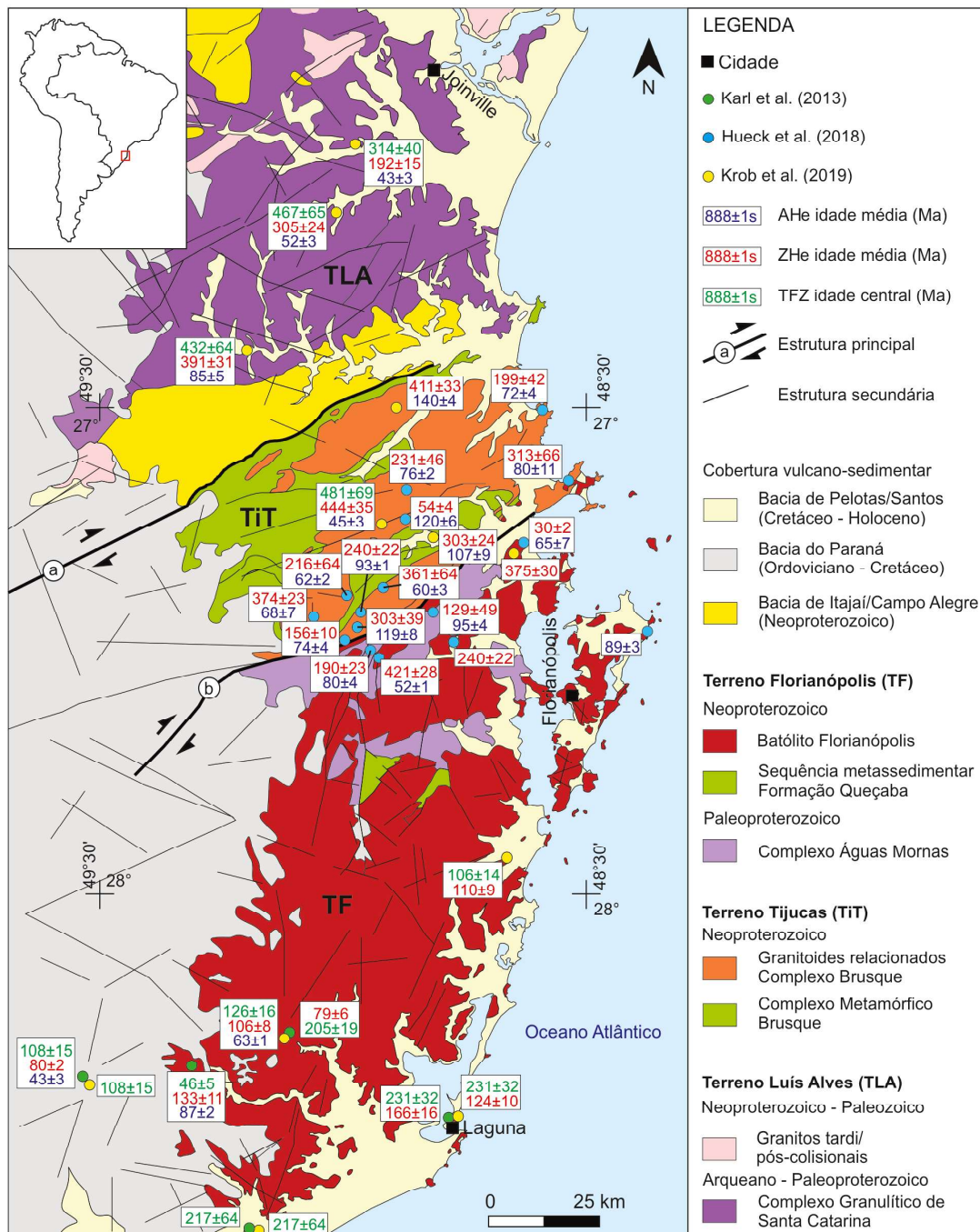


Figura 6 – Mapa geotectônico do Escudo Catarinense, com as idades traços de fissão em zircão (TFZ) e (U-Th)/He em apatita (AHe) e em zircão (ZHe). Zonas de Cisalhamento: a - Itajaí-Perimbó; e b - Major Gercino (MGSZ) (modificado de CPRM (2014)).

para datar eventos hidrotermais na porção sudeste do EC e correlacioná-los à evolução da margem continental nesta região. Jelinek *et al.* (2003) obtiveram idades TFA do Paleoceno-Eoceno (Fig. 5) e episódios de resfriamento iniciados no Cretáceo Superior;

responsáveis pela geração do hidrotermalismo, que levou à deposição de fluorita filoneana. O principal mecanismo que estes autores consideram para a denudação do EC é a possibilidade de, localmente, na área do distrito fluorítico, a região ter sido afetada

por um evento térmico, associado ao magmatismo alcalino de Lages e, regionalmente, a região ter sido afetada pelo magmatismo, relacionado ao Lineamento de Florianópolis.

Posteriormente, o EC foi estudado por Karl *et al.* (2013), utilizando os termocronômetros TFA, TFZ, AHe e ZHe (Figs. 5-6). A combinação destes termocronômetros permitiu segmentar em três partes o trecho entre São Paulo (localizado no interior do Orógeno Ribeira) e Laguna (porção sul do EC). Os segmentos levam em consideração zonas de fraturas expressivas, de direção NW-SE, sendo que o limite entre os blocos norte e central é delimitado pela Zona de Fratura Rio Alonzo, enquanto a Zona de Fratura de Florianópolis separa os blocos central e sul. Krob *et al.* (2019), por outro lado, segmentaram este mesmo trecho em seis blocos, também levando em consideração zonas de fraturas NW-SE importantes (blocos Santos, Peruibe, Ilha Comprida, Curitiba, Florianópolis e Laguna, de norte a sul, respectivamente). De acordo com Karl *et al.* (2013), o bloco sul, representado, em grande parte, pelo núcleo cristalino do EC (equivalente ao Bloco Laguna e a porções do Bloco Florianópolis, de Krob *et al.*, 2019), não apresentou uma movimentação expressiva, apesar de demonstrar uma complexa evolução térmica, com seção denudada estimada em 4,5-5,0 km. Krob *et al.* (2019) também indicam uma história térmica do bloco sul (Bloco Laguna) completamente distinta da dos demais blocos, com temperaturas elevadas, o que sugere uma alteração no gradiente geotérmico local.

Na região continental, próxima a Florianópolis (SC), Hueck *et al.* (2018) obtiveram idades ZHe com grande dispersão, estendendo-se desde o Ordoviciano, até o Paleógeno, justificadas pelo conteúdo de elementos radioativos nos cristais. Zircões, contendo eU abaixo de 1000 ppm, possuem uma

correlação negativa com as idades de ZHe, conforme também observado no ESRG (Hueck *et al.*, 2019). Já as idades AHe obtidas por Hueck *et al.* (2018) estão concentradas no Cretáceo Superior-Paleógeno e indicam que o conjunto de dados experimentou uma história térmica semelhante (Fig. 6). Em contrapartida ao sistema ZHe, as idades AHe não apresentam correlação com nenhum outro parâmetro e estão limitadas a um intervalo restrito, sugerindo que as amostras sofreram um resfriamento lento e contínuo (Hueck *et al.*, 2018), tendo sofrido um resfriamento acelerado somente entre Cretáceo Superior e Paleoceno. Esse resfriamento acelerado pode estar relacionado com uma mudança no gradiente geotérmico local, devido à presença de uma anomalia térmica das rochas alcalinas de Lages e do ponto quente Tristão da Cunha, conforme observado por Jelinek *et al.* (2003), anteriormente. As idades mais antigas dos grãos individuais podem estar relacionadas à implantação de He de cristais adjacentes, à zonation interna não quantificada, a microinclusões, entre outros.

De acordo com Hueck *et al.* (2018), o primeiro registro da história de resfriamento do EC é uma exumação no início do Paleozóico, após a fase pós-colisional do Orógeno Dom Feliciano. Para explicar a dispersão das idades de ZHe, os autores consideram duas hipóteses. Na primeira, esta dispersão indicaria que esse sistema sofreu abertura parcial e que essas amostras estavam hospedadas em rochas que foram exumadas até condições próximas às da superfície, anteriormente à deposição dos sedimentos da Bacia do Paraná. A posição crustal dessas rochas era de temperatura inferior a 120 °C, até a extrusão dos basaltos da Província Magmática Paraná-Etendeka, que elevaram a temperatura o suficiente para apagar parcialmente o sistema ZHe. A história térmica se encerra com um estágio final de resfriamento em condições superficiais entre o Cretáceo Superior-

Paleógeno. A segunda hipótese levantada pelos autores considera que a dispersão das idades de ZHe poderia decorrer da longa permanência das amostras em temperaturas elevadas (160-200 °C), especialmente durante o Mesozoico, sucedida pelo evento de resfriamento do Cretáceo Superior-Paleógeno. A permanência dessas amostras em temperaturas elevadas pode ser resultado do aumento do gradiente geotérmico, precedente à ruptura continental e à extrusão dos basaltos da Província Magmática Paraná-Etendeka.

A primeira hipótese, de Hueck *et al.* (2018), é favorecida pela presença do contato entre os sedimentos da Bacia do Paraná e o embasamento cristalino, à cerca de 10 km de distância da área de estudo. Além disso, estes autores sugerem que a área do EC, provavelmente, foi recoberta por sedimentos dessa bacia, apesar deste fato não ser suficiente para explicar a perda de He e para induzir a dispersão das idades de ZHe. A dispersão teria decorrido da presença dos basaltos da Província Magmática Paraná-Etendeka, mais especificamente, dos diques alimentadores da mesma, como o Enxame de Diques de Florianópolis. A orientação dos diques, paralela à linha de costa, sugere a proximidade com a região central do rifte do Atlântico Sul, o que contribui com um gradiente térmico elevado. Os basaltos, juntamente com os sedimentos da Bacia do Paraná, possivelmente cobriram a região em que se localiza a área de estudo, o que é evidenciado pela abertura do sistema de AHe até o Cretáceo tardio, sugerindo a erosão desta sequência. Hueck *et al.* (2018) estimam uma espessura de seção denudada de 1,6 km a 2,5 km para a região, a partir das modelagens de histórias térmicas.

Karl *et al.* (2013), Hueck *et al.* (2018) e Krob *et al.* (2019) são concordantes em afirmar que as feições de direção NW-SE são associadas aos estágios iniciais de ruptura continental e de rotação da Placa Sul-Americana, além de estarem correlacionadas ao ar-

queamento dos sedimentos da Bacia do Paraná e à formação das principais zonas de fraturas do Oceano Atlântico Sul.

7 EVOLUÇÃO TERMOTECTÔNICA FANEROZOICA DO CINTURÃO DOM FELICIANO

Na margem continental sul do Brasil, a partir da compilação de histórias térmicas, basicamente com dados de TFA (Fig. 7C) e, em alguns casos, acrescentado outros termocronômetros (Figs. 7A-7B e 7D), é possível reconstruir a evolução termotectônica do Cinturão Dom Feliciano e dos crátons adjacentes, e o impacto na dinâmica de evolução da margem de rifte.

A compilação de histórias térmicas de dados TFA (Machado *et al.*, 2021) mostram que o ESRG iniciou o registro de resfriamento no Devoniano (Fig. 7A), quando a maior parte do embasamento já estava abaixo de temperaturas da ordem de 160 °C, com o Cráton Rio de La Plata registrando temperaturas mais amenas, quando comparadas às do Cinturão Dom Feliciano. Por volta do início do Carbonífero, as temperaturas estavam próximas ou abaixo de 120 °C na maior parte do embasamento (Fig. 7B), com a região nordeste, ou seja, o Batólito Pelotas, registrando as temperaturas mais elevadas. Durante a transição Carbonífero-Permiano, as temperaturas no cráton e no cinturão foram, em sua maioria, abaixo de 100 °C, enquanto o Batólito Pelotas, a nordeste, manteve suas temperaturas mais altas, quando comparadas às do resto do embasamento (Fig. 7C). Este comportamento é contínuo durante o resfriamento, através da transição Permiano-Triássica, e, também, durante a transição Triássico-Jurássica. No final do Jurássico, imediatamente antes do magmatismo Paraná-Etendeka (138 a 125 Ma) e da abertura do Atlântico Sul na região (130 a 113 Ma), a maior parte do embasa-

mento estava próximo ou abaixo de 60 °C (Fig. 7D), o que indica que as rochas estavam expostas ou próximas à superfície durante o rifteamento (Jurássico/Cretáceo). Os locais mais a leste parecem registrar as temperaturas mais altas no momento do evento de rifteamento/magmatismo, mas, geralmente, não excedem 100 °C. Após a abertura do Atlântico Sul, na transição entre o Cretáceo Inferior e o Cretáceo Superior, as temperaturas do embasamento ainda estavam perto de 60 °C. O magmatismo associado com a ruptura do Gondwana provavelmente causou um distúrbio geotérmico, que pode ser responsável pela dispersão das idades AHe.

Já a história de resfriamento do EC é marcada por uma exumação no início do Paleozoico (Fig. 7A), após a fase pós-colisional do Orógeno Dom Feliciano. Durante o final do Jurássico e o início do Cretáceo, deu-se início ao rifteamento (Fig. 7B), o que gerou soerguimento e exumação em grande parte da margem continental brasileira. São contemporâneos, também, os derrames basálticos da Província Magmática Paraná-Etendeka, que cobriram grande parte do leste catarinense, e os diques alimentadores, que contribuíram para o aumento do gradiente geotérmico local, apagando, parcial ou totalmente, até mesmo os sistemas de TFZ e de ZHe (Figs. 7A-7B).

A partir deste evento de ruptura continental, formaram-se as bacias da margem leste do Brasil, as quais registram também os pulsos de soerguimento e de exumação que erodiram o continente. O evento de resfriamento acelerado, registrado no Cretáceo Superior e no início do Paleógeno (Fig. 7C), marca bem este processo de soerguimento da porção continental, especialmente na Serra do Mar. Os registros sedimentares nas Bacias de Pelotas e de Santos corroboram estas fases de soerguimento e de erosão, com espessos pacotes sedimentares, de granulometria mais grossa. No entan-

to, estas bacias também registram momentos em que houve captura de suas drenagens e a falta de suprimento sedimentar.

Por fim, no Eoceno, praticamente todo o embasamento na região estava abaixo de 60°C (Fig. 7D), com uma tendência a temperaturas mais amenas para o interior. Este evento final de resfriamento é apontado como resultado de um regime compressivo intenso, observado em várias fases do Orógeno Andino, e de mudanças no regime de espalhamento da dorsal meso-oceânica, entre as placas Sul-Americana e Africana.

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Estudos de termocronologia, realizados em rochas do embasamento da margem continental sul do Brasil, revelam padrões de resfriamento distintos ao longo da costa. Enquanto a maior parte da margem apresenta exumação sin a pós-rifte (Cretáceo ao Cenozoico), como é o caso da região do EC, a região do extremo sul do Brasil, o ESRG, apresenta principalmente exumação pré-rifte.

Diversas são as causas, atribuídas ao soerguimento e ao resfriamento observados na margem continental brasileira, incluindo a região do EC, como: (i) o aumento do gradiente geotérmico devido às anomalias térmicas Trindade e Tristão da Cunha (Machado *et al.*, 2019, 2021); (ii) o estiramento crustal, promovido por estas anomalias, causando falhamento e exumação (Jelinek, 2019; Krob *et al.*, 2019; Machado *et al.*, 2019, 2021); (iii) a reativação de estruturas NE-SW Neoproterozoicas herdadas (Jelinek *et al.*, 2003; Jelinek, 2019); (iv) a compressão da Placa Sul-Americana; (v) a incisão de drenagens, que aproveitaram as feições lineares, como falhas e lineamentos, de direções NE-SW e NW-SE (Oliveira *et al.*, 2016; Krob *et al.*, 2019); (vi) isostasia auxiliada por *underplating* magmático (Jelinek, 2019); entre outros. Estes fato-

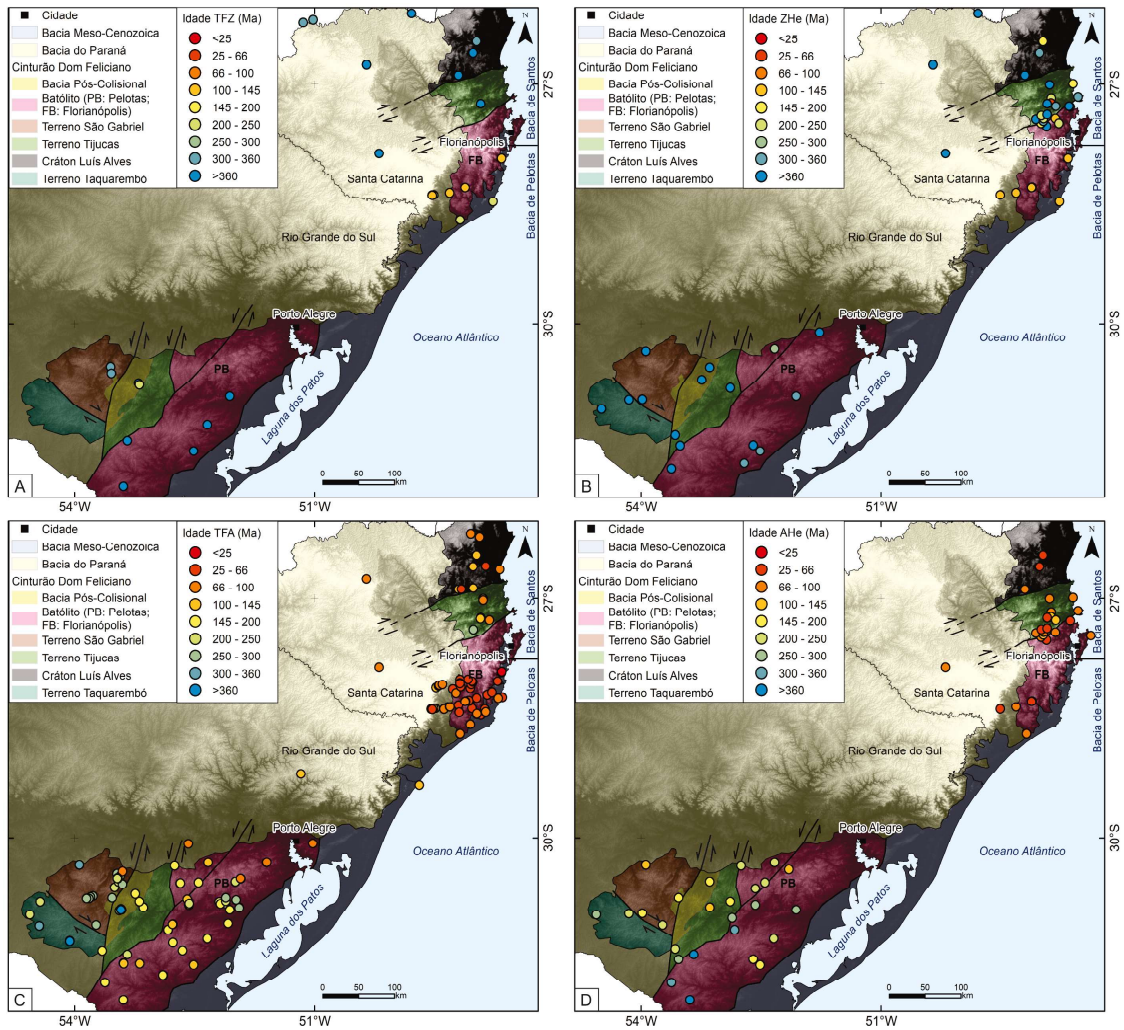


Figura 7 – Modelo digital de terreno da margem continental sul brasileira, com a sobreposição dos terrenos tectono-estratigráficos e vulcano-sedimentares.

res possivelmente agiram em conjunto, especialmente, a norte de Florianópolis, podendo ter sido responsáveis por manter a margem elevada por longos períodos de tempo, estando ela sujeita à erosão e à denudação acentuadas. Em contrapartida, a sul de Florianópolis, não existem evidências de que estes fatores agiram fortemente, o que levou a um registro de histórias térmicas essencialmente anteriores à ruptura continental no ESRG.

AGRADECIMENTOS

Andréa Ritter Jelinek é bolsista de produtividade do CNPq.

REFERÊNCIAS

- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B. & Fuck, R. A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17: 1-29.
- Bicca, M. M., Chemale, F., Jelinek, A. R., Oliveira, C. H. E., Guadagnin, F. & Armstrong, R. 2013. Tectonic evolution and provenance of the Santa Bárbara Group, Camaquã Mines region, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 48: 173-192.
- Borba, A. W., Lima, E. F., Lelarge, M. L. V., Mizusaki, A. M. P., Sparrenberg, I. & Barros, C. E. 2003. Significance of Late Paleozoic fission-track ages in volcanic rocks from the Lavras

- Do Sul region, southernmost Brazil. *Gondwana Research*, 6: 79-88.
- Borba, A. W., Lelarge, M. L. V. & Mizusaki, A. M. P. 2002. Uplift and denudation of the Caçapava do Sul granitoids (southern Brazil) during Late Paleozoic and Mesozoic: Constraints from apatite fission-track data. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 683-692.
- 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.
- Buiter, S. J. & Torsvik, T. H. 2014. A review of Wilson Cycle plate margins: a role for mantle plumes in continental break-up along sutures? *Gondwana Research*, 26(2): 627-653.
- Chang, H. K., Kowsmann, R. O., Figueiredo, A. M. F. & Bender, A. A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*, 213: 97-138.
- CPRM. 2008. *Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Programa Geologia do Brasil, escala 1:750.000.
- CPRM. 2014. *Mapa geológico do estado de Santa Catarina*. Porto Alegre, Programa Geologia do Brasil, escala 1:500.000.
- Gallagher, K., Hawkesworth, C. J. & Mantovani, M. S. M. 1994. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data. *Journal of Geophysical Research*, 99: 117-145.
- Gallagher, K., Hawkesworth, C. J. & Mantovani, M. S. M. 1995. Denudation, fission track analysis and the long-term evolution of passive margin topography: application to the southeast Brazilian margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 8: 65-77.
- Gomes, C. H. 2011. *História térmica das regiões sul e sudeste da América do Sul: implicações na compartimentação geotectônica do Gondwana*. Porto Alegre, 321p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Gomes, C. H. & Almeida, D. 2019. New insights into the Gondwana breakup at the Southern South America by apatite fission-track analyses. *Advances in Geosciences*, 47: 1-15.
- Graça, M. C., Kuszniir, N. & Stanton, N. S. G. 2019. Crustal thickness mapping of the central South Atlantic and the geodynamic development of the Rio Grande Rise and Walvis Ridge. *Marine and Petroleum Geology*, 101: 230-242.
- Hueck, M., Dunkl, I., Heller, B., Basei, M. A. S. & Siegesmund, S. 2018. (U-Th)/He Thermochronology and Zircon Radiation Damage in the South American Passive Margin: Thermal Overprint of the Paraná LIP? *Tectonics*, 37: 4068-4085.
- Hueck, M., Dunkl, I., Oriolo, S., Wemmer, K., Basei, M. A. S. & Siegesmund, S. 2019. Comparing contiguous high- and low-elevation continental margins: New (U-Th)/He constraints from South Brazil and an integration of the thermochronological record of the southeastern passive margin of South America. *Tectonophysics*, 770: 228222.
- Jelinek, A. R. 2019. Evolução Paleotopográfica da Margem Continental Brasileira durante o Fanerozoico: Evidências a partir da Termocronologia por Traços de Fissão em Apatitas. *Revista Brasileira de Geografia Física*, 12(4): 1670-1686.
- Jelinek, A. R., Bastos Neto, A. C., Lelarge, M. L. V. & Soliani, E. 1999. Apatite fission track dating of fluorite ore veins from Santa Catarina state, Brazil: A complex hydrothermal evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 367-377.
- Jelinek, A. R., Bastos Neto, A. C. & Poupeau, G. 2003. Análise por traços de fissão em apatitas do Distrito Fluorítico de Santa Catarina: relações entre hidrotermalismo e evolução da margem continental. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(3): 289-298.
- Jelinek, A. R., Santos, A. N. & Oliveira, C. H. E. 2017. Evolução Termo-tectônica do Graben de Urussanga. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, XVI, 2017, Salvador.

Anais. . . SBG, v. 1, p. 452.

Karl, M., Glasmacher, U. A., Kollenz, S., Franco-Magalhaes, A. O. B., Stockli, D. F. & Hackspacher, P. C. 2013. Evolution of the South Atlantic passive continental margin in southern Brazil derived from zircon and apatite (U-Th-Sm)/He and fission-track data. *Tectonophysics*, 604: 224-244.

Krob, F. C., Glasmacher, U. A., Karl, M., Perner, M., Hackspacher, P. C. & Stockli, D. F. 2019. Multi-chronometer thermochronological modelling of the Late Neoproterozoic to recent t-T-evolution of the SE coastal region of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 92: 77-94.

Machado, J. P., Jelinek, A. R., Bicca, M. M., Stephenson, R. & Genezini, F. A. 2019. West Gondwana orogenies and Pangaea break-up: Thermotectonic effects on the southernmost Mantiqueira province, Brazil. *Journal of the Geological Society*, 176: 1056-1075.

Machado, J. P., Jelinek, A. R., Stephenson, R. & O'Sullivan, P. 2021. Thermochronology of South America passive margin between Uruguay and southern Brazil: A lengthy and complex cooling history based on (U-Th)/He and fission tracks. *Journal of South American Earth Sciences*, 106: 103019.

Mohriak, W. 2012. Bacias da Margem Continental Divergente. In: Hasui, Y., Carneiro, C. D. R., Almeida, F. F. M. & Bartorelli, A. (Eds.). *Geologia do Brasil*. São Paulo, Beca, p. 466-480.

Nürnberg, D. & Müller, R. D. 1991. The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present. *Tectonophysics*, 191: 27-53.

Oliveira, C. H. E., Jelinek, A. R., Chemale, F. & Bernet, M. 2016. Evidence of post-Gondwana breakup in Southern Brazilian Shield: Insights from apatite and zircon fission track thermochronology. *Tectonophysics*, 666: 173-187.

Passarelli, C. R., Basei, M. A. S., Wemmer, K.,

Siga Jr., O. & Oyhantçabal, P. 2010. Major shear zones of southern Brazil and Uruguay: escape tectonic in the eastern border of Rio de La Plata and Paranapanema cratons during the Western Gondwana amalgamation. *International Journal of Earth Sciences*, 100: 391-414.

Philipp, R. P., Pimentel, M. M. & Chemale, 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.

Reiners, P. W. 2021. Thermochronology. In: Alderton, D. & Elias, S. A. (Eds.). *Encyclopedia of Geology*. Cambridge, Academic Press, p. 132-139.