

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**HISTÓRIA DO RESFRIAMENTO FANEROZOICO DO EMBASAMENTO
DA SERRA DO ESPINHAÇO, MINAS GERAIS, BRASIL, POR TRAÇOS
DE FISSÃO EM APATITA**

EDGAR DO AMARAL SANTOS

ORIENTADORA: Profa. Dra. Andréa Ritter Jelinek

COORIENTADOR: Prof. Dr. Pedro Angelo Almeida Abreu

Volume único

Porto Alegre - 2018

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**HISTÓRIA DO RESFRIAMENTO FANEROZOICO DO EMBASAMENTO
DA SERRA DO ESPINHAÇO, MINAS GERAIS, BRASIL, POR TRAÇOS
DE FISSÃO EM APATITA**

EDGAR DO AMARAL SANTOS

ORIENTADORA: Profa. Dra. Andréa Ritter Jelinek

COORIENTADOR: Prof. Dr. Pedro Angelo Almeida Abreu

BANCA EXAMINADORA:

Profa. Dra. Ana Maria Pimentel Misuzaki – Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto – Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Maurício Parra Amezquita – Universidade de São Paulo

Dissertação de mestrado apresentada
como requisito parcial para a obtenção
do título de Mestre em Ciências

Porto Alegre – 2018

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitora: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Santos, Edgar do Amaral

História do resfriamento fanerozoico do embasamento da Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil, por traços de fissão em apatita . / Edgar do Amaral Santos. – Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2018.

65 f. il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2018.

Orientadora: Andréa Ritter Jelinek

Co-orientador: Pedro Ângelo Almeida Abreu

1. Embasamento da Serra do Espinhaço. 2. Traços de fissão em apatita. 3. Quadrilátero Ferrífero 4. História de denudação. I. Título.

CDU 551.4

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Sônia Teresinha Duarte de Oliveira

CRB 10/2310

Aos meus pais, Maria Enedina e Domício

Nossa vida é o que os nossos pensamentos fazem dela.

Marco Aurélio (121-180 DC)

AGRADECIMENTOS

Agradeço, primeiramente, à minha família, em especial meus pais, Maria Enedina e Domício (*in memoriam*) pelo suporte, encorajamento, confiança e por sempre me incentivarem a lutar pelos meus sonhos muito antes desta etapa chegar, mas principalmente, por me darem muito amor. Aos meus irmãos, Isaura e Eduardo, gratidão, pois sem vocês a vida não teria o menor sentido. Obrigado por serem carinhosos e afetuosos comigo, seja junto de vocês ou de longe.

Aos meus orientadores, Andrea Ritter Jelinek e Pedro Angelo Almeida Abreu, agradeço pela oportunidade de trilhar mais esta etapa de aprendizado, amadurecimento e desenvolvimento profissional e pessoal junto a vocês. Obrigado pela confiança em meu trabalho e pelo suporte dado nesses dois últimos anos.

Agradeço à Flavia Tavares por partilhar tanto carinho e tantas inúmeras conversas sobre a vida, sentimentos, desconstruções e aprimoramentos pessoais. Você é luz nos meus dias e um sol que aquece o meu coração. Obrigado, obrigado, obrigado!

Ao Jeferson Dutra agradeço pelo amor compartilhado, paciência, inúmeros conselhos e por acreditar em mim, mesmo quando eu não estava muito certo disso. Obrigado por tamanha generosidade em dividir comigo seu coração e me permitir dividir o meu com você. A vida realmente não precisa ser tão complicada.

Agradeço também as amigas e amigos de longa data, assim como os novos, que foram fundamentais nesse processo de mudanças, descobertas e aprendizados em Porto Alegre: Carol Ruela, Thiago, Carolzinha, Nil, João, Rapha, Maris, Bubu, Renatinha, Thaís, Amanda, Fernando, Guilherme, Natália e Letycia. O meu sincero obrigado por estarem sempre pertinho e no meu coração!

Aos amigos da thermo, João Pacífico, Bicca, Christie e Marcio, o meu obrigado por tornarem mais leve essa jornada, pelas boas histórias e a tradição da mesma mesa, no mesmo bar.

À CAPES, agradeço pela bolsa de mestrado concedida junto ao PPGGEO.

Ao Fabrício (Carcará), José Maria Leal e Lúcio Fraga, gratidão pelo auxílio em campo, preparação das amostras e hospedagem em Diamantina, e à Denise e Marcelo (Anexo-UFRGS) pela grande e inestimável ajuda com a preparação das amostras.

Por fim, agradeço à espiritualidade amiga e a Deus por me guiarem neste mundo. Assim seja, assim é!

RESUMO

1

2 Análises termocronológicas de traços de fissão em apatita foram aplicadas a amostras de
3 rochas cristalinas do embasamento da Serra do Espinhaço e da província do Quadrilátero
4 Ferrífero, ambos localizados em Minas Gerais, no sudeste do Brasil. Os objetivos deste trabalho
5 consistem desvendar a história termotectônica dessas áreas de relevo escarpado cercadas por
6 planícies extremamente dissecadas e obter as taxas de denudação e erosão para correlacioná-
7 las com eventos regionais. A área de estudo engloba granitóides e gnáisses Arqueanos e
8 Paleoproterozoicos, localizados na borda sudeste do Cráton São Francisco, sobrepostos por
9 sequências sedimentares de idade Arqueanas a Paleo-Mesoproterozoicas. Idades aparentes de
10 traços de fissão em apatita variam de 187 ± 18 a 91.8 ± 7.3 Ma e registram a passagem dos
11 cristais de apatita pela zona de *annealing* parcial. Os comprimentos médios dos traços
12 horizontais confinados variam de 9.62 ± 1.81 to 12.85 ± 1.35 μm e indicam longa residência
13 dentro da zona de *annealing* parcial. As idades aparentes de traços de fissão em apatita foram
14 modeladas no *software* HeFTy 1.8.0 e geraram histórias térmicas para cada amostra, as quais
15 evidenciam um comportamento predominantemente similar. O primeiro episódio de resfriamento
16 acelerado mostrado pela modelagem teve início no Devoniano Superior até o Permiano Inferior,
17 trazendo as amostras de paleotemperaturas bastante superiores a isoterma de 120°C . Após
18 esse evento, um tectonismo quiescente durou cerca de 150 a 220 Ma, durante o Mesozoico
19 médio ao Eoceno-Oligoceno. O último evento que registra um resfriamento acelerado foi
20 responsável pela exumação de cerca de 1320 a 2040 m de espessura de seção denudada
21 durante os últimos 50 a 25Ma. Este evento pode ter sido causado a partir de diversos fatores,
22 como novas configurações envolvendo as placas tectônicas de Nazca, Sul-Americana e
23 Africana e criando movimentos epirogênicos; taxas de espalhamento mais lentas na dorsal
24 meso-atlântica; ou ainda, origem climática quando taxas de erosão acentuada são discutidas
25 por alguns autores, ainda que uma fase propensa ao intemperismo é registrada em perfis de
26 rocha alterados.

27

28

ABSTRACT

29 Apatite fission-track (AFT) thermochronology study is applied to basement crystalline rock
30 samples belonging to the Espinhaço Range and the Quadrilátero Ferrífero province, both located
31 in Minas Gerais state, in southeastern Brazil. We aimed with this work to unravel the
32 thermotectonic history of these high-relief areas surrounded by extremely dissected plains and to
33 obtain the rates of denudation and erosion, to further correlate them with regional events. The
34 study area comprehends Archean and Paleoproterozoic granitoid-gneiss basement, in the
35 southern border of the São Francisco Craton, overburden by Archean to Paleo-Mesoproterozoic
36 sedimentary sequences. AFT apparent ages vary from 187 ± 18 to 91.8 ± 7.3 Ma, registering the
37 apatite crossing through the partial annealing zone (PAZ). Mean horizontal confined track
38 lengths range from 9.62 ± 1.81 to 12.85 ± 1.35 μm indicating a long residence within the PAZ.
39 The AFT apparent ages were modelled in the HeFTy 1.8.0 software, generating a thermal history
40 for each sample, whose behavior is similar to them all. The first accelerated cooling episode
41 shows by the modeling started in the Upper Devonian to Early Permian, bringing the samples
42 from paleotemperatures well above the 120°C isotherm. After this event, protracted tectonism
43 lasted from 150 to 220 Ma, during the Mid-Mesozoic until the Eocene-Oligocene. The last
44 accelerated cooling event showed by the modeling was responsible for exhuming somewhat
45 1320-2040 m of rock section in the last 50 to 25 Ma. This may have been caused by a range of
46 factors, such as: new configurations between the Nazca, South American and African plates and
47 creating epeirogenic movements; slower spreading rates in the mid-ocean atlantic ridge; or due
48 to climatic origin when accentuated erosion rates are discussed by some authors, even though a
49 weathering-prone phase was recorded in weathering profiles.

50

51

Lista de Figuras

52	FIGURA 1: MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DO CRÁTON SÃO FRANCISCO (CSF) E SUA LOCALIZAÇÃO NA	
53	AMÉRICA DO SUL. AWCO: ARAÇUAÍ-WEST CONGO OROGEN; QF: QUADRILÁTERO FERRÍFERO;	
54	SDEM: SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL; SDES: SERRA DO ESPINHAÇO SETENTRIONAL. EM	
55	DESTAQUE O SUPERGRUPO ESPINHAÇO E A ÁREA DE ESTUDO.	7
56	FIGURA 1: PRINCIPAIS TERMOCRONÔMETROS E RESPECTIVAS TEMPERATURAS DE FECHAMENTO OU	
57	ZONAS DE RETENÇÃO.....	12
58		

SUMÁRIO

59		
60	RESUMO	1
61	ABSTRACT	2
62	LISTA DE FIGURAS	3
63	SUMÁRIO	4
64	SOBRE A ESTRUTURA DESTA DISSERTAÇÃO:.....	5
65	1. INTRODUÇÃO E CONTEXTO GEOLÓGICO SIMPLIFICADO	6
66	2. SÍNTESE DO MÉTODO TRAÇOS DE FISSÃO EM APATITA	10
67	3. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	14
68	REFERÊNCIAS.....	15
69	4. ARTIGO SUBMETIDO.....	21
70	HIGHLIGHTS	58
71	ANEXO.....	59
72		

73 **Sobre a estrutura desta dissertação:**

74 Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno de um artigo científico
75 submetido. Dessa forma, sua organização compreende as seguintes partes:

76 a) Introdução compreendendo as considerações iniciais e objetivo, contexto geológico
77 simplificado, uma breve descrição do estado da arte do método utilizado,
78 considerações finais e as referências utilizadas.

79 b) Artigo submetido ao Journal of South American Earth Sciences intitulado
80 **“Phanerozoic cooling history of the Espinhaço Range basement, southeastern**
81 **Brazil, through apatite fission-track analysis”** que apresenta os resultados e
82 conclusões desta pesquisa.

83 c) Anexo compreendendo a carta de submissão do artigo.

84

85 1. Introdução e Contexto Geológico simplificado

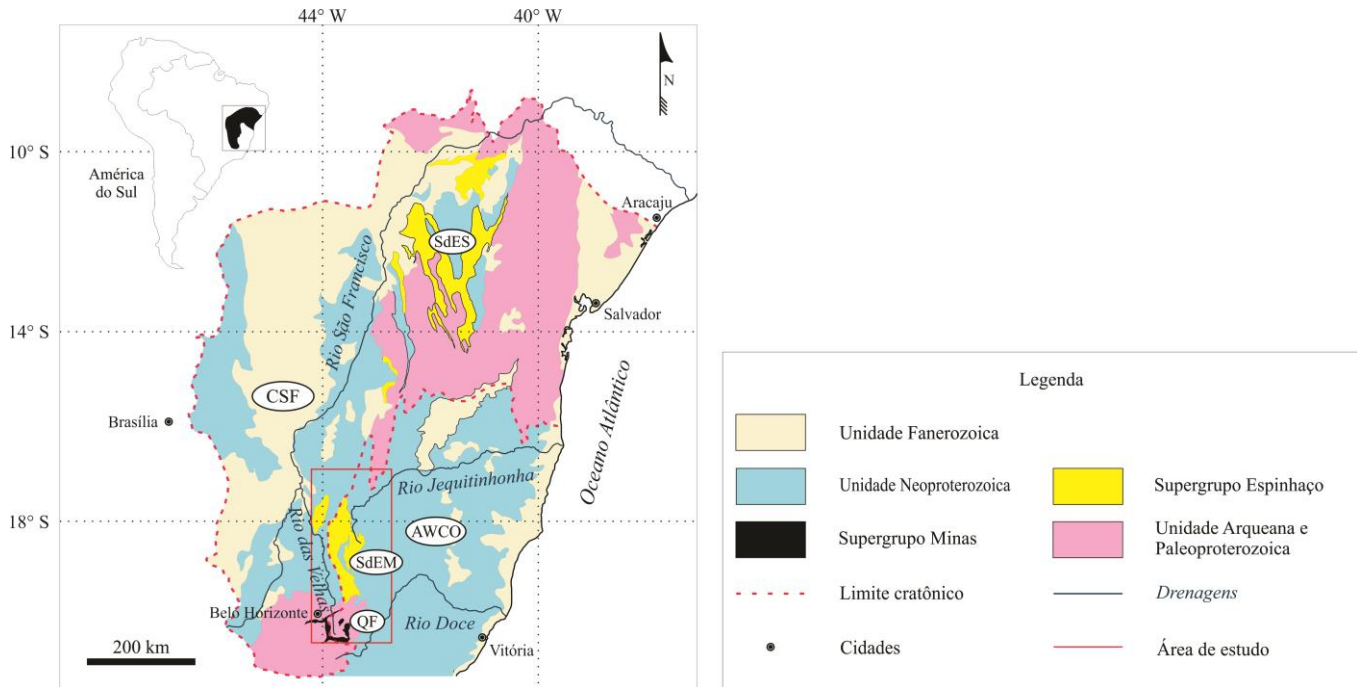
86 O escudo brasileiro é composto por diversas províncias tectônicas que possuem registros
87 geológicos datados desde o Arqueano, se estendendo pelo Proterozoico e pelo Fanerozoico.
88 Estes registros marcam episódios de colisões continentais, abertura e fechamento de oceanos,
89 soerguimento de montanhas e riftes continentais. Entre estes eventos, cita-se, por exemplo, o
90 registro da orogenia Brasiliana que ocorreu durante o Neoproterozoico e Cambriano, quando
91 vários fragmentos cratônicos se amalgamaram para dar origem à porção oeste do
92 supercontinente Gondwana (Alkmim et al., 2006).

93 Após esse episódio tectônico diacrônico de proporções continentais, se desenvolveram
94 na plataforma Sul Americana diversos cenários que facilitavam a erosão e consequente
95 deposição sedimentar (Valadão, 1998), dados os diversos registros de bacias sedimentares
96 presentes no registro geológico (Bacia Sanfranciscana, Parecis, Parnaíba, entre outras). Muitos
97 autores tem dedicado atenção especial ao território brasileiro por meio de análises
98 termocronológicas, em especial à margem continental brasileira (Gallagher et al., 1994; 1995;
99 Cogné et al., 2011, 2012; Jelinek et al., 2014, entre outros), às bacias sedimentares
100 intracratônicas (Gallagher & Brown, 1999; Franco-Magalhães et al., 2008; Turner et al., 2008;
101 Japsen et al., 2012; Engelmann de Oliveira et al., 2016), e ambientes cratônicos (Harman et al.,
102 1998; Amaral *et al.*, 1997; Oliveira et al., 2016) para entender como se deu esse processo
103 evolutivo. A maioria destes estudos se concentrou na abordagem do rifteamento que culminou
104 com a separação dos continentes sulamericano e africano durante o final do Jurássico e por
105 considerável parte do Cretáceo (Chang et al., 1992). Porém, pouco ainda é sabido sobre a
106 história termotectônica do embasamento cristalino em direção ao interior continental, onde se
107 desenvolveu a orogenia Brasiliana ao redor do Cráton São Francisco (Figura 1).

108 Neste contexto tectônico, onde se observa forte estruturação do embasamento e de
109 rochas supracrustais (domínio Araçuai-West Congo Orogen – AWCO) ladeadas por rochas
110 dispostas horizontalmente (cobertura sedimentar do Cráton São Francisco) e menos resistentes
111 ao intemperismo, se encontram feições geomorfológicas de grande expressividade (Saadi,
112 1995), como a Serra do Espinhaço Meridional (SdEM) e o Quadrilátero Ferrífero (QF). A região
113 foco deste trabalho engloba estes dois entes geomorfológicos que se localizam na borda
114 sudeste do Cráton São Francisco. A SdEM é composta de unidades Paleo-Mesoproterozoicas

115 do Supergrupo Espinhaço, sobrepostas ao embasamento Arqueano e Paleoproterozoico,
 116 enquanto que o QF é caracterizado por rochas supracrustais (Supergrupo Rio das Velhas e
 117 Minas e Grupo Itacolomi) de idades Arqueanas a Paleoproterozoicas sobrepostas também ao
 118 embasamento Arqueano. As idades dos granitóide-gnaisses de alto grau metamórfico que
 119 compõem o embasamento destas regiões variam de 3220 a 2680 Ga (Farina et al., 2016) e 2.25
 120 a 2.02 Ga (Teixeira et al., 2000; Noce et al., 2000).

121



122 Figura 1: Mapa geológico simplificado do Cráton São Francisco (CSF) e sua localização na América do Sul. AWCO:
 123 Araçuaí-West Congo Orogen; QF: Quadrilátero Ferrífero; SdEM: Serra do Espinhaço Meridional; SdES: Serra do
 124 Espinhaço Setentrional. Em destaque o Supergrupo Espinhaço e a área de estudo.

125 A Serra do Espinhaço, dividida em SdEM e Serra do Espinhaço Setentrional (Figura 1), é
 126 o registro da deposição sedimentar em uma bacia de idade Estateriana, composta
 127 predominantemente por quartzitos, metapelitos, metaconglomerados, entre outras rochas de
 128 menor expressividade (Pflug, 1965; Almeida-Abreu, 1995), além de importantes depósitos de
 129 formações ferríferas bandadas. O Supergrupo Espinhaço é separado em dois grupos, Guinda e
 130 Conselheiro Mata, sendo o primeiro de idade mais antiga (Paleoproterozoico) que registra o
 131 rifteamento continental, e o segundo mais recente (Meso-Neoproterozoico), que documenta
 132 maior estabilidade tectônica (Dussin & Dussin, 1995; Chemale Jr et al., 2011). A edificação da
 133 Serra do Espinhaço ocorreu durante o Mesoproterozoico e evidenciada pelos resultados obtidos

134 por Siga Jr et al. (1987) a partir de análises de traços de fissão em muscovita, que apontam a
135 não-exposição destas rochas ao ambiente metamórfico. Além disso, a serra do Espinhaço foi
136 submetida à reativação tectônica durante o evento tectono-metamórfico Brasileiro, causando
137 inversão estratigráfica e levando rochas mais antigas a se sobrepor às unidades
138 Neoproterozoicas do Grupo Bambuí (Almeida Abreu & Renger, 2002;).

139 O QF é uma província formada por domos e quilhas (Marshak & Alkmim, 1989; Marshak
140 et al., 1997), tipo de ambiente desenvolvido em terrenos Arqueanos e Paleoproterozoicos no
141 mundo todo, nas quais os domos compreendem, principalmente, gnáisses, migmatitos e
142 granitóides e as quilhas são formadas por rochas supracrustais (Anhaeusser et al., 1969).
143 Discordante sobre o embasamento granítico-gnáissico, o Supergrupo Rio das Velhas, de idade
144 Arqueana (2.9 a 2.6 Ga; Machado et al., 1992) é caracterizado por ser um *greenstone belt*, que
145 abriga depósitos de ouro, e por possuir sequências sedimentares do tipo molassa. Acima deste,
146 encontra-se o Supergrupo Minas, de idade Arqueana a Paleoproterozoica (2.4 a 2.1 Ga;
147 Babinski et al., 1995; 2.6 a 2.1 Ga; Alkmim & Marshak, 1998) que abriga espessas sequências
148 sedimentares (>1000m). Este supergrupo registra um Ciclo de Wilson completo e possui
149 registros de rochas continentais a marinhas, clásticas a químicas (Alkmim & Marshak, 1998), e
150 que detém formações ferríferas bandadas de classe mundial. Separados por uma
151 inconformidade regional, o Grupo Itacolomi apresenta um registro de uma molassa acumulada
152 durante o colapso da orogenia Riacciana (Alkmim & Martins-Neto, 2013).

153 Estes entes dominantes da paisagem no sudeste brasileiro, a SdEM e o QF,
154 compreendem serras alongadas e de grandes elevações cercadas por aplainamentos
155 dissecados (Spier et al., 2006), as quais não possuem claras as suas histórias de denudação e
156 taxas de erosão em escalas de tempo de longo prazo (dezenas e centenas de milhões de anos).
157 Diversos autores tem trabalhado nestas regiões em busca de uma melhor compreensão dos
158 processos atuantes no desenvolvimento da paisagem. Muitos deles, como King (1956), Abreu
159 (1982), Valadão (1998), entre outros, desenvolveram propostas qualitativas percorrendo sobre
160 superfícies de aplainamento e relacionando movimentos epirogênicos e denudação, assim como
161 a relação destas com o substrato rochoso. King (1956), que estudou em certo detalhe a Serra
162 do Espinhaço (chamada de Serra Geral em suas publicações) e o território brasileiro, relacionou
163 diversas altitudes na forma de patamares a superfícies erosivas de abrangência regional a

164 continental e atribuiu a elas prováveis idades, tais como, a superfície Gondwana, de idade
165 cretácica inferior, e a superfície Sulamericana, de idade Cretácio-Paleógena (Valadão, 1998).
166 Estas superfícies aplainadas registram também possíveis arqueamentos da crosta terrestre, três
167 a quatro deles desde o Mesozoico, no eixo central da SdEM, a constituindo-o com divisor de
168 águas pelo menos desde o Cretáceo (King, 1956). Valadão (1998) argumenta sobre diversos
169 episódios de denudação e deposição sedimentar em bacias marginais e interiores durante o
170 Fanerozoico na porção oriental brasileira e também sobre diversos ciclos de erosão desde a
171 fragmentação que deu origem ao Oceano Atlântico sul. Abreu (1982) associa muitas destas
172 superfícies aplainadas a depósitos ferruginosos e manganésíferos na SdEM.

173 Além destes trabalhos de cunho qualitativo e devido ao fato da Serra do Espinhaço se
174 constituir como importante divisor de águas, assim como o Quadrilátero Ferrífero, estudos
175 relacionados a taxas de produção do isótopo cosmogênico ^{10}Be *in situ* (Salgado *et al.*, 2007,
176 2008; Cherem *et al.*, 2012; Barreto *et al.*, 2013) foram desenvolvidos com o propósito de se
177 entender melhor a dinâmica da evolução da paisagem para estas entidades geomorfológicas.
178 Barreto *et al.* (2013) forneceram taxas de denudação próximas a 5 m.Ma^{-1} para os últimos 1.38
179 Ma, que indicam lenta evolução na porção meridional da Serra do Espinhaço. Já Salgado *et al.*
180 (2006, 2007, 2008) contribuíram com taxas de denudação para região do QF que variam de 2 a
181 5 m.Ma^{-1} para substratos quartzíticos e de formações ferríferas bandadas, enquanto que essa
182 taxa atinge valores próximos a 13 m.Ma^{-1} para substrato granítico-gnáissico.

183 A região do Quadrilátero Ferrífero também foi analisada em estudos cronológicos de
184 intemperismo por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em óxidos de manganês (Carmo & Vasconcelos, 2004; Carmo, 2005;
185 Vasconcelos & Carmo, 2018) que visaram obter taxas de alteração intempérica e correlacioná-
186 las a taxas de denudação e erosão. Carmo (2005) forneceu idades de intemperismo para esta
187 região em questão que variavam entre 67,5 e 13 Ma, indicando uma longa história de exposição
188 intempérica. Vasconcelos & Carmo (2018) contribuem com taxas de erosão aproximadas de 2
189 m.Ma^{-1} baseadas em perfis de intemperismo e na precipitação de minerais nestes perfis. Estes
190 dados indicam, portanto, uma longa história de intemperismo associados a pequenas taxas de
191 erosão. Isso pode ser corroborado, também, pela presença de diversos depósitos supergênicos
192 nesta região (Vasconcelos, 1999b).

193 Devido à carência de dados referentes à evolução termotectônica do embasamento
194 cristalino da SdEM e do QF que fundamentem análises da evolução da paisagem a longo prazo,
195 objetiva-se com esta dissertação baseada em análises de traços de fissão em apatita entender
196 o comportamento de blocos crustais destas regiões em conjunto, obter taxas de denudação e
197 erosão e correlacionar estas taxas com eventos de cunho regional. Este trabalho é inédito neste
198 sentido e traz à luz os primeiros dados de traços de fissão em apatita para o embasamento
199 SdEM e para o QF. Dessa forma, com uma abordagem utilizando um método que permite a
200 quantificação de taxas de erosão e denudação na escala de centenas de milhões de anos, é
201 possível correlacionar os eventos de resfriamento sofrido por estas amostras ao longo do tempo
202 com eventos regionais, como movimentos epirogênicos. Esses movimentos de cunho regionais
203 geralmente condicionam processos de alteração da paisagem, tais como: padrões de
204 drenagem, instalação de um leito fluvial devido ao arqueamento da crosta, e deposição de
205 bacias sedimentares em sinéclises, além de promoverem erosão acelerada devido a isostasia, a
206 plumas mantélicas e *underplating* magmático (Gallagher *et al.*, 1995).

208 **2. Síntese do método Traços de Fissão em Apatita**

209 A datação por traços de fissão foi originalmente proposta no início da década de 60 por
210 Price & Walker (1963). Esta técnica baseia-se no decaimento radioativo espontâneo de átomos
211 de ²³⁸U que estão localizados no arranjo cristalino de minerais enriquecidos neste elemento,
212 como a apatita, o zircão e a titanita. A partir da fissão desses átomos, são gerados, com uma
213 taxa de decaimento constante, fragmentos carregados positivamente, contendo altas energias e
214 repelidos do local da reação, criando uma trilha defeituosa dentro do retículo cristalino do
215 mineral, chamado de traço de fissão. (Green *et al.*, 1986; Tagami & O'Sullivan, 2005; Donelick *et*
216 *al.*, 2005).

217 Diversos fatores podem perturbar a estabilidade dos traços de fissão gerados, como a
218 temperatura, tempo, danos por radiação, taxa de resfriamento, pressão, etc., e promover a
219 reestruturação do arranjo cristalino, conseqüentemente levando ao apagamento do traço.
220 Destes fatores acima citados, a temperatura é o parâmetro que atua mais fortemente na

221 reconstituição do ordenamento atômico do cristal. Quando este está submetido à temperaturas
222 mais altas que a temperatura de bloqueio específica para o mineral, ocorre o encurtamento e
223 redução na densidade dos traços, processo este conhecido como *annealing* (Fleischer et al.
224 1975; Jelinek et al. 2010). Em análises termocronológicas de baixa temperatura, um conceito
225 bastante comum é o de zonas de retenção (*annealing* parcial), nas quais existem faixas de
226 temperatura que variam desde a perda total dos elementos filhos por difusão e reordenamento
227 atômico (temperaturas mais altas) até a retenção total destes elementos (temperaturas mais
228 baixas). Para os demais termocronômetros, este conceito é conhecido como temperatura de
229 fechamento (Figura 2).

230 A apatita, um mineral acessório de fosfato e cálcio, é onipresente na maioria das rochas
231 ígneas e metamórficas comuns assim como em rochas sedimentares clásticas. Devido às suas
232 propriedades físicas e químicas, como: (1) abundância em rochas crustais; (2) resistência ao
233 intemperismo e ao transporte, com exceções dos grãos de apatita sofrerem arredondamento de
234 suas arestas e instabilidade em águas ácidas naturais; (3) sua química relativa aos elementos-
235 traço, especialmente a presença de urânio e tório, etc., a apatita se torna um mineral excelente
236 para compreender os processos geológicos atuantes na crosta superior (Donelick et al., 2005).

237

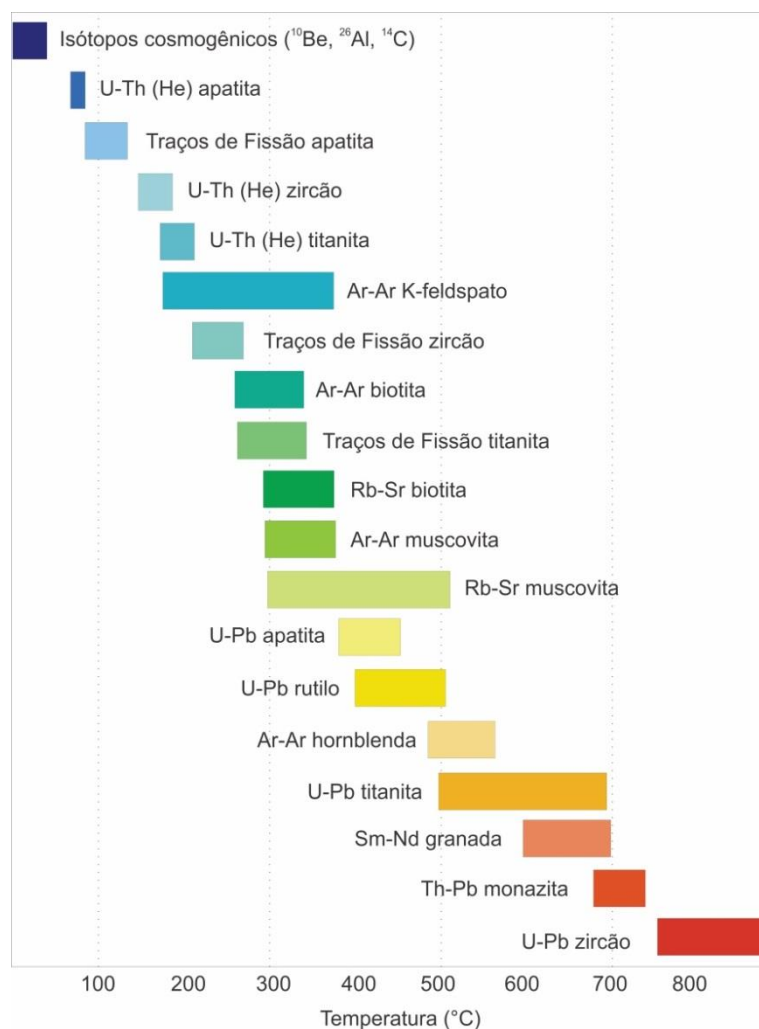


Figura 1: Principais termocronômetros e respectivas temperaturas de fechamento ou zonas de retenção.

A técnica de traços de fissão em apatita, assim como alguns outros termocronômetros, possui três faixas de temperatura distintas, que são as seguintes: temperaturas menores que 60 °C, nas quais a taxa de *annealing* é bastante lenta, preservando totalmente traços de fissão antigos e novos e seu comprimento inicial de 16 μm , chamada de zona de estabilidade total (ZET); taxas de *annealing* extremamente rápidas, em temperaturas superiores a 120 °C, nas quais traços de fissão gerados são rapidamente apagados escalas de tempo geológicas, isto é, a zona de *annealing* total (ZAT), zona esta que impossibilita se determinar a história térmica da amostra; e a zona intermediária entre estas temperaturas mais baixas e mais altas, entre 60 e 120 °C, nas quais os traços de fissão antigos vão sendo encurtados, ao passo que novos traços são gerados, conhecida como zona de *annealing* parcial (ZAP; Wagner, 1979). Devido ao fato, portanto, de temperatura e tempo serem fatores que controlam o sistema de traços de fissão, é

251 possível se utilizar esta técnica para reconstruir a história térmica do mineral que contem tais
252 traços, uma vez que o comprimento dos traços reflete a trajetória de exposição a diferentes
253 temperaturas ao longo do tempo.

254 A temperatura de *annealing* da apatita é influenciada pela composição química. Como
255 mencionado anteriormente, a apatita é mineral fosfático de cálcio, possuindo ânions (F^{-1} , Cl^{-1} ,
256 OH^{-1}) que podem substituir uns aos outros no arranjo cristalino, formando-se flúor-apatitas,
257 cloro-apatitas e hidróxi-apatitas, respectivamente. A relação entre a composição química e a
258 temperatura de *annealing* foi atestada por Green et al. (1986), que percebeu uma correlação
259 negativa entre o conteúdo de cloro e a estabilidade térmica da apatita. Além disso, existe
260 também uma correlação entre a taxa de encurtamento do comprimento médio dos traços em
261 relação ao eixo cristalográfico “c”, em que o encurtamento atua mais rapidamente em traços
262 posicionados perpendicularmente a este eixo, quando comparados a traços paralelos ao eixo “c”
263 (Donelick, 1991). Alternativamente à obtenção de medições diretas da composição da apatita
264 por meio de microsonda eletrônica, utiliza-se o parâmetro cinético Dpar (Donelick, 1993). O
265 Dpar se constitui como o diâmetro paralelo ao eixo cristalográfico “c” do cristal formado pela
266 interseção de um *etch pit*, que pode ser um traço de fissão ou mesmo uma imperfeição no
267 cristal, com a superfície polida da apatita. Este parâmetro possui correlação positiva com os
268 teores de Cl e OH e uma correlação negativa com os teores de F na apatita (Donelick et al.,
269 2005).

270 As principais aplicações da técnica de traços de fissão em apatita estão relacionadas à
271 reconstrução de histórias térmicas e de eventos tectônicos na crosta superior: resfriamento de
272 rochas que estavam em profundidade por meio de soerguimento e erosão; aquecimento devido
273 a subsidência e sobrecarga sedimentar ou mesmo devido à processos de injeção magmática;
274 taxas de erosão e denudação (Donelick et al., 2005), conhecendo-se ou estimando-se o
275 gradiente geotérmico local; evolução de bacias sedimentares e na geologia do petróleo; análise
276 de processos hidrotermais e exploração mineral; idades absolutas de depósitos vulcânicos;
277 datação e movimentação de falhas, entre outros, (Lisker et al., 2009; Jelinek et al., 2010).

278

279 3. Considerações finais

280 Por meio da análise de traços de fissão em apatita nas rochas do embasamento cristalino
281 da SdEM e do QF foi possível, primeiramente, obter idades aparentes de traços de fissão que
282 indicam a passagem das amostras pela ZAP, que variam de 187,0 a 91,8 Ma. Além disso, foi
283 possível construir as histórias térmicas de cada uma dessas regiões, muito semelhantes entre
284 si, e obter a partir do modelamento das histórias térmicas, estimativas de taxas de denudação e
285 erosão de longo prazo das amostras analisadas. As histórias térmicas compreendem dois
286 períodos de resfriamento acelerado separado por um período prolongado de resfriamento lento.
287 A cada um destes períodos foram atribuídas possíveis causas correlacionáveis a movimentos
288 epirogênicos, mudanças no padrão de espalhamento na dorsal mesoatlântica, mudança no
289 ângulo de subducção entre a placa de Nazca e a placa Sul-Americana e a fase Quechua de
290 deformação da Cordilheira dos Andes, assim como uma abordagem envolvendo mudanças
291 climáticas. Estas amostras analisadas não evidenciam, a princípio, os efeitos do rifteamento que
292 culminou com abertura Oceano Atlântico Sul, tampouco as mudanças térmicas advindas
293 Província Vulcânica do Paraná.

294 O primeiro episódio de resfriamento, iniciado em temperaturas superiores a base da ZAP
295 ($> 120\text{ }^{\circ}\text{C}$) evidencia uma taxa de denudação aproximada de 9,6 a 26,3 m.Ma^{-1} e espessura de
296 seção denudada de 1680 a 2000 m. Durante o episódio de resfriamento lento, desde o
297 Mesozoico até o Eoceno-Oligoceno, a taxa de denudação varia em torno de 1,7 a 5,4 m.Ma^{-1} e o
298 volume removido por erosão varia entre 280 e 920 m. Por fim, desde o Eoceno-Oligoceno aos
299 dias de hoje, observa-se um resfriamento acelerado, com taxa de denudação entre 26,9 e 72,0
300 m.Ma^{-1} , responsável pela remoção de 1320 a 2040 m de espessura de seção denudada.

301 Por fim, reconhece-se a importância de movimentos epirogênicos como um processo
302 atuante na evolução da paisagem nos intermédios da Serra do Espinhaço Meridional e no
303 Quadrilátero Ferrífero.

304

REFERÊNCIAS

305
306 ABREU, A.A. **Análise geomorfológica: reflexão e aplicação. Uma contribuição ao**
307 **conhecimento das formas de relevo do Planalto de Diamantina-MG.** PhD thesis. Univ. São
308 Paulo, 1982.

309 ALKMIM, F.F., MARSHAK, S. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco
310 Craton, Minas Gerais, Brazil: Evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the
311 Quadrilátero Ferrífero. **Precambrian Research**, v. 90, p. 29-58, 1998.

312 ALKMIM, F.F., MARTINS-NETO, M.A. Proterozoic first-order sedimentar sequences of the
313 São Francisco craton, eastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 33, p. 127-139, 2012.

314 ALMEIDA-ABREU, P.A. O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional
315 (Minas Gerais): o rifte, a bacia e o orógeno. **Geonomos**, v. 3, n. 1, p. 1–18, 1995.

316 AMARAL, G., BORN, H., HADLER, J.C.N., IUNES, P.J., KAWASHITA, K., MACHADO Jr.,
317 D.L., OLIVEIRA, E.P., PAULO, S.R. & TELLO, C.A.S. Fission track analysis of apatites from Sao
318 Francisco craton and Mesozoic alkaline-carbonatite complexes from central and southeastern
319 Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 10, n. 3, p. 285-294, 1997.

320 BABINSKI, M., CHEMALE JR, F., VAN SCHMUS,W. R. The Pb/Pb age of the Minas
321 Supergroup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. **Precambrian Research**, v. 72, p.
322 235–245, 1995.

323 ANHAEUSSER, C.R., MASON, R., VILJOEN, M. J., VILJOEN, R.P. Reappraisal of some
324 aspects of Precambrian Shield geology: **Geological Society of America Bulletin**, v. 80, p.
325 2175–2220, 1969.

326 BARRETO, H.N., VARAJÃO, C.A.C., BRAUCHER, R., BOURLÈS, D.L., SALGADO,
327 A.A.R., VARAJÃO, A.F.D.C. Denudation rates of the Southern Espinhaço Range, Minas Gerais,
328 Brazil, determined by in situ-produced cosmogenic beryllium-10. **Geomorphology**, v. 191, p. 1-
329 13, 2013.

330 CARMO, I.O. **Geocronologia do intemperismo Cenozóico no Sudeste do Brasil.** PhD
331 Thesis. Dep. Geologia, Univ. Fed. do Rio de Janeiro, 339p, 2005.

332 CARMO, I.O., VASCONCELOS, P.M. Geochronological evidence for pervasive miocene
333 weathering, Minas Gerais, Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 29, p. 1303-
334 1320, 2004.

335 CHANG, H.K. KOWSMANN, R.O., FIGUEIREDO, A.M.F., BENDER, A.A. Tectonics and
336 stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. **Tectonophysics**, v. 213, p. 97-138,
337 1992.

338 CHEMALE JR., DUSSIN, I.A., MARTINS, M., SANTOS, M.N. Nova abordagem tectono-
339 estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em sua porção meridional (MG). **Geonomos**, v. 19 n. 2,
340 p. 173-179, 2011.

341 CHEREM, L.F.S., VARAJÃO, C.A.C., BRAUCHER, R., BOURLÈS, D., SALGADO,
342 A.A.R., VARAJÃO, A.F.D.C. Long-term evolution of denudational escarpments in southeastern
343 Brazil. **Geomorphology**, v.173–174, p.118–127, 2012.

344 COGNÉ, N., GALLAGHER, K., & COBBOLD, P.R. Post-rift reactivation of the onshore
345 margin of southeast Brazil: evidence from apatite (U–Th)/He and fission-track data. **Earth and**
346 **Planetary Science Letters**, v. 309, n. 1, p. 118-130, 2011.

347 COGNÉ, N., GALLAGHER, K., COBBOLD, P.R., RICCOMINI, C. & GAUTHERON, C.
348 Post-breakup tectonics in southeast Brazil from thermochronological data and combined inverse-
349 forward thermal history modeling. **Journal of Geophysical Research**, v. 117, B11413, 2012.

350 DONELICK, R.A. Crystallographic orientation dependence of mean etchable fission track
351 length in apatite: an empirical model and experimental observations. **Am Mineral**, v. 76, p. 83-
352 91, 1991.

353 DONELICK, R.A. A method of fission track analysis utilizing bulk chemical etching of
354 apatite. **U.S. Patent Number** 5267274, 1993.

355 DONELICK, R.A., O’SULLIVAN, P.B., KETCHAM, R.A.. Apatite Fission-Track Analysis.
356 In: REINERS, P.W., EHLERS, T.A. (Ed). **Low-Temperature Thermochronology: Techniques,**
357 **Interpretations, and Applications**. Reviews in Mineralogy and Geochemistry vol. 58.
358 Mineralogical Society of America, Washington, 2005, pp 49-94.

359 DUSSIN, I.A., DUSSIN, T.M. Supergrupo Espinhaço: Modelo de Evolução Geodinâmica.
360 **Geonomos**, v.1, p. 19–26, 1995.

361 ENGELMANN DE OLIVEIRA, C.H.E., JELINEK, A.R., CHEMALE, F. & CUPERTINO, J.A,
362 2016. Thermotectonic history of the southeastern Brazilian margin: Evidence from apatite fission
363 track data of the offshore Santos Basin and continental basement. **Tectonophysics**, v. 685, p.
364 21-34.

365 FARINA, F., ALBERT, C., MARTÍNEZ DOPICO, C., AGUILAR GIL, C., MOREIRA, H.,
366 HIPPERTT, J.P., CUTTS, K., ALKMIM, F.F., LANA, C., 2016. The Archean-Paleoproterozoic
367 evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Brasil): Current models and open questions. **Journal of**
368 **South American Earth Sciences**, v. 68, p. 4-21.

369 FLEISCHER, R. L., PRICE, P. B. & WALKER, R. M. Nuclear Tracks in Solids. Principles
370 and Applications. University of California Press, Berkeley, CA, 1975.

371 FRANCO-MAGALHAES, A.O.B., CUGLIERI, M.A.A., HACKSPACHER, P.C. & SAAD,
372 A.R., 2014. Long-term landscape evolution and post-rift reactivation in the southeastern Brazilian
373 passive continental margin: Taubaté basin. **International Journal of Earth Sciences**, v. 103, n.
374 2, p. 441-453, 2014.

375 GALLAGHER, K. & BROWN, R. The Mesozoic denudation history of the Atlantic margins
376 of southern Africa and southeast Brazil and the relationship to offshore sedimentation.
377 **Geological Society, London, Special Publications**, v.153, n. 1, p. 41-53, 1999.

378 GALLAGHER, K. HAWKESWORTH, C.J., MANTOVANI, M.S.M., 1994. The denudation
379 history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data.
380 **Journal Geophysical Research**, v. 99, p. 18117-18145, 1994.

381 GALLAGHER, K., HAWKESWORTH, C.J., MANTOVANI, M.S.M. Denudation, fission
382 track analysis and the long-term evolution of passive margin topography: application to the
383 southeast Brazilian margin. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, p. 65-77, 1995.

384 GREEN, P.F., DUDDY, I.R., GLEADOW, A.J.W., TINGATE, P.R., LASLETT, G.M.
385 Thermal annealing of fission tracks in apatite: 1. A qualitative description. **Chemical Geology:**
386 **Isotope Geoscience section**, v. 59 p. 237-253, 1986.

387 HARMAN, R., GALLAGHER, K., BROWN, R., RAZA, A., BIZZI, L. Accelerated denudation
388 and tectonic/geomorphic reactivation of the cratons of northeastern Brazil during the Late
389 Cretaceous. **Journal Geophysical Research**, v.103 (B11), 1998.

390 JAPSEN, P., BONOW, J.M., GREEN, P.F., COBBOLD, P.R., CHIOSSI, D., LILLETVEIT,
391 R., MAGNAVITA, L.P. & PEDREIRA, A. Episodic burial and exhumation in NE Brazil after
392 opening of the South Atlantic. **Geological Society of America Bulletin**, v. 124, 800816, 2012.

393 JELINEK, A.R., CHEMALE JR., F., VAN DER BEEK, P.A., GUADAGNIN, F.,
394 CUPERTINO, J.A.. Denudation history and landscape evolution of the northern East-Brazilian
395 continental margin from apatite fission-track thermochronology. **Journal of South American
396 Earth Sciences**, v. 54, p.158-181, 2014.

397 JELINEK, A.R., GOMES, C.H., DIAS, A.N.C., GUADAGNIN, F., CHEMALE, F.Jr., SOUZA,
398 I.A. 2010. Termocronologia aplicada às Geociências: análise por traços de fissão. **Pesquisas
399 em Geociências**, v. 37, n. 3, p.191-203, 2010.

400 KING, L.C. Geomorfologia do Brasil Oriental. **Ver. Bras. Geog.** v. 18, n. 2, p.1-147, 156.

401 LISKER, F., VENTURA, B., GLASMACHER, U.A., 2009. Apatite thermochronology in
402 modern geology. **Geology Society, London, Special Publications**, v. 324, p. 1-23, 2009.

403 MACHADO, N., NOCE, C. M., LADEIRA, E. A., and BELO DE OLIVEIRA, O. U-Pb
404 geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero
405 Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. **Geological Society of America Bulletin**, v.
406 104, p. 1221–1227, 1992.

407 MARSHAK, S., ALKMIM, F. F. Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern
408 São Francisco region, Minas Gerais, Brazil: **Tectonics**, v. 8, p. 555–571, 1989.

409 MARSHAK, S., TINKHAM, D., ALKMIM, F.F., BRUECKNER, H., BORNHORST, T. Dome-
410 and-keel provinces formed during Paleoproterozoic orogenic collapse – core complexes, diapirs,
411 or neither? Examples from the Quadrilátero Ferrífero and the Penokean orogeny. **Geology**, v.
412 25, n. 5, p. 415-418, 1997.

413 NOCE, C.M., TEIXEIRA, W., QUÉMÉNEUR, J.J.G., MARTINS, V.T.S., BOLZACHINI, E.
414 Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from southern São Francisco Craton, NE

415 Brazil, and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. **Journal of South**
416 **American Earth Sciences**, v. 13, p. 225-239, 2000.

417 OLIVEIRA, C.H.E., JELINEK, A.R., CHEMALE JR., F. & BERNET, M. Evidence of post-
418 Gondwana breakup in Southern Brazilian Shield: Insights from apatite and zircon fission track
419 thermochronology. **Tectonophysics**, v. 666, p. 173-187, 2016.

420 PFLUG, R. A Geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes.
421 Rio de Janeiro, **DNPM/DGM, Boletim**, v. 266. 51p, 1965.

422 PRICE, P.B. & WALKER, R.M. Fossil tracks of charged particles in mica and the age of
423 minerals. **Journal of Geophysics Research**, v. 68, p. 4847-4862, 1963.

424 SAADI, A. A geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens.
425 **Geonomos**, v. 3, n. 1, p. 41-63, 1995.

426 SALGADO, A.A.R., BRAUCHER, R., COLIN, F., NALINI JR., H.A., VARAJÃO, A.F.D.C.,
427 VARAJÃO, C.A.C., 2006. Denudation rates of the Quadrilátero Ferrífero (MinasGerais, Brazil):
428 preliminary results from measurements of solute fluxes in rivers and in situ-produced cosmogenic
429 ^{10}Be . **Journal of Geochemical Exploration**, 88, 313–317.

430 SALGADO, A.A.R., BRAUCHER, R., COLIN, F., VARAJÃO, A.F.D., NALINI JÚNIOR, H.A.
431 Relief evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil) by means of (^{10}Be)
432 cosmogenic nuclei. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 52, p. 317–323. 2008.

433 SALGADO, A.A.R., VARAJÃO, C., COLIN, F., BRAUCHER, R., VARAJÃO, A., NALINI
434 JR., H. Study of the erosion rates in the upper Maracujá Basin (Quadrilátero Ferrífero/MG, Brzil)
435 by the *in situ* produced cosmogenic ^{10}Be method. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.
436 32, p. 905-911, 2007.

437 SPIER, C.A., VASCONCELOS, .M., OLIVEIRA, S.M.B. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological
438 constraints on the evolution of lateritic iron deposits in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais,
439 Brazil. **Chemical Geology**, v. 234, p. 79-104, 2006.

440 TAGAMI, T., O'SULLIVAN, P.B. 2005. Fundamentals of Fission-Track Thermochronology.
441 In: REINERS, P.W., EHLERS, T.A. (Ed). **Low-Temperature Thermochronology: Techniques,**
442 **Interpretations, and Applications**. Reviews in Mineralogy and Geochemistry vol. 58.
443 Mineralogical Society of America, Washington, 2005, p. 19-47.

444 TEIXEIRA, W., SABATÉ, P., BARBOSA, J., NOCE, C.M., CARNEIRO, M.A. Archean and
445 Paleoproterzoic tectonic evolution of the São Francisco craton, Brazil. In: CORDANI, U.G.,

446 MILANI, E.J., THOMAZ FO, A., CAMPOS, D.A. (Ed). **Tectonic Evolution of South América.**
447 Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 2000, p. 101-137.

448 TURNER, J.P., GREEN, P.F., HOLFORD, S.P. & LAWRENCE, S.R. Thermal history of
449 the Rio Muni (West Africa) e NE Brazil margins during continental breakup. **Earth and Planetary**
450 **Science Letters**, v. 270, p. 354-367, 2008.

451 VALADÃO, R. C. **Evolução de longo-termo do relevo do Brasil Oriental (desnudação,**
452 **superfícies de aplanamento e soerguimentos crustais).** PhD thesis, Inst. de Geoc., Univ.
453 Fed. da Bahia, 1998, 257p.

454 VASCONCELOS, P.M. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of weathering processes. **Annu.**
455 **Rev. Earth Planet. Sci.** v. 27, p. 183–229, 1999a.

456 VASCONCELOS, P.M. & CARMO, I.O. Calibrating denudation chronology through
457 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ weathering geochronology. **Earth Science Reviews**, v. 179, p. 411-435, 2018.

458 WAGNER, G. A. Correction and interpretation of fission track ages. In: Jäger, E. &
459 Hunziker, J. C. (ed). **Lectures in Isotope Geology.** Springer, New York, 1979, p.170–177.

460

461 **4. Artigo Submetido**

462 **Phanerozoic cooling history of the Espinhaço Range basement, southeastern**
463 **Brazil, through apatite fission-track analysis**

464
465 E. Amaral-Santos^{a,*}, A.R. Jelinek^a, P.A. Almeida-Abreu^b, F. A. Genezine^c

466 ^a *Instituto de Geociências, Universidade federal do Rio Grande do Sul*

467 ^b *Centro de Estudos em Geociências - ICT, Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri*

468 ^c *Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, Centro do Reator de Pesquisa*

469 **ABSTRACT**

470 Apatite fission track thermochronology study is applied to basement rock samples from the Espinhaço
471 Range and Quadrilátero Ferrífero province in southeastern Brazil to unravel the tectonic history of this
472 portion of the Brazilian territory. The study area encompasses Archean and Paleoproterozoic granitoid-
473 gneiss basement, in the southern border of the São Francisco Craton, overlaid by Archean to Paleo-
474 Mesoproterozoic sedimentary sequences. Apatite fission track ages (AFT) vary from 187 ± 18 to $91.8 \pm$
475 7.3 Ma and horizontal confined track lengths vary from 9.62 ± 1.81 μm to 12.85 ± 1.35 μm . The thermal
476 history modeling shows an accelerated cooling episode started in the Upper Devonian to Early Permian.
477 After this event, quiescent tectonism lasted somewhat 150 to 220 Ma. The apatite samples do not show any
478 evidence of far-field effects caused by rifting and, consequently, the opening of South Atlantic ocean, as
479 well as the alkaline and basaltic magmatism emplacement during the Mesozoic-Cenozoic. Finally, the last
480 cooling event of the Espinhaço Range-QF basement records the final ascending to surface temperatures

481 that may have developed due to epeirogeny after new configurations between the Nazca, South America
482 and African plates or due to climatic origin demonstrated by accentuated erosion rates discussed by some
483 authors, even though a weathering-prone phase is registered in weathering profiles.

484 *Keywords:*

485 Espinhaço Range basement; Quadrilátero Ferrífero; Apatite fission-track thermochronology;

486 Denudation history

487 * Corresponding author. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento
488 Gonçalves, 9500, Porto Alegre, RS, 91501-970, Brazil.

489 *E-mail addresses:* santos.eas@gmail.com, edgar.amaral@icloud.com (E. Amaral-Santos)

490 **1. Introduction**

491 The Brazilian shield encompasses several tectonic provinces that have records of the Brasiliano
492 Orogeny (and older ones) that took place during the Neoproterozoic and Cambrian, when several cratonic
493 fragments were assembling to become the Western Gondwana landmass (Alkmim *et al.*, 2006). Since this
494 major event, the South American Platform bounded with the African counterpart have been going through
495 cycles of deposition and erosion (Vasconcelos *et al.*, 1994b), and finally separated from one another during
496 the Cretaceous. During the past two decades, assorted attempts to document the thermotectonic evolution
497 of the Brazilian shield and its margin were conducted through thermochronology analysis, mainly using
498 the apatite fission track (AFT) method as the source of information. Gallagher *et al.* (1994) first published
499 a study that aimed to unravel the thermotectonic history of the Brazilian upper crust segment. After that,
500 many authors (*e.g.* Harman *et al.*, 1998; Carmo, 2005; Cogné *et al.*, 2011, 2012; Japsen *et al.*, 2012;
501 Jelinek *et al.*, 2014, among others) have dedicated special attention mostly to the margin as well as for

502 regional transects from hinterland to the coast, relating topography, denudation, and the tectonic controls
503 and highlighting the opening of the South Atlantic ocean, alkaline and basaltic magmatism of syn- and
504 post-rifting processes in the AFT record.

505 Towards the continent interior, however, where the present landscape in the vicinity of the São
506 Francisco Craton and the Araçuaí-West Congo Orogen border (Figure 1a) is one of high relief surrounded
507 by deeply dissected plains (Spier *et al.*, 2006), few works documented the evolution of the upper crust and
508 the denudation processes. Most of the studies registered fairly recent denudation through cosmogenic ^{10}Be
509 isotopes (*e.g.* Salgado *et al.*, 2006, 2007; Cherem *et al.*, 2012; Barreto *et al.*, 2013), weathering profiles
510 associated with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages (*e.g.* Carmo & Vasconcelos, 2004, 2006; Vasconcelos & Carmo, 2018), and
511 AFT and (U-Th-Sm)/He thermochronology (*e.g.* Carmo, 2005; Jelinek *et al.*, 2014; Van Ranst *et al.*,
512 2017). The high relief portion of this major tectonic border encompasses the southern and central
513 Espinhaço Range (SER; Eschwege, 1822) and the Quadrilátero Ferrífero (QF) province (Figure 1b), where
514 denudation patterns were correlated to geomorphology in its first studies. The majority of these works
515 qualitatively emphasized the importance of lithology and its structures on landscape-shaping processes and
516 developed hypothesis of broad denudation surfaces, such as the ones proposed by the authors King (1956),
517 Abreu (1982), among others. Later, quantitative analysis as mentioned above were carried, aiming to
518 further investigate geochemical balance, cooling histories and denudation. Even though much progress has
519 been made in attempting to constrain the chronology and the rates of long-term denudation in the area,
520 there is still little information on those processes. For the reason of lacking records of this type in the
521 southeastern Brazilian hinterland, in this research nine AFT samples from the SER and QF province were
522 analyzed to recreate the denudation histories of basement rocks as well as to correlate the cooling and
523 thermal events with vertical displacement of rocks caused by far-field stresses of plate motions. Hence, this
524 study brings the first AFT data quantification of erosion and denudation of this hundred-km scale range,

525 *i.e.* the Espinhaço Range, and for the QF province, whose main results point to two phases of accelerated
526 cooling, whose main cause may be interpreted by epeirogenic movements, new plate tectonics
527 rearrangement and slow spreading rates in the mid-ocean Atlantic ridge, interspersed by quiescent
528 tectonism during the Phanerozoic.

529

530 **2. The Brazilian hinterland**

531 *2.1 Geomorphic setting*

532 The study area extends from 17 to 20° S for 300 km (Almeida-Abreu & Renger, 2002), in the
533 southeastern border of the São Francisco Craton (Figure 1a), encompassing both the SER and the QF
534 province. The geomorphology in this portion of the Brazilian highlands comprises elevated interior
535 plateaus surrounded by deeply dissected plains (Spier *et al.*, 2006; Vasconcelos & Carmo, 2018; Figure
536 1b) that expose Arquean and Proterozoic basement. Both the SER and QF are areas of high topographic
537 relief (elevations reaching up to 2000m, such as the Diamantina Plateau – DiP, Figure 1b), where the SER
538 is a residual landscape primarily composed of quartzitic rocks (Espinhaço Supergroup) flanked by less
539 resistant ones, *i.e.* Bambuí Group, a Neoproterozoic unit (Figure 1a). As for the QF, the major
540 composition of its crests is supergene enriched banded iron formations and quartzite/conglomerate units
541 (Minas Supergroup). These resistant rocks lead the SER and QF to give rise to the most important river
542 basins of the southeastern-northeastern Brazil: Doce, Jequitinhonha, and São Francisco (Saadi, 1995;
543 Barreto *et al.*, 2013; Figure 1a). The study area embody both the Doce and Jequitinhonha rivers, whereas it
544 is only present for the São Francisco river its largest tributary, the Velhas River, draining west to the SER
545 and central-north QF. The São Francisco River flows northward inland draining the São Francisco craton,
546 while the Doce and Jequitinhonha Rivers flow eastward, until open into the Atlantic Ocean.

547 Both plateaus have been inspected since the Portuguese territory recognition in the XVII-XVIII
548 century not only because of their topographic prominence (Derby, 2010), but also due to several mineral
549 deposits of diamond, gold, banded iron formations, manganese, and bauxite whose some are classified as
550 world class deposits (*e.g.* banded iron formation in QF province).

552 2.2 Geologic framework

553 In the southeastern Brazilian hinterland, a crustal fragment named São Francisco Craton is bounded
554 by Neoproterozoic Araçuaí, Brasília, Rio Preto, Riacho do Pontal and Sergipano orogenic belts (Almeida
555 *et al.*, 1981; Figure 1a) that had led to the assembly of Western Gondwana after several collision events.
556 The basement of the São Francisco Craton is formed by an Archean nucleus and two segments of a
557 Paleoproterozoic orogen (Alkmim and Marshak, 1998; Teixeira *et al.*, 2000) that stabilized after the
558 Rhyician tectono-metamorphic event (Almeida, 1977). One of the São Francisco Craton Archean exposed
559 nucleuses cuts through the Quadrilátero Ferrífero province near the southern border of this craton and
560 adjacent Ribeira and Araçuaí belts (Alkmim & Martins-Neto, 2012). Lying on the boundary of the Araçuaí
561 Belt domain (AWCO, Figure 1a) with the São Francisco Craton, the Espinhaço Range is composed of
562 Proterozoic cover units of the Espinhaço Supergroup, underburden by Archean and Paleoproterozoic
563 basement (Figure 2).

564 The southern portion of the N-S trending Archean basement where the SER and QF lies is divided
565 into several high-grade granitoid-gneiss complexes whose crystallization ages vary from 3220 to 2680 Ma
566 (Farina *et al.*, 2016), ranging from Paleo- to Neoproterozoic. Paleoproterozoic basement composed of
567 granitoid-gneiss complexes and anorogenic granitoids are as well present in the area, emplaced between

568 2.25 and 2.02 Ga (Teixeira *et al.*, 2000; Noce *et al.* 2000) and mostly 1.75 Ga (magmatic signature of the
569 Statherian Espinhaço rifting; Chemale Jr. *et al.*, 1998; Fernandes *et al.*, 2000).

570 The Espinhaço basin of Statherian age led the deposition of rocks that compose the Espinhaço
571 Supergroup, building up the namesake range, *i.e.* the Espinhaço Range, divided into southern and northern
572 segments, whose main lithology is made of metasandstones, metapelites, metaconglomerates, and to a
573 lesser extent metavolcanic and carbonate units, as well as thick banded iron formation deposits bordering
574 the southeastern portion of the SER (Pflug, 1965; Almeida-Abreu, 1995; Dussin & Dussin, 1995; Uhlein
575 *et al.*, 1998; Figure 2). Detrital zircons from the clastic units interlayered with the banded iron formations
576 (Rolim *et al.*, 2016) characterize them belonging to the Espinhaço Supergroup, revealing the development
577 of a passive continental margin as proposed by Almeida Abreu & Renger (2007). The Espinhaço
578 Supergroup is divided into two groups, Guinda and Conselheiro Mata. The former definido por Knauer
579 (1997) represents the evidence of the first continental rifting stage and crustal instability, leading the
580 deposition of rocks from continental environments em cerca de 1.7 Ga. The Conselheiro Mata Group
581 documents tectonic stability through a series of alternate quartzites and phyllites, which corroborates to an
582 understanding of general transgressive trend throughout the Espinhaço basin of Stenian to Tonian ages
583 (1.19 to 0.91 Ga; Dussin & Dussin, 1995; Chemale Jr. *et al.*, 2011). On the other hand, Almeida Abreu &
584 Renger (2007) proposed that the Conselheiro Mata Group was deposited in a foredeep basin and related to
585 the tectonic inversion of the Espinhaço basin by the end of the Mesoproterozoic, before 906 Ma, which is
586 the age of the basaltic rocks of Pedro Lessa Suite that cuts through the tectonic structures of the Espinhaço
587 Supergroup. The Mesoproterozoic tectonism responsible for the edification of the SER is demonstrated by
588 the muscovite fission track analyses of Siga Jr. *et al.* (1987), in which since *ca.* 1.1 Ga the rocks of the
589 Espinhaço Supergroup were not exposed to a metamorphic environment anymore. The lag time between
590 these two Groups, Guinda and Conselheiro Mata, from 1.6 to 1.3 Ga, is well documented in the northern

591 portion of the Espinhaço basin (Figure 1a, northern Espinhaço Range - NER). Because of lacking records
592 during this time in the southern area, Chemale Jr. *et al.* (2011) interpreted its non-existence as the SER
593 behaving as a structural high. The flanked rocks of the SER are carbonate and siliciclastic units less
594 resistant to weathering, belonging to the Bambuí Group, a foreland basin for the Brasília and Araçuaí belts
595 during the Brasiliano orogeny (Paula-Santos *et al.*, 2015). The structure architecture of SER was enforced
596 to folding and thrusting (Alkmim *et al.*, 2006) during the Brasiliano event that started in late Precambrian
597 (Peres *et al.*, 2004) and reactivated the Neoproterozoic structures. Such event caused tectonic reactivation
598 and stratigraphic inversion, pushing the basement units over the Espinhaço Supergroup and the latter over
599 the Bambuí Group.

600 The QF province is composed of supracrustal rocks mainly of Archean to Paleoproterozoic ages laid
601 on top of an Archean granitoid-gneiss basement (Figure 2). The basal unit in the QF is the Rio das Velhas
602 Supergroup, a greenstone belt that host important gold deposits and a flysch to molasse-type sequence. The
603 Minas Supergroup unconformably overlies the latter and represents the testimony of a passive margin
604 basin to a syn-orogenic sedimentary sequence. Therefore, packages of continental to marine sediments
605 (clastic to chemical rocks) compose the rock fabrics of the units in this Supergroup (Alkmim & Martins-
606 Neto, 2013), accumulating thousand-meter sequences of sediments and tracking record of an entire Wilson
607 cycle between *ca.* 2.6 and 2.1 Ga. (Alkmim & Marshak, 1998). Finally, the Itacolomi Group is separated
608 from the Minas Supergroup by a regional unconformity. This Group is interpreted as an intermontane
609 molasse accumulated during the collapse phase of the Rhyacian orogeny (Alkmim & Martins-Neto, 2013).
610 The structure of the QF basement is dome-and-keel geometry, in which troughs of Paleoproterozoic
611 supracrustal rocks besiege domes of Archean basement (Marshak *et al.*, 1997).

612

613 4. Sampling and analytical methods

614 4.1. Apatite Fission-Track Analysis

615 AFT study was performed on nine outcrop samples collected in the SER and QF province, in
616 southeastern Brazil. The samples comprise nine igneous rocks of Precambrian basement, where eight
617 samples were collected in the Espinhaço Orogen and one sample was collected in the São Francisco
618 Craton. The sampling followed common procedures for AFT analysis in which bedrock fresh samples on
619 individually isolated locations were chosen for the sake of estimating exhumation and cooling patterns.

620 In order to obtain the apatite minerals concentrated, first, those were ground, sieved, dried at
621 temperatures below 40 °C and underwent on magnetic separation analyses. Then, heavy-liquids and hand-
622 picking techniques were performed. After that, the apatite crystals were mounted in epoxy resin, polished
623 to expose internal surfaces and chemical etched with 5.5M HNO₃ at 21 °C for 20 s to reveal spontaneous
624 fission tracks. Since the external detector method (EDM; Hurford, 1990) was chosen, the apatite mounts,
625 U-doped glass dosimeters (CN5) and age standards (Durango) were coupled with low-uranium
626 concentration micas and sent to be neutron irradiated in a well-thermalized position in the IEA-R1 research
627 reactor at IPEN, São Paulo, Brazil. These micas were etched for 18 min in 48% HF at 20°C with the
628 purpose to reveal the induced fission tracks. The samples were dated at the thermochronology facility of
629 the Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Later, track-count and track-length measurements were
630 conducted at 1000 x (dry) magnification, Leica CTR 6000 microscope paired with Leica Application Suite
631 (LAS) software. AFT ages were calibrated according to ξ -calibration method (Hurford, 1990), and
632 reported as central ages (Galbraith and Laslett, 1993), which were gathered through Radial Plotter
633 (Vermeesch, 2009). The fission-track age errors are quoted at the 1 σ confidence level in this study. Next,
634 track length distribution analyses (Gleadow *et al.*, 1986b) were carried on lengths measured on horizontal

635 confined fission tracks. Finally, aiming to correlate with apatite composition, etch pit diameters (Dpar;
636 Donelick *et al.*, 2005) were measured.

637

638 *4.2. Thermal history modeling*

639 To understand the thermal history of SER and the QF province, apatite thermal history modeling
640 was performed with HeFTy 1.8.0. Software (Ketcham, 2005) based on the annealing model of Ketcham *et*
641 *al.* (2007), with Dpar values as a kinetic parameter. The inversions were run with 200,000 randomly
642 chosen time-temperature histories for each sample, in a way that enough model paths were available to
643 differentiate “good fit” from “acceptable fit” (Ketcham *et al.*, 2000 for details and definitions of “good”
644 and “acceptable” fits). Restricted conditions were imposed to each inversion modeling such as follows: (a)
645 initial t-T box constraint set at the base of the apatite partial annealing zone, which is 120 °C, until 160 °C,
646 and variable times for each sample, starting at the oldest grain age and error measured for each sample and
647 ending at the youngest age obtained; (b) t-T box constraint set at the central age and error measured and
648 the AFT PAZ temperature range; (c) the present-day mean surface temperature set at 20 ± 10 °C.

649

650 **5. Results**

651 *5.1. Apatite fission-track data*

652 AFT analytical data from new and available basement samples are presented on Table 1 and
653 apparent central ages in Figure 2. We aimed to date 20 grains and to measure 100 horizontal confined track
654 lengths per sample. Many samples do not meet these criteria (Table 1); we decided to retain them
655 nonetheless, because their ages and MTL broadly agree with the nearby samples that do have good-quality

656 measurements. In a general sense, the new AFT ages range from Lower Jurassic (187 ± 18 Ma) to Upper
657 Cretaceous (91.8 ± 7.3 Ma) with mean confined tracks varying from 9.62 ± 1.81 μm to 12.85 ± 1.35 μm
658 and presenting unimodal distribution. Dpar values range from 1.251 to 1.597 μm and indicate a
659 predominantly similar composition regarding the Cl content such that the apatites are relatively Cl-
660 depleted (Dpar values smaller than 1.75 μm) with a smaller resistance to annealing (Donelick *et al.*, 2005).

661 There is no published AFT thermochronology data available in the study area. However, Carmo
662 (2005) lead an investigation on the subject as part of her PhD thesis that was performed in the QF province
663 and in the Brazilian plateau. This author studied the geochronology of weathering during the Cenozoic in
664 southeastern Brazil and provided nine AFT ages that range from 175 ± 7 to 67 ± 4 Ma. Horizontal
665 confined track lengths vary from 9.99 ± 1.2 to 13.4 ± 0.2 μm (Table 1).

666 All apatite central ages are much younger than their stratigraphic Archean/Paleoproterozoic ages,
667 which is suggestive of cooling below the 120-60 °C isotherms during the Phanerozoic. These ages are also
668 much younger than the Brasiliano/Pan-African orogeny that last affected the São Francisco Craton and
669 adjacent areas before 560 Ma (Brito Neves *et al.*, 2014), leading to the interpretation that such ages are
670 evidence of cooling ages that could represent regional denudation events. All central AFT ages passed in
671 χ^2 test which points to one single population (Galbraith, 1981). Although it's a relatively mountainous area
672 where the majority of the samples were collected at elevations higher than 700 m, this AFT dataset does
673 not show any evidence of a strong correlation between AFT apparent ages and elevation (Figure 3a, A-A'
674 regional transect). The Carmo (2005) dataset has a clear and strong correlation between AFT apparent ages
675 and altitude (Figure 3b, B-B' regional transect), since samples followed approximately a W-E oriented
676 profile, crossing the QF province. The same positive correlation exists for all data (Figure3c).

677

678 5.2. Thermal history modeling

679 Aiming to further constrain the thermal and denudation history of the SER and the QF province,
680 inverse t-T histories were modeled for eight samples (Figure 4), of which four had enough confined tracks
681 to perform good-quality measurements and four had lesser good ones. However, the latter set was retained
682 because its AFT ages solidly agree with the nearby samples whose thermal histories rely on good-quality
683 data. There is no clear relationship between AFT ages and track length measurements. As a result, complex
684 t-T histories were expected when the AFT dataset was analyzed (Gallagher *et al.*, 1998).

685 In this modeling histories shown in Figure 4, the samples start to cool and record their maximum
686 paleotemperatures at a range of times, from 370 Ma (Upper Devonian, sample Ic1) to 295 Ma (Early
687 Permian, sample Cb1). This accelerated cooling event brought samples from paleotemperatures well above
688 the AFT PAZ close to its upper limit, at 70 °C. The samples tend to have similar trends while cooling,
689 reaching the end of this first cooling episode between 245 (Middle Triassic, sample G2) and 175 Ma
690 (Lower Jurassic, sample G1). After cooling to this point where the samples were in temperatures near ~73
691 °C, they stayed tectonically quiescent up to approximately 25 Ma. Such dormant activity lasted from 150
692 (sample G1) to 220 Ma (sample G2), and started in the Middle Triassic-Lower Jurassic until the Eocene-
693 Oligocene. All samples show accelerated final cooling to surface temperatures in the last 20 Ma. The
694 sample Co1 presents a monotonic t-T cooling history that began later than all samples, at 240 Ma, that
695 lasted 210 Ma, where it cooled from temperatures well above the AFT PAZ until 53 °C, reaching this final
696 temperature at 30 Ma. The final cooling to surface temperatures started then at 30 Ma bringing this sample
697 up to the surface in the present day. Such monotonic history is probably because of a poorly constrained
698 data generated through few track-length measurements (Table 1), which might not be fully representative
699 of a t-T history indeed, although its AFT age robustly correlates to the neighboring samples. However, this
700 sample was collected near a waterfall where no rock exposure was vigorously weathered, leading us to

701 expect a different cooling behavior due to rapid erosion and material removal as a possible support idea for
702 monotonic cooling behavior.

703 The thermal histories performed by Carmo (2005) in the QF province suggests a slow-cooling
704 episode starting in temperatures of 80 to 90 °C from crustal near-surfaces positions for the samples that
705 yield ages older than 95 Ma, although the samples show evidence of variable starting ages. The author
706 utilizes a geothermal gradient of 35 °C.km⁻¹ and estimates a rock denudation amount of 2 – 1.7 km for the
707 QF region. However the data were modeled in the Monte Trax – v.2 Software (Gallagher, 1995) and do not
708 incorporate the annealing model of Ketcham *et al.* (2007) used in this study. This last model sheds light
709 and updates the understanding of the kinetics of annealing on apatite regarding the reproducibility of track
710 length measurements.

711

712 **6. Discussion and interpretation**

713 The AFT data indicates that during the Phanerozoic the SER and QF provinces can be
714 characterized by two cooling events interspersed by quiescent tectonism. The AFT apparent ages of the
715 samples collected for this study range from 187 to 91.8 Ma, whose some may be associated with pre-
716 rifting, rifting and post-rifting processes that cause the Western Gondwana break-up between South
717 America and Africa. Nonetheless, these related-rifting ages probably register, not the proper rifting event
718 in itself, but the moment when the samples were passing through the AFT PAZ, evidenced by the MTL
719 analyses. Although the relationship between AFT ages and MTL is not clear, it may be suggestive of AFT
720 ages being associated with relatively shortened mean track lengths ($11 \leq \text{MTL} \leq 13 \mu\text{m}$) – *i.e.*, the samples
721 have reside in the AFT PAZ for prolonged times, giving support to the assumption of AFT apparent ages
722 not having any particular correspondence to rifting. The dataset also indicates that the thermal history for

723 all samples has been completely annealed for ages older than the Upper Devonian. This brings the
724 hypothesis of the samples residing in crustal levels that could correspond to temperatures in excess of 120
725 °C before the Devonian.

726 Siga Jr. *et al.* (1989) contributed with a muscovite fission track age of 1180 ± 90 Ma, indicating the
727 thermal effects of the Transamazoniano orogeny (Siderian age) and that the Brasiliano orogeny did not
728 contribute to increase the temperature in the region to further affect crystal stability. Also, the authors
729 suggested with this result that the last time the muscovite crystal went through the 200-250 °C temperature
730 window was during Medium Proterozoic.

731 Present-day geothermal gradient in the São Francisco Craton varies from 18 to 26 °C.Km⁻¹
732 (Alexandrino and Hamza, 2008) and 25 to 30 °C.Km⁻¹ in the AWCO domain (Schannor, 2018). Since
733 there are few measurements to assess the spatial variation of the geothermal gradient that encompass the
734 area in focus, the value of 25 °C Km⁻¹ is assumed, considered to be linear and constant through geologic
735 times in order to estimate the rates of denudation. The low-temperature thermal history of rocks in a
736 cratonic environment and its borders is major controlled by their vertical displacement relative to Earth's
737 surface. Therefore denudation is the major controlling process in this context (Gallagher *et al.*, 1994;
738 Gallagher *et al.*, 1995).

739 For the first cooling episode evidenced by the inversion modeling of AFT ages (Figure), mean
740 track lengths and Dpar, the samples entered in the PAZ during the Upper Devonian-Early Permian until
741 reaching close its upper limit during the Middle Triassic-Lower Jurassic, an event that lasted somewhat
742 125 Ma long. The rates of denudation obtained through the analyses of individual t-T history paths vary
743 from 9.6 (sample Sm1) to 26.3 m.Ma⁻¹ (sample G2) while the amount of rock denudation at this time is
744 equivalent to 1680 m (sample Sm1) to 2000 m (sample Ic1).

745 According to Potter (1997), during the Permian to Early Cretaceous, the South American platform
746 and neighboring African terranes were exposed to weathering and erosion. For King (1956), the SER
747 region may have developed upwarplings since mid-Paleozoic and that this region has had time to fully
748 develop the Gondwana and post-Gondwana erosion surfaces. The former surface today has probably only
749 few remnants visible at high altitudes in the referred mountain range and in the QF province, probably
750 eroded by the planation surfaces developed later, such as the Sul-Americana. As a result of the topographic
751 prominence of the SER occupying an upwarped region caused by epeirogenic movements of low
752 amplitude and long wavelengths, the São Francisco River occupies the low plain west to this range (Figure
753 1a). Potter (1997) stated that the São Francisco River has probably a post-Early Cretaceous age, since
754 before this time no large rivers must have been present in the Brazilian plateau due to aridity and
755 overspread deserts (Petri & Campanha, 1981). Agreeing to the denudation maps of Jelinek *et al.* (2014),
756 the São Francisco river valley hold higher denudation rates than those near the Atlantic margin. The
757 pattern observed for denudation in the area evolved from North to South, having the drainage system set
758 between the Upper Cretaceous and Eocene. From Eocene to present, the region was already stabilized,
759 registering low denudation amounts. Potter (1997) also declared that the valley where the São Francisco
760 River flows in may have been reactivated several times since its formation. For all of the above, this AFT
761 dataset modeling histories corroborate the idea of epeirogeny being a fundamental tectonic control of
762 denudation and to allocate and reinforce drainage patterns.

763 From the Middle Triassic-Lower Jurassic until Eocene-Oligocene, while tectonically quiescent, the
764 samples that register the lower and higher denudation rates and amounts of erosion are the Sm2 and Cb1
765 samples, from 1.7 to 5.4 m.Ma⁻¹ for denudation, and from 280 to 920 m of rock section removed,
766 respectively. In this phase the temperature of the samples were slowly decreasing through time as a result
767 of slow erosion and dormant behavior of Earth's crust in this region. Such result allows the interpretation

768 that while the rifting changes were happening at the plate boundary between the South American and
769 African plates, the samples residing in the continent interior were not being stressed by the forces causing
770 the break-up. This rifting process, responsible for the opening of the south Atlantic Ocean, started as early
771 as the Late Jurassic (<150 Ma; Kuchle *et al.*, 2011) in northeastern Brazil for the southern and central
772 branches of the Atlantic rift system, whereas in southeastern Brazil, the rifting process mainly occurred
773 between 127 and 113 Ma (Chang *et al.*, 1992). Some of the AFT ages modeled – 137 to 119.5 Ma – are
774 correlative to the break-up event, but as mentioned before, they may be suggestive of only crossing the
775 AFT PAZ and not necessarily dating the rifting phases themselves. Also, the t-T history modeling results
776 have no signs of important disturbances due to the basalt magmatism of the Paraná-Etendeka Large
777 Igneous Province (PELIP) that occurred when break-up was taking place at the plate boundaries, in the
778 Lower Cretaceous (135 to 125 Ma; Rocha-Campos *et al.*, 1988), even though younger AFT ages near ~100
779 Ma may be associated with post-rifting. No evidence is seen as well related to the alkaline body
780 emplacement that happened in the Late Cretaceous-Paleogene (80-50 Ma) in southeastern Brazil (Almeida
781 *et al.*, 1996; Moreira *et al.*, 2006). In the samples belonging to the São Francisco Craton in the Sertaneja
782 Depression, northeastern Brazil, Jelinek *et al.* (2014) showed that there is no evidence of thermal and
783 tectonic processes related to continental rifting as well. Their evidence is supported by the lack of
784 magmatism phases during the pre-rifting and rifting events in the area (Chang *et al.* 1992). Additional
785 support of a steady-state in QF province is provided by Spier *et al.* (2006) and Vasconcelos & Carmo
786 (2018), in which the authors stated that from 70 to 40 Ma active weathering and slow erosion took place,
787 indicated by alternated periods of weathering-prone and erosion-prone intervals (Vasconcelos *et al.*,
788 1994b). Even though no thermal or tectonic disturbance in the apatites were registered, Dussin (1994),
789 Chaves & Neves (2005b) and Chaves (2013) reported and described mafic dykes of mesozoic ages

790 (Transminas mafic dyke swarms, 190 to 130 Ma) in southeastern SER correlated to the South Atlantic
791 opening.

792 Van Ranst *et al.* (2017) provided AFT ages ranging from 90.1 to 49.7 Ma for the AWCO domain
793 that solidly agree with ages found by Jelinek *et al.* (2014) and Carmo (2005) for the same region, that may
794 be related to reactivation of inherited structures during the post-rifting phase of the South Atlantic opening.
795 Jelinek *et al.* (2014) also contributed with AFT ages for the AWCO domain whose modeled histories
796 showed accelerated cooling through the PAZ between 140 and 80 Ma, contrasting to quiescent tectonism
797 for the western border of this domain, in the SER.

798 All of the samples in this study show recent cooling since Eocene-Oligocene from temperatures of
799 ~50-70°C to surface conditions. It is known, however, that this cooling may be an artifact caused by
800 numerical inversion of track-length data, even though they are reproducible, predicted and designed to
801 reduce “recent-cooling” after using Ketcham *et al.* (2007) annealing model. Furthermore, because of this
802 cooling phase starting at temperatures close to the upper limit where fission tracks are partially annealed,
803 regional events encompassing all samples must provide enough support for further discussions. Many
804 authors (Gallagher *et al.*, 1994, 1995; Harman *et al.*, 1998; Carmo, 2005; Hiruma *et al.* 2010; Cogné *et al.*
805 2011, 2012; Japsen *et al.*, 2012; Jelinek *et al.* 2014; Engelmann de Oliveira *et al.*, 2016; Engelmann de
806 Oliveira & Jelinek, 2017) presented evidences of accelerated Neogene cooling in southeastern Brazil,
807 especially those studying the Brazilian Plateau and those with samples near the margin, where denudation
808 and erosion have been active since the opening of South Atlantic.

809 The Cenozoic cooling is marked by accelerated exhumation in the samples analyzed, where they
810 initiated their final ascending to present-day surface at 55 and 35 Ma (Eocene), comprised by the samples
811 Ic1 and B1, respectively, and a second group comprehending all other samples, from 30 to 25 Ma

812 (Oligocene) to present. The final cooling episode started for most of the samples in temperatures similar to
813 the AFT PAZ upper limit (~71 to 53 °C), leading an expectation of cooling between 46 and 33 °C and
814 denudation rates between 26.9 to 72 m. Ma⁻¹. The amount of rock section removed since Eocene to present
815 equals to 1440 (sample Ic1) to 1480 m (sample B1) whereas for the Oligocene cooling samples it
816 corresponds to 1320 (sample Cb1) to 2040 m (sample Sm1), considering the geothermal gradient of 25
817 °C.Km⁻¹. Many authors (*e.g.*, Gallagher *et al.*, 1994, 1995; Jelinek *et al.*, 2014; Engelmann de Oliveira *et*
818 *al.*, 2016) argued that sedimentary record on the southeastern offshore basins of Santos and Espírito Santo
819 are compatible to the high denudation rates they found for the margin. Cogné *et al.* (2011), studying the
820 Brazilian southeast margin, suggested a state of compression responsible for Paleogene cooling, in which
821 relief was available to be locally eroded, supporting the evidence of Cenozoic exhumation presented here.

822 As for the Oligocene, epeirogeny may have played a role due to rearrangement of the Andean
823 orogeny, when this mountain range has begun to rise significantly in the last 30 Ma when new plate
824 configurations and orthogonal subduction between Nazca and South American plates took place. Japsen *et*
825 *al.* (2012) argued that, more than such stresses from the Andes, synchronous uplift phases in NE Brazil and
826 SW Africa may have common causes, which suggests a transmission of far-field effects across the
827 spreading center. At this time, it is noted as well, a decline in the Atlantic spreading rate between South
828 American and African plates due to changes in plate motions, configuring, thus, a scenario where lateral
829 resistance to plate motion played a role (Torsvik *et al.*, 2009). Nevertheless, Jelinek *et al.* (2014) consider
830 this hypothesis insufficient, since random spatial pattern of exhumation and the absence of offshore
831 deformation do not support this synoptic cooling event.

832 Climatic origin for the accentuated erosion rates during the Neogene are brought in to discussion by
833 some authors (Zachos *et al.*, 2001; Spier *et al.*, 2006; Morais Neto *et al.*, 2009), whose allegations rely on
834 renewed erosion triggered by a conversion of tropical to a semi-arid climate due to global Neogene

835 cooling. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology on weathering profiles were also used to constrain weathering rates and
836 relate them to erosion in QF province, whose results mainly attribute slow rates of erosion since Miocene
837 in order to fully develop thick profiles (Carmo & Vasconcelos, 2004; Carmo, 2005; Carmos &
838 Vasconcelos, 2006; Vasconcelos & Carmo, 2018), contrasting to the rates found in this study and the
839 authors above. Furthermore, analyses of cosmogenic ^{10}Be isotopes for both the QF province and SER have
840 slow rates of erosion, in the order of 2 to 5 m.Ma^{-1} (Salgado *et al.*, 2006, 2007; Barreto *et al.*, 2013) in
841 quartzite and banded iron formations, whereas in granitic basement rocks the rates are no higher than ~ 13
842 m.Ma^{-1} .(Salgado *et al.*, 2008).

843 The SER and QF province, as evidenced by this study and the references cited, recorded two
844 phases of accelerated exhumation separated by protracted tectonism during the Phanerozoic, in which the
845 latter showed slow cooling and low denudation rates and the formers had fast cooling and erosion. The
846 modeling also presuppose no direct tectonic disturbance due to rifting of South Atlantic during the
847 Cretaceous, even though post-rifting processes regarding new plate configurations – orthogonal subduction
848 and different spreading rates – between the Nazca, South American and African plates may played a role
849 during the Eocene cooling event. Our results also imply that the present-day elevated Diamantina Plateau
850 and its escarpment were not formed during opening of the South Atlantic but instead developed well
851 before the onset of rifting. Obtaining thermochronological data from the elevated plateau surface would be
852 useful to better define the age of landscape evolution and scarp retreat of the Diamantina Plateau. (U-Th-
853 Sm)/He thermochronological data for both apatite and zircon as well as zircon fission track may contribute
854 to elucidate even better the cooling history of the SER and QF basement, since a larger temperature
855 window would be recorded. Furthermore, such methods may provide additional tools to explore constrains
856 on thermal history and rock provenance for sedimentary units.

857

858 7. Conclusions

859 New and previous AFT thermochronology data combined allow constraining the thermo-tectonic
860 history of the SER basement and the QF province, whose AFT apparent ages vary from 187 to 91.8 Ma.
861 These ages, despite their possible correlation with South Atlantic rifting phases and the basaltic
862 magmatism of Paraná-Etendeka Large Igneous Province, are probably recording the path of the rocks
863 containing apatite crystals through the AFT PAZ. The cooling history of both areas is similar, such as
864 follows:

865 (1) The first cooling event started in Upper Devonian-Early Permian and lasted until Middle
866 Triassic-Lower Jurassic, bringing the rocks from temperatures in excess of 120 °C to the upper limit of the
867 PAZ.

868 (2) A stable phase started in the Middle Triassic-Lower Jurassic to Eocene-Oligocene where
869 slow cooling is registered, comprising prominent events responsible for the western Gondwana break-up,
870 although these events are mostly recorded near the margin.

871 (3) The final cooling event, initiated in the Eocene-Oligocene at temperatures similar to the
872 upper limit of the PAZ until present day at surface temperatures, register a fast cooling, whose rates vary
873 from 26.9 to 72 m.Ma⁻¹, leading to the removal of rock section in the order of 1320 to 2040 m, considering
874 the geothermal gradient of 25 °C.Km⁻¹. Multiple causes of such cooling episode may be due to (a)
875 epeirogeny – because of new configurations in the South Atlantic spreading axis or the Andean orogeny
876 adjusting subduction angles and new plate motion settings; (b) climatic origin where accentuated erosion
877 rates in the Neogene are discussed by some authors, even though weathering profiles record a weathering-
878 prone phase where little erosion takes place.

879 Combining the modeling histories of the samples and estimating a geothermal gradient of 25
880 °C.Km⁻¹ for the study area could provide a better overview not only regarding the thermo-tectonic
881 evolution of the SER and QF basement, but also contributed to understand and to quantify the rates of
882 denudation and the amount of rock section removed during the Phanerozoic. More than understading the
883 history of these particular regions, the recognition of epeirogeny playing a fundamental role in the
884 development of the Brazilian hinterland sheds light on the processes that acted upon the southern border of
885 the AWCO and São Francisco Craton.

886

887 **Acknowledgements**

888 The first author thank professor Dr. Léo Afraneo Hartmann for valuable considerations throughout
889 the writing of this manuscript. A. Jelinek thanks the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e
890 Tecnológico - CNPq (Project 303184/2017-5).

891 **References**

- 892 Abreu, A.A., 1982. Análise geomorfológica: reflexão e aplicação. Uma contribuição ao conhecimento das
893 formas de relevo do Planalto de Diamantina-MG (Geomorphologic analysis: reflexions and applications. A
894 contribution to the knnowledge of the land forms of the Diamantina Plateau – MG). PhD thesis. Univ. São
895 Paulo.
- 896 Alexandrino, C.H., Hamza, V.M., 2008. Estimates of heat flow and heat production and a thermal model
897 of the São Francisco craton. Int. J. Earth. Sci., 97, 289-306. [DOI: 10.1007/s00531-007-0291-y](https://doi.org/10.1007/s00531-007-0291-y)
- 898 Alkmim, F.F., Marshak, S., 1998. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton, Minas
899 Gerais, Brazil: Evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero.
900 Precambrian Research, 90, 29-58. [DOI: 10.1016/S0301-9268\(98\)00032-1](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00032-1)

- 901 Alkmim, F.F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A.C., Peres, G.G., Cruz, S.C.P., Whittington, A., 2006.
902 Kinematic evolution of the Araçuaí–West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during
903 the Neoproterozoic assembly of West Gondwana. *Precambrian Research*, 149, 43–64.
904 <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.06.007>
- 905 Alkmim, F.F., Martins-Neto, M.A., 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São
906 Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 33, 127–139.
907 <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.08.011>
- 908 Almeida, F.F.M., 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7 (4), 349–364.
- 909 Almeida, F.F.M., Carneiro, C.D.R., Mizusaki, A.M.P., 1996. Correlação do magmatismo das Bacias da
910 Margem Continental Brasileira com o das áreas emersas adjacentes. *Rev. Bras. Geosci.*, 23 (3), 125–138.
- 911 Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an
912 introduction. *Earth-Sci Rev.* 17, 1–29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)
- 913 Almeida-Abreu, P.A., 1995. O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional (Minas Gerais): o
914 rifte, a bacia e o orógeno. *Geonomos*, 3 (1), 1–18. <http://dx.doi.org/10.18285/geonomos.v3i1.211>
- 915 Almeida-Abreu, P.A., Renger, F.E., 2002. Serra do Espinhaço Meridional: Um orógeno de colisão do
916 Mesoproterozoico. *R. Bras. Geoci.*, 32, 1–14. [DOI: 10.25249/0375-7536.20023210114](https://doi.org/10.25249/0375-7536.20023210114)
- 917 Almeida-Abreu, P. A.; Renger, F. E., 2007. Stratigraphie und Fazies der südlichen Serra do Espinhaço,
918 Minas Gerais, Brasilien [Stratigraphy and facies of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil].
919 *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 158, 9–29. [http://dx.doi.org/10.1127/1860-](http://dx.doi.org/10.1127/1860-1804/2007/0158-0009)
920 [1804/2007/0158-0009](http://dx.doi.org/10.1127/1860-1804/2007/0158-0009)
- 921 Barreto, H.N., Varajão, C.A.C., Braucher, R., Bourlès, D.L., Salgado, A.A.R., Varajão, A.F.D.C., 2013.
922 Denudation rates of the Southern Espinhaço Range, Minas Gerais, Brazil, determined by in situ-produced
923 cosmogenic beryllium-10. *Geomorphology*, 191, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.01.021>

- 924 Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Pimentel, M.M., 2014. The Brasiliano collage in South America: a review.
925 Braz. J. Geol., 44 (3), 493-518. <http://dx.doi.org/10.5327/Z2317-4889201400030010>
- 926 Cardoso, R.A. & Hamza, V.M., 2003. Gradiente e fluxo geotérmico da plataforma continental da região
927 sudeste do Brasil. *In*: 8th International Congress of the Brazilian Geophysical Society.
- 928 Carlson, W.D., Donelick, R.A., Ketcham, R.A., 1999. Variability of apatite fission-track annealing
929 kinetics: I. Experimental results. *Am. Mineral.*, 84, 1213-1223. <https://doi.org/10.2138/am-1999-0901>
- 930 Carmo, I.O., 2005. Geocronologia do intemperismo Cenozóico no Sudeste do Brasil (Weathering
931 geochronology during the Cenozoic in southeastern Brazil). PhD thesis. Dep. Geologia, Univ. Fed. do Rio
932 de Janeiro.
- 933 Carmo, I.O., Vasconcelos, P.M., 2004. Geochronological evidence for pervasive miocene weathering,
934 Minas Gerais, Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29, 1303-1320.
935 <https://doi.org/10.1002/esp.1090>
- 936 Chang, H.K. Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F., Bender, A.A., 1992. Tectonics and stratigraphy of the
937 East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*, 213, 97-138. [https://doi.org/10.1016/0040-](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90253-3)
938 [1951\(92\)90253-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90253-3)
- 939 Chaves, A.O. & Neves, J.M.C. 2005b. Radiometric ages, aeromagnetic expression, and general geology of
940 mafic dykes from southeastern Brazil and implications for African-South American correlations. *J. South*
941 *Amer. Earth Sci.*, 19:387-397. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2005.04.005>
- 942 Chemale Jr., F., Dussin, I.A., Martins, M., Santos, M.N., 2011. Nova abordagem tectono-estratigráfica do
943 Supergrupo Espinhaço em sua porção meridional (MG). *Geonomos*, 19 (2), 173-179.
944 [DOI: 10.18285/geonomos.v19i2.52](https://doi.org/10.18285/geonomos.v19i2.52)

- 945 Chemale Jr., F., Quade, H., van Schmus, W.R., 1998. Petrography, geochemistry and geochronology of the
946 Borrachudo and Santa Bárbara metagranites, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Zbl.Geol.Paläont.*, 1997, 739-
947 750.
- 948 Cherem, L.F.S., Varajão, C.A.C., Braucher, R., Bourlès, D., Salgado, A.A.R., Varajão, A.F.D.C., 2012.
949 Long-term evolution of denudational escarpments in southeastern Brazil. *Geomorphology*, 173–174, 118–
950 127. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.06.002>
- 951 Cogné, N., Gallagher, K., & Cobbold, P.R, 2011. Post-rift reactivation of the onshore margin of southeast
952 Brazil: evidence from apatite (U–Th)/He and fission-track data. *Earth and Planetary Science Letters*,
953 309(1), 118-130. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.06.025>
- 954 Cogné, N., Gallagher, K., Cobbold, P.R., Riccomini, C. & Gautheron, C., 2012. Post-breakup tectonics in
955 southeast Brazil from thermochronological data and combined inverse-forward thermal history modeling.
956 *Journal of Geophysical Research*, 117, B11413. <https://doi.org/10.1029/2012JB009340>
- 957 Derby, O.A., 2010. The iron ores of Brazil. *Rev. Esc. Minas*, 63 (3), 473-479.
958 <http://dx.doi.org/10.1590/S0370-44672010000300008>
- 959 Donelick, R.A., O’Sullivan, P.B., Ketcham, R.A., 2005. Apatite Fission-Track Analysis. In: Reiners, P.W.,
960 Ehlers, T.A. (Eds), *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications*.
961 *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* vol. 58. Mineralogical Society of America, Washington, pp 49-
962 94.
- 963 Dussin, T.M.. 1994. Associations volcano-plutoniques de l’Espinhaço Meridional (SE-Bresil) (Volcano-
964 plutonic associations in southern Espinhaço (SE-Brazil)). PhD thesis, Univ. D’Orleans, France, 177 pp.
- 965 Dussin, I.A., Dussin, T.M., 1995. Supergrupo Espinhaço: Modelo de Evolução Geodinâmica. *Geonomos*,
966 1, 19–26. <http://dx.doi.org/10.18285/geonomos.v3i1.212>

- 967 Engelmann de Oliveira, C.H.E., Jelinek, A.R., Chemale, F. & Cupertino, J.A, 2016. Thermotectonic
968 history of the southeastern Brazilian margin: Evidence from apatite fission track data of the offshore
969 Santos Basin and continental basement. *Tectonophysics*, 685, 21-34.
970 <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.07.012>
- 971● Engelmann de Oliveira, C.H., Jelinek, A.R., 2017. História termotectônica da margem continental
972 brasileira a partir de dados de traços de fissão em apatita. *Pesquisa em Geociências*, 44 (3), 387-400. DOI:
973● [10.22456/1807-9806.83263](https://doi.org/10.22456/1807-9806.83263)
- 974● Eschwege W.L.v. 1822. Geognostisches Gemälde von Brasilien und wahrscheinliches Muttergestein der
975 Diamanten. Weimar, Landes Industrie Comptoir, 44p.
- 976● Fernandes, M.L.S., Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Wiedemann, C., Correia-Neves, J.M., 2000. U-Pb
977 geochronology of the Borrachudos suite: evidence of Brasiliano anorogenic granites (Araçuaí Belt, Minas
978 Gerais, Brazil). *International Geological Congress 31, Rio de Janeiro, Abstracts Volume, CD.*
- 979● Farina, F., Albert, C., Martínez Dopico, C., Aguilar Gil, C., Moreira, H., Hippertt, J.P., Cutts, K., Alkmim,
980 F.F., Lana, C., 2016. The Archean-Paleoproterozoic evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Brasil):
981 Current models and open questions. *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 4-21.
982 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.10.015>
- 983● Galbraith, R.F., 1981. On statistical models for fission track counts. *Mathematical Geology*, 13 (6), 471-
984 478. <https://doi.org/10.1007/BF01034498>
- 985● Gallagher, K., 1995. Evolving temperature histories from apatite fission-track data. *Earth and Planetary
986 Science Letters*, 136, 421-435. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00197-K](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00197-K)
- 987● Gallagher, K., Brown, R., Johnson, C., 1998. Fission track analysis and its applications to geological
988 problems. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 26, 519-572. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.26.1.519>

- 989● Gallagher, K., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M., 1994. The denudation history of the onshore
990 continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data. *J. Geophys. Res.*, 99, 18117-
991 18145. <https://doi.org/10.1029/94JB00661>
- 992● Gallagher, K., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M., 1995. Denudation, fission track analysis and the
993 long-term evolution of passive margin topography: application to the southeast Brazilian margin. *J. S. Am.*
994 *Earth Sci.*, 8, 65-77. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(94\)00042-Z](https://doi.org/10.1016/0895-9811(94)00042-Z)
- 995● Gleadow, A.J.W., Duddy, I.R., Green, P.F., Lovering, J.F., 1986b. Confined fission track lengths in
996 apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. *Contrib. to Mineral. and Petrol.*, 94, 405-415.
997 <https://doi.org/10.1007/BR00376334>
- 998● Harman, R., Gallagher, K., Brown, R., Raza, A., Bizzi, L., 1998. Accelerated denudation and
999 tectonic/geomorphic reactivation of the cratons of northeastern Brazil during the Late Cretaceous. *J.*
1000 *Geophys. Res.*, 103 (B11). <https://doi.org/10.1029/98JB02524>
- 1001● Hiruma, S.T., Riccomini, C., Modenesi-Gauttieri, M.C., Hackspacher, P.C., Hadler Neto, J.C. & Franco-
1002 Magalhaes, A.O.B., 2010. Denudation history of the Bocaina Plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil:
1003 relationships to Gondwana breakup and passive margin development. *Gondwana Research*, 18, 674-687.
1004 <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.03.001>
- 1005● Hurford, A.J., 1990. International union of geological sciences subcommission on geochronology
1006 recommendation for the standardization of fission track dating calibration and data reporting. *Nucl. Tracks*
1007 *Radiat.*, 17 (3), 233-236. [https://doi.org/10.1016/1359-0189\(90\)90040-5](https://doi.org/10.1016/1359-0189(90)90040-5)
- 1008● Japsen, P., Bonow, J.M., Green, P.F., Cobbold, P.R., Chiassi, D., Lilletveit, R., Magnavita, L.P., Pedreira,
1009 A., 2012b. Episodic burial and exhumation in NE Brazil after opening of the South Atlantic. *Geol. Soc.*
1010 *Am. Bull.*, 124, 800-816. [DOI: 10.1130/B30515.1](https://doi.org/10.1130/B30515.1)

- 1011● Jelinek, A.R., Chemale Jr., F., van der Beek, P.A., Guadagnin, F., Cupertino, J.A., 2014. Denudation
1012 history and landscape evolution of the northern East-Brazilian continental margin from apatite fission-
1013 track thermochronology. *J. South Am. Earth Sci.*, 54, 158-181.
1014 <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.06.001>
- 1015● Ketcham, R.A., 2005. Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data. *Rev.*
1016 *Mineral. Geochem.*, 58, 275–314. <https://doi.org/10.2138/rmg.2005.58.11>
- 1017● Ketcham, R.A., Carter, A.C., Donelick, R.A., Barbarand, J., Hurford, A.J., 2007. Improved modeling of
1018 fission-track annealing in apatite. *Am. Mineral.*, 92, 799-810. <https://doi.org/10.2138/am.2007.2281>
- 1019● Ketcham, R.A., Donelick, R.A., Donelick, M.B., 2000. AFTSolve: a program for multikinetic modeling of
1020 apatite fission-track data. *Geol. Mater. Res.*, 2, 1-2.
- 1021● King, L.C., 1956. Geomorfologia do Brasil Oriental. *Ver. Bras. Geog.* 18 (2), 1-147. Online accessed on
1022 October 9th, 2018. https://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/periodicos/115/rbg_1956_v18_n2.pdf
- 1023● Knauer, L.G. & Ebert, H.D., 1997. Estruturação tectônica da região de Diamantina, MG e considerações
1024 sobre a idade do Orógeno Espinhaço (Tectonic structuring of the Diamantina region, MG, and
1025 considerations about the Espinhaço Orogen age). VI Simp. Nac. Est. Tectônicos, 56-58, Abstract.
- 1026● Kuchle, J., Scherer, C.M.S., Born, C.C., Alvarenga, R.S., Adegas, F.A., 2011. A contributions to regional
1027 stratigraphic correlations of the Afro-Brazilian depression – the Dom João Stage (Brotas Group and
1028 equivalent units – Late Jurassic) in Northeastern Brazilian sedimentary basins. *J. South Am. Earth Sci.*, 31
1029 (4), 358-371.
- 1030● Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R. & Gleadow, A.J.W. 1987. Thermal annealing of fission tracks in
1031 apatite 2. A quantitative analysis. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 65, 1-13.
1032 [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(87\)90057-1](https://doi.org/10.1016/0168-9622(87)90057-1)

- 1033● Marshak, S., Tinkham, D., Alkmim, F.F., Brueckner, H., Bornhorst, T., 1997. Dome-and-keel provinces
1034 formed during Paleoproterozoic orogenic collapse – core complexes, diapirs, or neither? Examples from
1035 the Quadrilátero Ferrífero and the Penokean orogeny. *Geology.*, 25 (5), 415-418.
1036 [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0415:DAKPPD>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0415:DAKPPD>2.3.CO;2)
- 1037● Morais Neto, J.M., Hegarty, K.A., Karner, G.D., Alkmim, F.F., 2009. Timing and mechanisms for the
1038 generation and modification of the anomalous topography of the Borborema Province, northeastern Brazil.
1039 *Mar. Petrol. Geol.*, 26, 1070-1086. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.07.002>
- 1040 Moreira, J.L.P., Esteves, C.A., Rodrigues, J.J.G., Vasconcelos, C.S., 2006. Magmatismo, sedimentação e
1041 estratigrafia da porção norte da Bacia de Santos. *Bol. Geociênc.Petrobras*, 14 (1), 161–170.
- 1042● Noce, C.M., Teixeira, W., Quéméneur, J.J.G., Martins, V.T.S., Bolzachini, E., 2000. Isotopic signatures of
1043 Paleoproterozoic granitoids from southern São Francisco Craton, NE Brazil, and implications for the
1044 evolution of the Transamazonian Orogeny. *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 225-239.
1045 [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(00\)00019-5](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00019-5)
- 1046● Paula-Santos, G.M., Babinski, M., Kuchencecker, M., Caetano-Filho, S., Trindade, R.I., Pedrosa-Soares,
1047 A.C., 2015. New evidence of an Ediacaran age for the Bambuí Group in Southern São Francisco craton
1048 (Eastern Brazil) from zircon U-Pb data and isotope chemostratigraphy. *Gondwana Research.*, 28 (2), 702-
1049 720. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.07.012>
- 1050● Peres, G.G., Alkmim, F.F., Jordt-Evangelista, H., 2004. The southern Araçuaí belt and the Dom Silvério
1051 Group: geologic architecture and tectonic significance. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 76, 771-
1052 790. <http://dx.doi.org/10.1590/S0001-37652004000400011>
- 1053● Petri, S., Campanha, V.A., 1981. Brazilian Continental Cretaceous. *Earth Sci. Rev.*, 17, 69-85.
1054 [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90006-4](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90006-4)

- 1055● Pflug, R., 1965. A Geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes. Rio de Janeiro,
1056 DNPM/DGM, Boletim, 266. 51pp.
- 1057● Potter, P.E., 1997. The Mesozoic and Cenozoic paleodrainage of South America: a natural history. J. South
1058 Am. Earth Sci., 10 (5-6), 331-344. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(97\)00031-X](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(97)00031-X)
- 1059● Price, P.B. & Walker, R.M., 1963. Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals.
1060 Journal of Geophysical Research, 68, 4847-4862. <https://doi.org/10.1029/JZ068i016p04847>
- 1061● Rocha-Campos, A.C., Cordani, U.G., Kawashita, K., Sonoki, H.M. and Sonoki, I.K., 1988. Age of Parana
1062 flood volcanism. In: E.M. Piccirillo and A.J. Melfi (Editors). The Mesozoic Flood Volcanism of the Parana
1063 Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects. Inst. Astron. Geofis. USP, São Paulo: 25-45.
- 1064● Rolim, V. K. (2016). As formações ferríferas da região de Conceição Do Mato Dentro - MG:
1065 Posicionamento estratigráfico, evolução tectônica, geocronologia, características geoquímicas e gênese dos
1066 minérios (The banded iron formations from the Conceição do Mato Dentro region – MG: Stratigraphic
1067 position, tectonic evolution, geochronology, geochemical characteristics and ore genesis). PhD thesis.
1068 Instituto de Geociências, Univ. Fed. de Minas Gerais.
- 1069● Saadi, A., 1995. A geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens. Geonomos,
1070 3 (1), 41-63. <http://dx.doi.org/10.18285/geonomos.v3i1.215>
- 1071● Salgado, A.A.R., Braucher, R., Colin, F., Nalini JR., H.A., Varajão, A.F.D.C., Varajão, C.A.C., 2006.
1072 Denudation rates of the Quadrilátero Ferrífero (MinasGerais, Brazil): preliminary results from
1073 measurements of solute fluxes in rivers and in situ-produced cosmogenic ¹⁰Be. Journal of Geochemical
1074 Exploration, 88, 313–317. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2005.08.064>
- 1075 Salgado, A.A.R., Varajão, C., Colin, F., Braucher, R., Varajão, A., Nalini Jr., H., 2007. Study of the
1076 erosion rates in the upper Maracujá Basin (Quadrilátero Ferrífero/MG, Brzil) by the *in situ* produced

- 1077 cosmogenic ^{10}Be method. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 905-911.
- 1078 <https://doi.org/10.1002/esp.1448>
- 1079 Salgado, A.A.R., Braucher, R., Colin, F., Varajão, A.F.D., Nalini Júnior, H.A., 2008. Relief evolution of
1080 the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil) by means of (^{10}Be) cosmogenic nuclei. *Zeitschrift für*
1081 *Geomorphologie*, 52, 317–323. DOI: [10.1127/0372-8854/2008/0052-0317](https://doi.org/10.1127/0372-8854/2008/0052-0317)
- 1082 Schannor, M., 2018. Geodynamic and metamorphic evolution of the Araçuaí orogen (SE Brazil). PhD
1083 thesis. Dep. Geologia. Univ. Fed. de Ouro Preto. Internet accessed on November 27th, 2018.
1084 <http://www.repositorio.ufop.br/handle/123456789/10055>
- 1085 Siga Jr, O., Cordani, U.G., Kawashita, K., Basei, M.A.S., Taylor, P.N., 1987. Aplicação dos isótopos de Sr
1086 e Pb nas rochas gnássico-mimatíticas de Itacambira-Barroço. *Anais 4º Simpósio de Geologia de Minas*
1087 *Gerais*, 45-57.
- 1088 Spier, C.A., Vasconcelos, .M., Oliveira, S.M.B., 2006. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints on the
1089 evolution of lateritic iron deposits in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Chem. Geol.* 234,
1090 79-104. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.04.006>
- 1091 Teixeira, W., Sabaté, P., Barbosa, J., Noce, C.M., Carneiro, M.A., 2000. Archean and Paleoproterozoic
1092 tectonic evolution of the São Francisco craton, Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Fo, A.,
1093 Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South América*. Rio de Janeiro, 31st International Geological
1094 Congress, Rio de Janeiro, 101-137.
- 1095 Torsvik, T.H., Rouse, S., Labails, C., and Smethurst, M.A., 2009. A new scheme for the opening of the
1096 South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. *Geophysical Journal International*, v. 177,
1097 p. 1315–1333. [doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04137.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04137.x).

- 1098 Uhlein, A., Trompette, R.R., Egydio-Silva, M., 1998. Proterozoic rifting and closure, SE border of the São
1099 Francisco Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11, 191–203.
1100 [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(98\)00010-8](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00010-8)
- 1101 Van Ranst, G., De Grave, J., Pedrosa-Soares, A.C., Tack, L., Baudet, D., Novo, T., 2017. Reactivation of
1102 inherited structures during the opening of the South Atlantic: a low-temperature thermochronology study
1103 on the Araçuaí orogenic belt (east Brazilian margin). *Geophysical Research Abstracts*, EGU General
1104 Assembly 2017. Online accessed in December 10th, 2018.
1105 <https://www.researchgate.net/publication/316880238> Reactivation of inherited structures during the op
1106 ening of the South Atlantic a lowtemperature thermochronology study on the Aracuai orogenic bel
1107 t east Brazilian margin
- 1108 Vasconcelos, P.M. & Carmo, I.O., 2018. Calibrating denudation chronology through ⁴⁰Ar/³⁹Ar
1109 weathering geochronology. *Earth Sci. Rev.*, 179, 411-435. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.01.003>
- 1110 Vasconcelos, P.M., Brimhall, G.H., Becker, T.A., Renne, P.R., 1994b. ⁴⁰Ar/³⁹Ar analysis of supergene
1111 jarosite and alunite: implications to the paleoweathering history of the western USA and West Africa.
1112 *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58 (1), 401–420. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90473-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90473-1).
- 1113 Vermeesch, P., 2009. Radial Plotter: a Java application for fission track, luminescence and other radial
1114 plots, *Radiation Measurements*, 44 , 409-410. [DOI: 10.1016/j.radmeas.2009.05.003](https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2009.05.003)
- 1115 Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global
1116 climate 65 Ma to present. *Science*, 292, 686-693. [DOI: 10.1126/science.1059412](https://doi.org/10.1126/science.1059412)

1117

1118 **Captions**

1119 TABLE 1: NEW AND AVAILABLE APATITE FISSION TRACK DATA FROM THE SOUTHERN ESPINHAÇO RANGE
 1120 AND QUADRILÁTERO FERRÍFERO PROVINCE, SOUTHEASTERN BRAZIL..... 52

1121
 1122 FIGURE 1 (A) THE SÃO FRANCISCO CRATON (SFC) LOCATION WITHIN SOUTH AMERICA, ITS ADJACENT
 1123 NEOPROTEROZOIC MOBILE BELTS, SOUTHERN ESPINHAÇO RANGE (SER) AND QUADRILÁTERO
 1124 FERRÍFERO (QF) PROVINCE; AWCO: ARAÇUAÍ WEST CONGO OROGEN, BB: BRASÍLIA BELT, RPB:
 1125 RIO PRETO BELT, RDPB: RIACHO DO PONTAL BELT, SB: SERGIPANO BELT, NER: NORTHERN
 1126 ESPINHAÇO RANGE. (B) GEOMORPHOLOGICAL MAP OF THE STUDY AREA SHOWING BOTH THE SER
 1127 AND QF PROVINCE, SAMPLE LOCATIONS FOR THIS STUDY AND PREVIOUS WORK OF CARMO (2005),
 1128 REGIONAL TRANSECTS (A-A' AND B-B') AS WELL AS THE MAIN DRAINAGE COURSES (DOCE,
 1129 JEQUITINHONHA AND VELHAS RIVERS); DIP: DIAMANTINA PLATEAU..... 54

1130 FIGURE 2: GEOLOGICAL MAP OF THE STUDY AREA WITH AFT AGES OF THE SAMPLES ANALYZED IN THIS
 1131 STUDY..... 55

1132 FIGURE 3: REGIONAL TOPOGRAPHIC TRANSECTS SHOWING ELEVATION AND AFT AGES, (A) A-A'
 1133 TRANSECT FOR THIS STUDY; (B) B-B' TRANSECT FOR CARMO (2005) DATASET. (C) ALTITUDE VS.
 1134 AFT AGE CHART INCLUDING CARMO (2005) DATASET..... 56

1135 FIGURE 4: THERMAL HISTORY MODELS, WITH THE LINES INDICATING THE AVERAGE OF THE GOOD-FIT
 1136 HISTORIES FOR EACH SAMPLE, DERIVED USING SOFTWARE HEFTY (KETCHAM, 2005) ASSOCIATED
 1137 WITH REGIONAL TECTONIC EVENTS THE GEOLOGIC TIME SCALE CONTAINING THE ERAS AND PERIODS
 1138 FOR REFERENCE. 57

1139

1140 **Figures and Tables**1141 **Table 1: New and available apatite fission track data from the southern Espinhaço range and Quadrilátero Ferrífero province, southeastern Brazil**

Sample	Lithology	Easting	Northing	Elevation (m)	N	ρ_s (Ns) ($\times 10^5$)	ρ_i (Ni) ($\times 10^5$)	ρ_d (Nd) ($\times 10^5$)	P (χ^2) (%)	U Content (ppm)	Age $\pm 1\sigma$ (Ma)	n	Std.		
													MTL (μm)	Dev. (μm)	Dpar (μm)
B1	Granite	636202.20	7752192.55	958	20	19.2 (578)	15.2 (458)	8.05 (16105)	74	24	158.5 \pm 9.9	100	12.8	1.09	1.43
Cb1	Gneiss	651682.00	7802144.00	1050	20	28.4 (550)	26 (505)	8.05 (16105)	42	41.1	137 \pm 8.4	100	12.8	1.2	1.43
Co1	Riolite	657831.66	7911755.16	667	13	8.92 (290)	10.8 (352)	8.05 (16105)	0	17.1	119 \pm 18	10	12.5	1.9	1.6
G1	Gneiss	632104.25	7959090.15	1044	20	22.6 (576)	22.1 (564)	8.05 (16105)	93	34.9	128.6 \pm 7.6	100	12.9	1.35	1.38
G2	Gneiss	633780.70	7958401.87	1023	20	14.5 (420)	11.4 (330)	8.05 (16105)	40	17.9	159 \pm 13	64	12.8	1.27	1.42
G3	Granite	630495.33	7941650.19	967	8	5.28 (67)	6.54 (83)	8.05 (16105)	56	10.3	103 \pm 14	*	*	*	*
Ic1	Granite	686811.45	8112105.79	777	20	11.2 (267)	7.49 (169)	8.05 (16105)	100	11.8	187 \pm 18	14	12	2.13	1.59
Sm1	Granite	687666.71	8005384.01	716	20	12.2 (274)	16.8 (377)	8.05 (16105)	96	26.5	91.8 \pm 7.3	22	11.6	1.73	1.25
Sm2	Granite	687654.90	8014389.45	411	20	12.9 (474)	11.9 (475)	8.05 (16105)	29	18.7	137 \pm 10	21	9.62	1.81	1.25
FTSEB-20*	Gneiss	599997.91	7752307.4	800	20	9.701 (470)	11.81 (572)	9.80 (4183)	98	15	153 \pm 10	100	11.5	0.3	3.00
FTSEB-21*	Granite	607044.52	7755552.3	1030	23	3.443 (327)	4.58 (435)	9.94 (4183)	95	6	142 \pm 11	100	11.7	0.3	2.80
FTSEB-22*	Granite	608657.92	7756383.4	1160	26	3.596 (287)	4.11 (328)	10.09 (4183)	56	5	167 \pm 14	100	12.2	0.2	2.20
FTSEB-24*	Gneiss	636529.34	7752078.7	960	20	13.16 (1465)	14.83 (1651)	10.38 (4183)	52	18	175 \pm 7	100	10.9	0.3	3.10
FTSEB-29*	Granite- Gneiss	677606.96	7751703.9	680	6	11.16 (200)	13.73 (246)	10.53 (4183)	24	16	162 \pm 16	30	11.9	0.3	1.60
FTSEB-30*	Quartzite	681083.03	7772515.1	680	28	1.752 (169)	3.11 (300)	10.67 (4183)	28	4	114 \pm 11	13	9.99	1.2	4.40
FTSEB-31*	Gneiss	686862.07	7773649.7	590	20	14.99 (1174)	28.25 (2211)	10.82 (4183)	65	33	109 \pm 5	100	11.8	0.3	2.80
FTSEB-32*	Gneiss	712748.26	7775124.2	700	20	10.11 (998)	24.19 (2389)	10.97 (4183)	50	28	87 \pm 4	100	12.3	0.3	2.60
FTSEB-34*	Gneiss	732160.46	7781210.8	240	26	2.827 (432)	8.96 (1370)	11.11 (4183)	93	10	67 \pm 4	100	13.4	0.2	1.60

1142 N: number of apatite crystals analyzed to determine track densities; ρ_s : measured spontaneous track density; N_s : number of spontaneous tracks counted; ρ_i : measured induced
1143 track density; N_i : number of induced tracks counted; ρ_d : track density measured in external detector adjacent to glass dosimeter during irradiation; N_d : number of tracks counted in
1144 determining ρ_d ; $P(\chi^2)$: chi-squared probability; n : number of confined tracks length measured;

1145 Apatite ages calculated using a zeta of 315.7899 for CN5 glass on Brazil reator. Analyst: E. Amaral Santos.

1146 *Data from Carmo (2005). Apatite ages calculated using a zeta of 384 ± 5 for Australian Lucas Heights Research Facility (HIFAR) reator. Analyst: A. Raza.

1147

1148

Figure 1

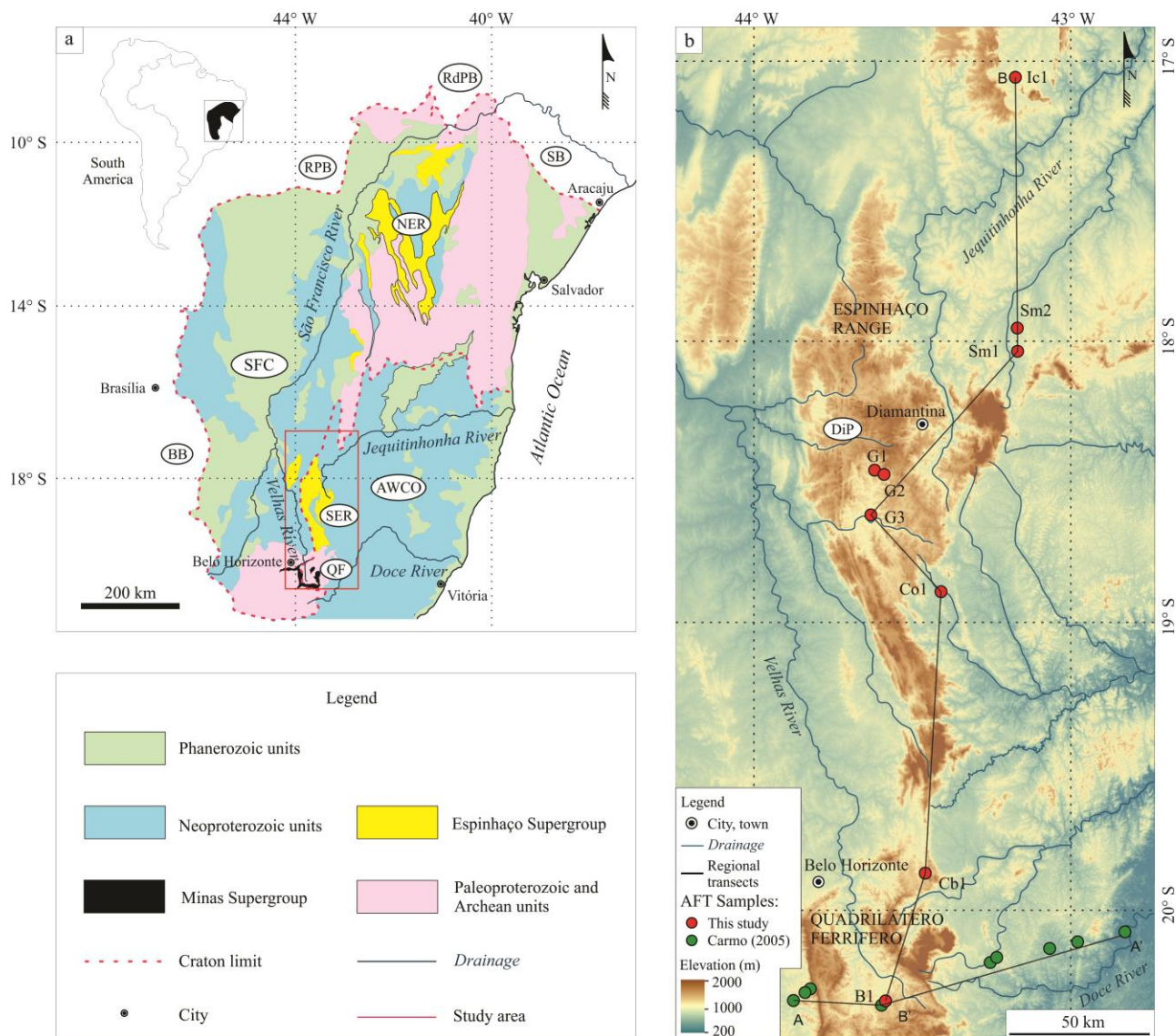


Figure 1 (a) The São Francisco Craton (SFC) location within South America, its adjacent Neoproterozoic mobile belts, Southern Espinhaço Range (SER) and Quadrilátero Ferrífero (QF) province; AWCO: Araçuaí West Congo Orogen, BB: Brasília Belt, RPB: Rio Preto Belt, RdPB: Riacho do Pontal Belt, SB: Sergipano Belt, NER: Northern Espinhaço Range. (b) Geomorphological map of the study area showing both the SER and QF province, sample locations for this study and previous work of Carmo (2005), regional transects (A-A' and B-B') as well as the main drainage courses (Doce, Jequitinhonha and Velhas rivers); DiP: Diamantina Plateau.

Figura 2

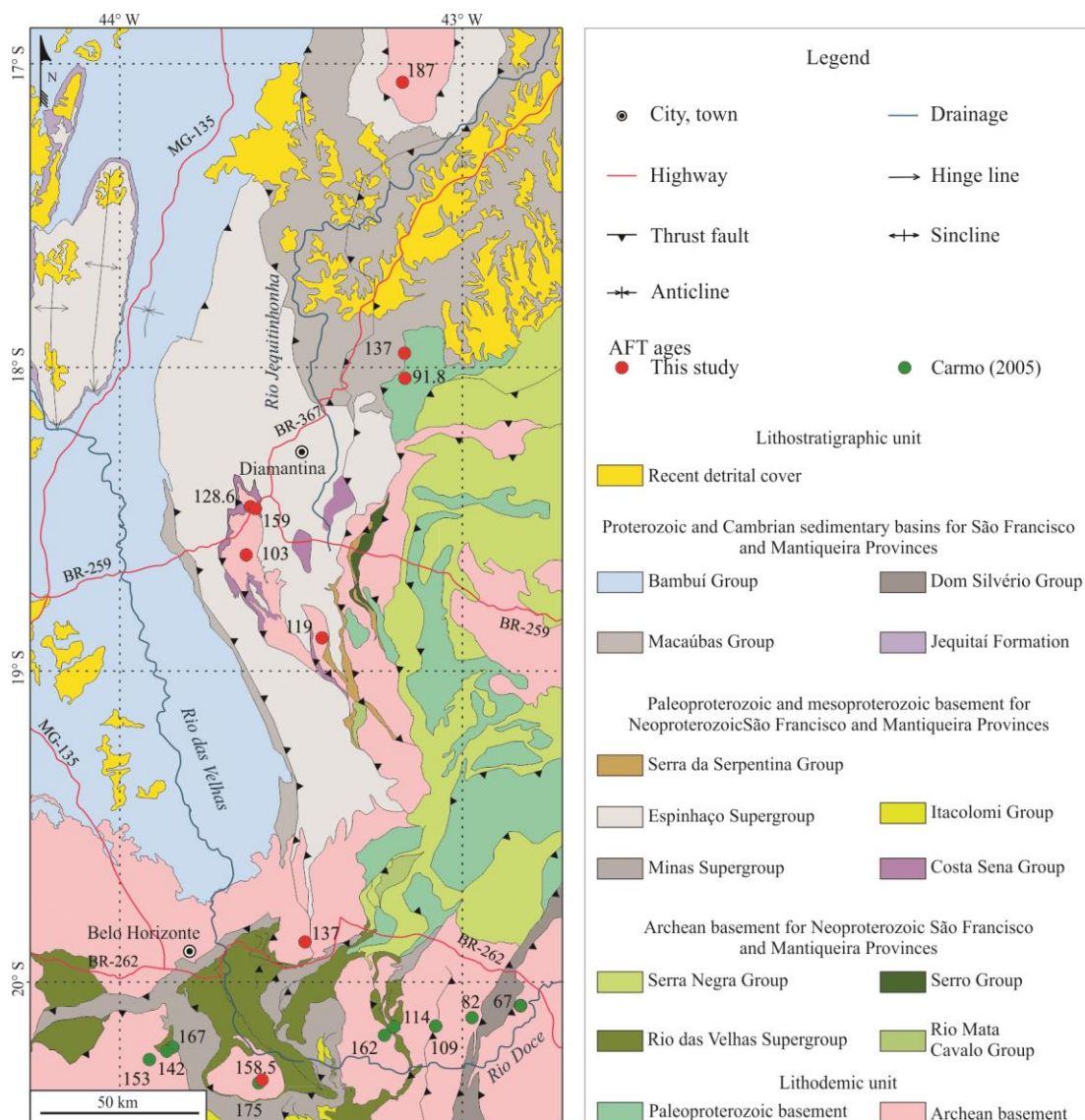


Figure 2: Geological map of the study area with AFT ages of the samples analyzed in this study

Figura 3

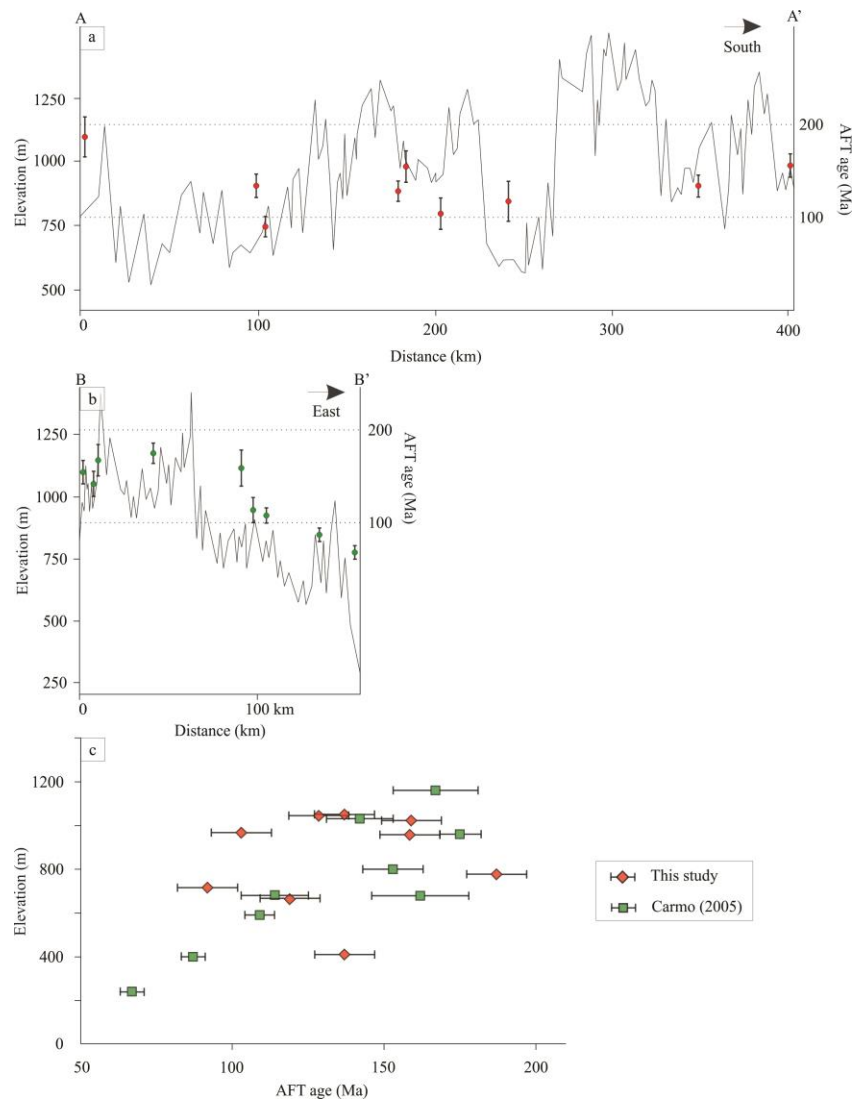


Figure 3: Regional topographic transects showing elevation and AFT ages, (a) A-A' transect for this study; (b) B-B' transect for Carmo (2005) dataset. (c) Altitude vs. AFT Age chart including Carmo (2005) dataset

Figura 4

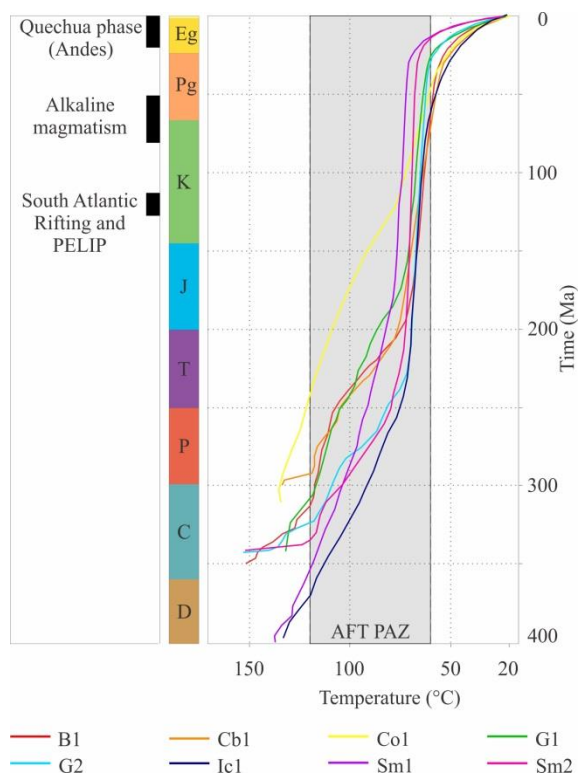


Figure 4: Thermal history models, with the lines indicating the average of the good-fit histories for each sample, derived using Software HeFTy (Ketcham, 2005) associated with regional tectonic events the geologic time scale containing the Eras and Periods for reference.

Highlights

The Espinhaço Range basement records early cooling during the Upper Devonian

Protracted tectonism is seen throughout the mid-Mesozoic until late Cenozoic

Epeirogeny caused by new plate configurations may have caused the Cenozoic cooling

Anexo

Anexo A: Carta de submissão do artigo ao Journal of South American Earth Sciences

12/12/2018 Gmail - Successfully received: submission Phanerozoic cooling history of the Espinhaço Range basement, southeastern Brazil, through...



Edgar do Amaral Santos <santos.eas@gmail.com>

Successfully received: submission Phanerozoic cooling history of the Espinhaço Range basement, southeastern Brazil, through apatite fission-track analysis for Journal of South American Earth Sciences

1 mensagem

Journal of South American Earth Sciences <EvisSupport@elsevier.com>
 Responder a: sames@elsevier.com
 Para: santos.eas@gmail.com

12 de dezembro de 2018 16:55

This message was sent automatically.

Ref: SAMES_2018_460

Title: Phanerozoic cooling history of the Espinhaço Range basement, southeastern Brazil, through apatite fission-track analysis

Journal: Journal of South American Earth Sciences

Dear Mr. do Amaral Santos,

Thank you for submitting your manuscript for consideration for publication in Journal of South American Earth Sciences. Your submission was received in good order.

To track the status of your manuscript, please log into EVISE® at: http://www.evise.com/evisefaces/pages/navigation/NavController.jsp?JRNL_ACR=SAMES and locate your submission under the header 'My Submissions with Journal' on your 'My Author Tasks' view.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Journal of South American Earth Sciences

Have questions or need assistance?

For further assistance, please visit our [Customer Support](#) site. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about EVISE® via interactive tutorials. You can also talk 24/5 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email.

Copyright © 2018 Elsevier B.V. | [Privacy Policy](#)

Elsevier B.V., Radarweg 29, 1043 NX Amsterdam, The Netherlands, Reg. No. 33156677.



ATA Nº 840

A comissão abaixo assinada tendo examinado a Dissertação de Mestrado do aluno **Edgar Do Amaral Santos**, intitulada "**HISTÓRIA DO RESFRIAMENTO FANEROZÓICO DO EMBASAMENTO DA SERRA DO ESPINHAÇO, MINAS GERAIS, BRASIL, POR TRAÇOS DE FISSÃO EM APATITA**", atribuem os seguintes conceitos:

Profa. Dra. Ana Maria Pimentel Mizusaki (PPGGEO/UFRGS)
CONCEITO: "A" (EXCELENTE)

Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto (PPGGEO/UFRGS)
CONCEITO: "A" (EXCELENTE)

Prof. Dr. Maurício Parra Amezquita (USP)
CONCEITO: "B" (BOM)

de de 2018.

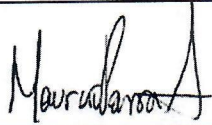
Homologação pela Comissão de Pós-Graduação,	
Ata nº	Data:
Conceito Final:	
Rubrica:	

ANEXO I
Título da Dissertação/Tese:
“HISTÓRIA DO RESFRIAMENTO FANEROZOICO DO EMBASAMENTO DA SERRA DO ESPINHAÇO, MINAS GERAIS, BRASIL, POR TRAÇOS DE FISSÃO EM APATITA”
Área de Concentração: Geoquímica
Autor: Edgar Do Amaral Santos
Orientadora: Profa. Dra. Andréa Ritter Jelinek
Examinador: Prof. Dr. Maurício Parra Amezcuita
Data: 04/02/2019
Conceito: BOM
PARECER:
<p>A dissertação trata da historia de resfriamento da Serra do Espinhaço Sul e parte do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. O documento apresenta uma introdução na qual consignam-se os objetivos gerais do trabalho, um contexto geológico simplificado e uma descrição breve mas suficiente da metodologia dos traços de fissão. Alguns aspectos metodológicos precisariam uma descrição mais rigorosa, tal e como é anotado no arquivo anexo, mas estão, em geral, apresentados de forma satisfatória. O aluno demonstra domínio da metodologia e aplica ela num área na qual não existem (segundo sua revisão bibliográfica) dados similares, pelo que o estudo e importante para ter um panorama geral da exumação do interior do continente.</p> <p>A segunda parte da dissertação está em forma de um manuscrito submetido ao Journal of South American Earth Sciences. O estudo baseia-se na análise de 9 amostras por Traços de Fissão em Apatita (TFA), e a comparação dos resultados com outras 8 amostras de áreas vizinhas. OS resultados são apresentados como histórias termais monotônicas nas quais observam-se dois episódios de resfriamento relativamente rápido, separados por um episódio de resfriamento lento. O autor fornece interpretações tectônicas para estes episódios.</p> <p>As interpretações são razoáveis e permitidas pelos dados. Porem, como é bem conhecido na disciplina, múltiplas historias termais podem fornecer os mesmos resultados termocronométricos, pelo que o autor poderia ter implementado outras abordagens de modelagem (i.e., não monotônica) para fortalecer as suas conclusões. Os resultados descrevem um resfriamento rápido no Paleozóico superior – Triássico e novamente entre o Eoceno e o presente, e quietude tectônica no Jurássico - Paleoceno. Estes resultados são consequência das escolhas feitas na modelagem e contrastam com o resfriamento observado em outras regiões localizadas mais ao oriente, onde os efeitos do rifting atlântico são registrados nas histórias termais. Embora na discussão consideram-se diferentes cenários, não fica completamente claro qual é a interpretação preferida do(s)</p>

autor(es). Fiz sugestões no documento da dissertação, sendo as principais: (1) omitir interpretações diretas de idades numéricas TFA associando-as a eventos (pré, syn ou postrift) específicos. (2) Apresentar todas as curvas t-T de cada amostra por separado, e diferenciando modelos com ajuste bom de modelos com ajuste aceitável (por exemplo usando os graficos HeFTy). E (3), no manuscrito, testar outra serie de modelos que demonstrem que a escolha por resfriamento monotônico é justificada.

Em geral, considero um bom trabalho para nível de mestrado, por demonstrar domínio dos fundamentos de uma técnica analítica, e sua aplicação numa região na qual os dados fornecem informação importante para a evolução geológica.

Assinatura:



Data: 05/02/2019

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I
Título da Dissertação/Tese:
"HISTÓRIA DO RESFRIAMENTO FANEROZOICO DO EMBASAMENTO DA SERRA DO ESPINHAÇO, MINAS GERAIS, BRASIL, POR TRAÇOS DE FISSÃO EM APATITA"
Área de Concentração: Geoquímica
Autor: Edgar Do Amaral Santos
Orientadora: Profa. Dra. Andréa Ritter Jelinek
Examinadora: Profa. Dra. Ana Maria Mizusaki
Data: 26 de dezembro de 2018
Conceito: A (Excelente)
PARECER:
<p>A dissertação apresentada cumpre as exigências sendo composta pelo capítulo introdutório, carta de submissão e artigo científico submetido em revista com <i>qualis</i> Capes adequado.</p> <p>O Capítulo Introdutório traz uma boa síntese sobre os principais temas e métodos analíticos que foram estudados e cujos resultados e discussões serão apresentados no artigo científico.</p> <p>O texto está muito bem escrito, com pouco erros e extremamente cuidadoso na apresentação das referências bibliográficas. Destaca-se o excelente conjunto de referências bibliográficas que foi utilizado mostrando o cuidado do autor quanto a este item.</p> <p>Em relação a "Lista de Figuras", verifica-se que foram apresentadas duas "Figura 1" e sugere-se a correção tanto na lista como no capítulo introdutório.</p> <p>Em relação ao artigo científico apresentado e submetido a periódico internacional, embora seja analisado pelos consultores, algumas sugestões e observações podem ser feitas:</p> <ul style="list-style-type: none"> - pequenas correções no inglês, que em sua maioria, parecem ser problemas de digitação: enbody, interlayred.... - sugiro uniformizar a citação das referências pois utiliza-se tanto "and" como "&" para as referências com dois autores; - também seria interessante uniformizar : Brasileiro orogeny, Brasileiro event e também Brasileiro /PanAfricano orogeny; - linha 720, Transamazoniano orogeny (?); - linha 732 – Figure ???? - uniformizar a apresentação de períodos geológicos: mid X Middle. <p>No trabalho, o autor chega as idades aparentes de "187 to 91.8 Ma", associando-as com "South Atlantic rifting phases and the basaltic magmatism of Paraná-Etendeka Large Igneous Province".</p>

Sugiro também discutir se a idade de 187 Ma não poderia ser associada ao evento inicial de quebra do Oceano Atlântico Equatorial e consequente magmatismo Triássico (180 a 200 Ma) especialmente observado na porção central, norte e nordeste da placa-sul- americana.

O rifte e o magmatismo associado a quebra do Gondwana e formação do Oceano Atlântico Sul, na minha visão, são associados a idades em torno de 130-120 Ma. Na Depressão Afro-Brasileira encontram-se sedimentos com idades mais antigas mas estes são considerados como fase de sinéclise/pré-rifte, anterior a fase rifte.

Estas observações foram feitas no sentido de aprimorar o trabalho, não interferindo na avaliação da dissertação.

Parabenizo o autor e orientadora pelo excelente trabalho e manuscrito submetido a periódico internacional.

Assinatura: *Ana Gláucia Miguezaki*

Data: 26/12/2018

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I	
Título da Dissertação/Tese:	
“HISTÓRIA DO RESFRIAMENTO FANEROZOICO DO EMBASAMENTO DA SERRA DO ESPINHAÇO, MINAS GERAIS, BRASIL, POR TRAÇOS DE FISSÃO EM APATITA”	
Área de Concentração: Geoquímica	
Autor: Edgar Do Amaral Santos	
Orientadora: Profa. Dra. Andréa Ritter Jelinek	
Examinador: Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto	
Data:	14/01/2019
Conceito:	A (EXCELENTE)
PARECER:	
<p>A dissertação está corretamente organizada conforme as normas do PPGGEO. No Capítulo 1, o item Introdução e Contexto Geológico Simplificado apresenta de modo sucinto as informações necessárias para o entendimento do contexto geológico e para situar o leitor quanto à importância e originalidade do trabalho. Não há trabalhos anteriores sobre a evolução termotectônica do embasamento cristalino da Serra do Espinhaço Meridional e muito poucos dados sobre o embasamento do Quadrilátero Ferrífero. No item 2, o método Traços de Fissão em Apatita é muito bem apresentado, mas poderia conter um pouco mais de informações para o leitor não familiarizado com esta técnica.</p> <p>O artigo foi submetido a revista internacional de bom nível e tem uma redação muito clara. As amostras estudadas forneceram idades entre 187 ± 18 Ma e $91,8 \pm 7,3$ Ma. Os comprimentos médios dos traços confinados indicam longa residência dentro da zona de annealing parcial e o modelamento das idades aparentes mostra que as histórias térmicas de todas as amostras são bastante similares. Os resultados foram integrados com as idades obtidas em estudo realizado mais ao sul, onde as idades claramente aumentam de leste para oeste, mas esta distribuição não é discutida. O conjunto de idades é, por sua vez, discutido e interpretado em relação aos diferentes eventos da evolução geológica que foram muito bem apresentados nas introduções da monografia e também do artigo. As principais conclusões são que ocorreu um primeiro episódio de resfriamento</p>	

