

## Evolução termotectônica fanerozoica da margem continental na área do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá

Andréa Ritter JELINEK<sup>1</sup>, Luiz Cesar CORRÊA-GOMES<sup>2</sup> & Marcos Müller BICCA<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91540-000, Porto Alegre, RS, Brasil (andrea.jelinek@ufrgs.br).

<sup>2</sup> Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Rua Barão de Geremoabo, s/n, CEP 40170-020, Salvador, BA, Brasil (lccgomes@gmail.com).

<sup>3</sup> Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91540-000, Porto Alegre, RS, Brasil (marcos.mb83@gmail.com).

**Resumo.** Foi realizada a reconstrução da história de denudação e evolução tectônica da margem continental do nordeste brasileiro na região do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, usando a termocronologia por traços de fissão em apatita e a modelagem da história térmica. O rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá é um sistema continental de meio-grabens do Cretáceo Inferior, separado por altos do embasamento e evoluiu como um rifte abortado durante a ruptura do Gondwana e a abertura do Atlântico Sul. As idades traços de fissão em apatita variam de  $336 \pm 51$  a  $140 \pm 14$  Ma, o que implica uma história prolongada de denudação espacialmente variável desde o Cambriano a taxas relativamente baixas ( $<50$  m My<sup>-1</sup>). Foram observados dois blocos tectônicos com resfriamento diferenciado no Fanerozoico. Esses blocos são limitados pelo sistema de falhas do Rio Vaza-Barris. O bloco sul sofreu um primeiro episódio de resfriamento com paleotemperaturas máximas do Cambriano-Ordoviciano, responsável pela erosão de 1600 a 2800 m de espessura. O bloco localizado a norte do Rio Vaza-Barris experimentou um episódio de resfriamento com máxima paleotemperatura do Permiano-Triássico, e é responsável por uma erosão de 1600 a 3400 m de espessura. Após um primeiro episódio de resfriamento, que variou ao sul e ao norte do Rio Vaza-Barris, os resultados indicam que, o aquecimento regional que se iniciou no Cretáceo resultou no soerguimento e erosão da atual margem continental. A área inteira sofreu um episódio de resfriamento tardio durante o Cenozoico, tendo registrado uma taxa média de erosão de 15 m My<sup>-1</sup>, resultando em uma sessão erodida de cerca de 1400 m.

**Palavras-chave.** Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, traços de fissão em apatita, margem continental nordeste

**Abstract.** PHANEROZOIC TERMOTECTONIC EVOLUTION OF THE CONTINENTAL MARGIN IN THE RECÔNCAVO-TUCANO-JATOBÁ RIFT AREA. We reconstruct the history of denudation and tectonic evolution of the northeast Brazilian continental margin in the region of Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift using apatite fission-track thermochronology and thermal-history modeling. The onshore Recôncavo-Tucano-Jatobá rift is a Lower Cretaceous system of continental half-grabens separated by basement highs and evolved as a failed rift arm during the break-up of Gondwana and the opening of the South Atlantic. The apatite fission track ages vary from  $336 \pm 51$  to  $140 \pm 14$  Ma implying a protracted history of spatially variable denudation since the Cambrian at relatively low rates ( $<50$  m My<sup>-1</sup>). Two tectonic blocks are observed with differentiated cooling in the Phanerozoic. These blocks are limited by the Vaza-Barris River fault system. The southern block experienced a first cooling episode with Cambrian-Ordovician maximum paleotemperatures and is responsible for an erosion of 1600 to 2800 m thick. The block located north of the Vaza-Barris River, experienced a cooling episode with maximum paleotemperatures between Permian-Triassic, and is responsible for an erosion of 1600 to 3400 m thick. After a first cooling episode, which varied to the south and north of the Vaza-Barris River, the results indicate that regional warming that began in the Cretaceous resulted in an uplift and erosion of the current continental margin. The entire area experienced a late cooling episode during the Cenozoic, having recorded an average erosion rate of 15 m My<sup>-1</sup>, resulting in an eroded session thickness of about 1400 m.

**Keywords.** Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, apatite fission track, northeast continental margin.

## 1 Introdução

A dinâmica evolutiva dos sistemas de rifte do NE do Brasil é ainda motivo de calorosas discussões e elaborações de diversos modelos tectônicos. É notável que alguns destes modelos se complementem e outros apresentem diferenças conceituais significativas. De modo geral, esses modelos abordam a presença de superfícies de destacamento, influência de estruturas herdadas do embasamento, variações de espessura da litosfera, comportamento mecânico de crátons *versus* orógenos, *underplating*, rotação de macro e microplacas tectônicas e modos de propagação de riftes. O que existe em comum nesses modelos é a propagação diacrônica (Bueno, 2004) e concorrente dos oceanos Atlântico Sul e Central. Ambas acabaram resultando em formação de ramos intracontinentais abortados (aulacógenos). No caso do Atlântico Sul, foi o sistema de Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ); no caso do Atlântico Central foi o sistema de Rifte Potiguar-Araripe. Na junção destes dois sistemas de riftes está a porção da Província Borborema que é balizada pelas zonas de cisalhamento Patos-Pernambuco, orientadas E-W, onde estão presentes zonas de cisalhamento menores ENE-WSW, claramente paralelas às orientações dos eixos maiores da Bacia do Araripe e da Bacia de Jatobá. A interferência mecânica dessa faixa na propagação dos riftes é ainda pouco entendida.

Para auxiliar nesta discussão, de como se deu a propagação desses sistemas de riftes, a proposta deste trabalho foi investigar os principais sistemas de falhas das bacias e do embasamento proximal, bem como as variações de nível topográfico. Para tanto foi aplicada a termocronologia por traços de fissão em apatitas em amostras na Bacia de Tucano e no embasamento cristalino adjacente, que foram integradas com análises disponíveis na bibliografia.

As análises traços de fissão em apatita (TFA) vêm contribuir no entendimento dos principais eventos de soerguimento/denudação em resposta aos processos de erosão e tectonismo que ocorrem no embasamento cristalino adjacente a Bacia de Tucano, e possível

indicação de áreas fontes da sedimentação do rifte. A obtenção de um número significativo de dados de TFA permitiu caracterizar os períodos de resfriamento (soerguimento/denudação) e de reaquecimento (subsidência/anomalias térmicas), bem como quantificar os eventos erosivos desta porção da margem continental brasileira. As idades obtidas são interpretadas como idades de resfriamento, e em geral estão relacionadas a soerguimentos tectônicos, sejam soerguimentos generalizados, sejam relacionados à diminuição no gradiente geotérmico, devolvendo a astenosfera para a sua posição original.

## 2 Área, material e métodos

### 2.1 Contexto geológico

A geologia do nordeste do Brasil é dominada pelo Cráton do São Francisco, que era contíguo com a parte noroeste do Cráton do Congo na África Ocidental, antes do desenvolvimento do Atlântico (Neves, 2003). O Cráton do São Francisco (Almeida, 1977; Barbosa *et al.*, 2003) é formado por rochas Arqueanas a Paleoproterozoicas deformadas e metamorfisadas de forma variada e recobertas por sedimentos plataformais Meso e Neoproterozoicos dos supergrupos Espinhaço e São Francisco, respectivamente.

O Cráton do São Francisco é circundado pelos cinturões Brasileiros do Neoproterozoico (600-580 Ma) desenvolvidos durante várias orogenias colisionais que resultaram na formação do Gondwana Ocidental. No nordeste do Brasil, o cinturão Sergipano separa o Cráton do São Francisco da Província Mesoproterozoica da Borborema (Santos, 1999), que foi repetidamente reativado durante o Proterozoico tardio (Neves, 2003).

O desmembramento Mesozoico do Gondwana é registrado no leste e nordeste do Brasil pelo desenvolvimento das bacias Sergipe-Alagoas, Jacuípe, Camamú-Almada e Jequitinhonha na margem continental do rifte, bem como as bacias do Rifte RTJ, dentro do interior continental (Chang *et al.*, 1992; Blach *et al.*, 2008). As bacias conjugadas dos segmentos Sergipe-Alagoas e Jacuípe-Camamú-Almada

da margem brasileira são as bacias Rio Muni e Gabão, respectivamente, na margem oeste africana (Mohriak *et al.*, 2008). Os sedimentos mais antigos (rifte) conhecidos no nordeste do Brasil são do Jurássico (<150 Ma) (Kuchle *et al.*, 2011). A separação continental e geração do fundo oceânico ao longo deste segmento do Atlântico iniciaram no Aptiano-Albiano (~ 115 Ma) (Chang *et al.*, 1992; Mohriak *et al.*, 2008). A margem nordeste do Brasil está localizada na interseção entre os ramos sul e central do sistema de rifte do Atlântico. A área de estudo (Fig. 1) evoluiu como uma margem de rifte divergente clássica, que evolui para uma margem transformante mais ao norte, ao longo da margem equatorial do Brasil. Fisiograficamente, o segmento estudado consiste em uma plataforma continental que varia consideravelmente em largura e declividade (Blaich *et al.*, 2008).

O Rifte intracontinental RTJ é um sistema de meio-graben continental do Cretáceo Inferior, separado por altos do embasamento e conectado à margem leste do Brasil. Desenvolvido no limite entre duas grandes províncias do Escudo Brasileiro, o Cráton do São Francisco e a Província Borborema (Almeida *et al.*, 1981), a ruptura do rifte RTJ evoluiu como um rifte abortado durante a abertura do Atlântico Sul (Szatmari *et al.*, 1985, 1987; Milani *et al.*, 1988; Szatmari & Milani, 1999). O Rifte RTJ consiste em uma série de cinco grabens assimétricos - Recôncavo, Tucano Sul, Tucano Central, Tucano Norte e Jatobá - e é segmentado por várias zonas de transferência orientadas a NW, que reativam zonas de cisalhamento Proterozoicas no embasamento (Milani & Davison, 1988) e guiam parcialmente a drenagem moderna. Os sedimentos pós-rifte são conspicuamente pouco desenvolvidos no Rifte RTJ; restringem-se à Formação Marizal, lacustre tardia relativamente extensa do Aptiano ("Andar Alagoas") (espessura máxima ~ 240 m; Magnavita *et al.*, 1994, 2012) e ocorrências menores de sedimentos neogênicos na Bacia do Recôncavo. Os níveis anormalmente altos de compactação e maturação de hidrocarbonetos dentro dos sedimentos sin-rifte, considerando sua atual profundidade de sondagem, implicam significativa erosão sin-rifte tardia ou pós-rifte, que tem sido variavelmente explicada pela

assimétrica extensão crustal-litosférica (Karner *et al.*, 1992), elevação local do flanco combinada com o *underplating* magmático (Magnavita *et al.*, 1994) ou elevação tardia pós-rifte (Japsen *et al.*, 2012).

## 2.2 Procedimentos analíticos

A separação mineral foi realizada utilizando técnicas clássicas de separação magnética e densimétrica. Os grãos de apatita foram montados com resina epoxy. A montagem foi desgastada e polida para expor a superfície interna do mineral. Os traços espontâneos que intersectam a superfície polida foram revelados mediante um ataque químico por ácido nítrico (HNO<sub>3</sub>) de concentração 5,5 M por um período de 20 s, à temperatura de 21°C. Para a irradiação neutrônica, um detector externo (mica muscovita) foi firmemente acoplado à montagem contendo os grãos. Juntamente com as amostras e seus respectivos detectores externos, foram adicionados dosímetros CN5 e o padrão geológico Durango. As amostras e os padrões foram irradiados no Reator FRMIIR da Universidade de Munich, Alemanha. Após a irradiação os detectores (micas) foram atacados com ácido fluorídrico (HF) com 48% de concentração por um período de 18 minutos, à temperatura de 20°C. Detalhes sobre o método analítico podem ser consultados em Donelick *et al.* (2005) e Jelinek *et al.* (2010). As análises TFA foram desenvolvidas pelo Grupo de Termocronologia (UFRGS/CNPq), na Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

As idades foram calculadas utilizando o método da calibração zeta (Hurford & Green, 1983) e expressas como idades centrais (Galbraith & Laslett, 1993). A calibração foi obtida segundo as recomendações de Hurford (1990), derivada de um fator zeta empírico a partir de análises sobre os padrões de apatita de Durango. Os métodos acima citados são apresentados em detalhe por Galbraith (2005).

## 2.3 Princípios da termocronologia por traços de fissão em apatitas

A interpretação dos dados TFA neste trabalho, onde são analisadas 16 amostras

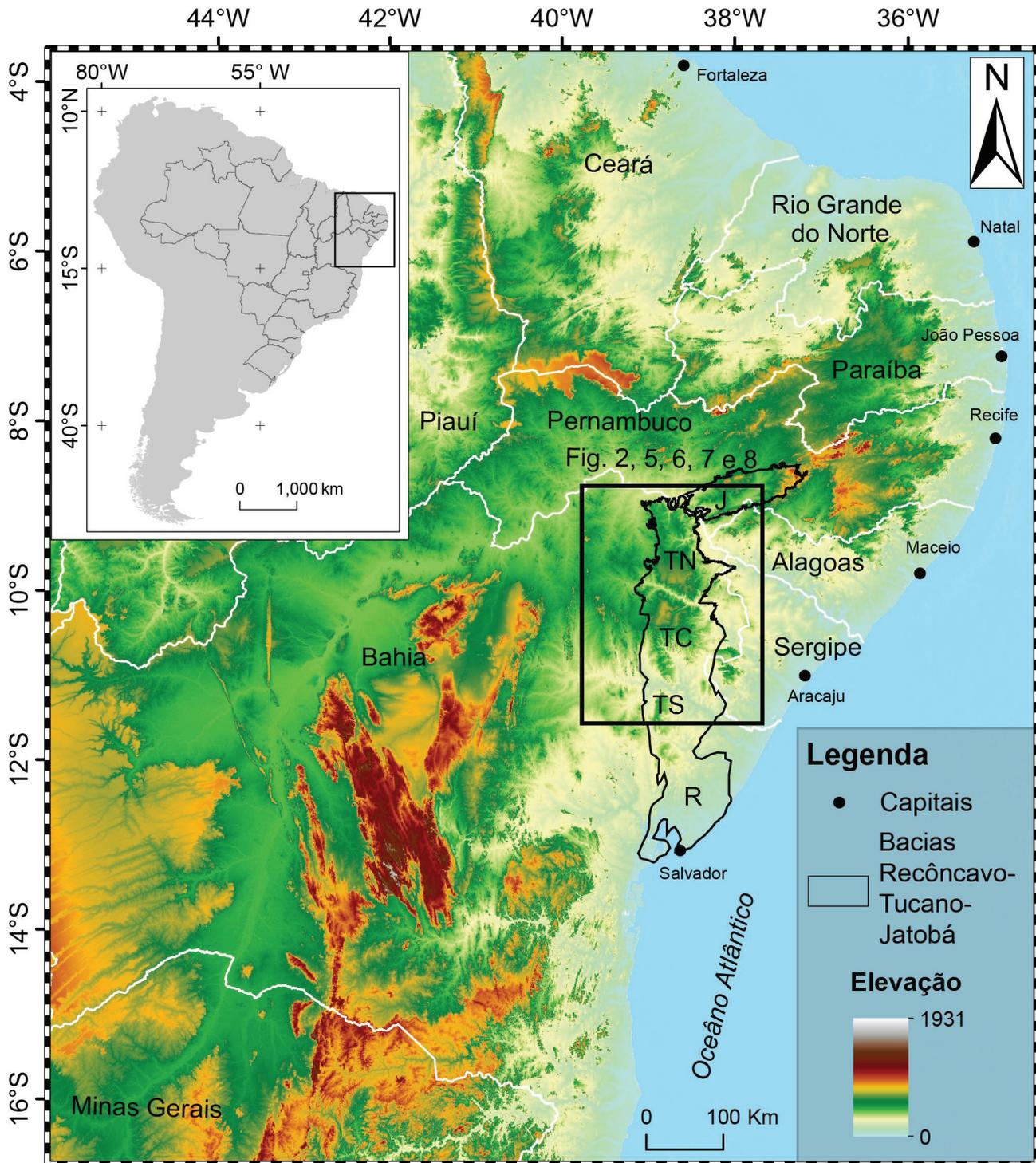


Figura 1. Mapa da margem continental nordeste do Brasil, destacando o Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá e os limites da área de estudo. J – Bacia de Jatobá, TN- Sub-bacia de Tucano Norte, TC - Sub-bacia de Tucano Central, TS - Sub-bacia de Tucano Sul, R – Bacia do Recôncavo. Área no retângulo em destaque para as figuras 2, 5, 6, 7 e 8.

Figure 1. Map of the northeast continental margin of Brazil, highlighting the Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá and the limits of the study area. J - Jatobá Basin, TN- Tucano Norte sub-basin, TC - Tucano Central Sub-basin, TS - Tucano Sul sub-basin, R - Recôncavo Basin. Area in rectangle highlighted for figures 2, 5, 6, 7 and 8.

do embasamento cristalino e uma amostra detrítica, começa por avaliar a idade aparente e os comprimentos dos traços confinados medidos em cada amostra. Desta forma, pode-se avaliar se as amostras estiveram submetidas a temperaturas mais altas que a atual ( $\sim 20\pm 5$  °C) após a cristalização/deposição e resfriamento da rocha. Para isso, as idades TFA obtidas devem apresentar uma idade TFA mais jovem que a idade estratigráfica, idade de deposição ou de cristalização, no caso de amostras detríticas ou do embasamento, respectivamente. O nível de *annealing* ou "encurtamento" dos traços de fissão confinados também nos dão indícios do tipo de resfriamento que estas amostras sofreram. Pode-se identificar histórias de resfriamento mais simples ou complexas apenas observando estes dois parâmetros.

A idade por TFA é uma idade de resfriamento, dita idade aparente, e o seu significado está associado ao momento em que a amostra entrou na zona de *annealing* (apagamento) parcial (ZAP), ou seja, que passou pela isoterma de 110°C. A partir deste momento, se foi possível realizar a medida do comprimento dos traços confinados na mesma amostra, poderemos modelar a trajetória t-T desta amostra desde esta época até atingir o tempo zero e gradiente geotérmico atual no local.

### 3 Resultados

Foram realizadas análises TFA em 16 amostras do embasamento e em uma única amostra detrítica da Formação Marizal, da Bacia de Tucano Norte (Tab. 1, Fig. 2). Para as amostras do embasamento foram datados 20 grãos em cada amostra, atendendo aos critérios para obter uma idade central robusta do ponto de vista estatístico (Donelick *et al.*, 2005). Já na amostra detrítica foram datados 90 grãos, número bastante significativo para a identificação de possíveis populações de idades diferentes.

Sempre que possível, foram medidos 100 comprimentos de traços confinados (Tab. 1; amostras AFTA-03, AFTA-04, AFTA-08, AFTA-09, AFTA-10, AFTA-12, AFTA-15, AFTA-52). Em algumas amostras não foi possível atender este critério, porém na maioria delas o número de

traços medidos foi superior a 43 (exceto para as amostras AFTA-40, AFTA-46 e AFTA-48). No entanto, não foi observado um aumento nos erros obtidos nos comprimentos médios dos traços confinados para estas últimas amostras com relação às leituras individuais, tendo sido, considerados satisfatórios do ponto de vista estatístico.

As **amostras do embasamento** adjacente à Bacia de Tucano têm idades TFA variando de  $336\pm 51$  a  $140\pm 14$  Ma (Tab. 1), com um valor de  $\chi^2$  muito superior a 5%, pertencendo as idades dos grãos individuais a uma única população. As idades obtidas foram interpretadas como idades de resfriamento, que podem estar associadas a eventos de denudação regional. A distribuição dos comprimentos de traços confinados para estas amostras são unimodais, com comprimentos médios que variam de  $11,2\pm 0,2$  a  $12,9\pm 0,3$   $\mu\text{m}$  (Tab. 1).

A **amostra da Bacia de Tucano Norte**, AFTA-52, tem idade aparente de  $312\pm 17$  Ma, obtida a partir de 90 grãos datados, com valor de  $\chi^2$  de 100%, caracterizando uma única população de idades, mais antiga que a idade deposicional. A idade mínima obtida nos grãos individuais para esta amostra é de  $136\pm 46$  Ma, o que nos leva a supor que a idade máxima deposicional para esta amostra está no intervalo entre 182 e 90 Ma, em conformidade com a idade estratigráfica de 116 Ma (Costa *et al.*, 2007). A idade TFA mais antiga que a idade estratigráfica indica que a amostra não foi submetida à paleotemperaturas máximas capazes de zerar o termocronômetro, ou seja, não apresenta evidências de ter estado submetida a altas temperaturas depois de sua deposição e, portanto, representa um evento de resfriamento pré-deposicional, ao qual foi submetida a rocha fonte.

Os comprimentos médios de traços confinados da amostra detrítica são de  $12,2\pm 0,1$   $\mu\text{m}$ , dentro de intervalo observado nas amostras do embasamento.

Os comprimentos médios de traços confinados podem ser considerados relativamente curtos em todas as amostras ( $> 13$   $\mu\text{m}$ ), e indicam que as amostras residiram na zona de *annealing* (apagamento) parcial por longo período, e tem uma história de resfriamento

Amostra	Litologia	Altitude (m)	N	ps (x10 <sup>5</sup> )	Ns	Ni	Nd	Idade (Ma)	±1σ (Ma)	P (χ <sup>2</sup> ) (%)	n	Compr. μm	Err. μm	SD μm	Dpar μm
AFTA-03	Granito	401	20	24,250	194	117	9054	234	27	100	100	11,450	0,160	1,603	1,793
AFTA-04	Gnaiss	295	20	22,118	188	127	9054	210	24	100	100	12,082	0,172	1,725	1,929
AFTA-08	Granodiorito	358	20	24,500	196	159	9054	175	19	98	100	12,711	0,144	1,438	2,064
AFTA-09	Granito	240	20	15,500	186	159	9054	167	18	99	103	12,363	0,136	1,383	2,041
AFTA-10	Diorito	286	20	25,714	198	176	9054	160	17	100	100	11,962	0,156	1,559	1,987
AFTA-11	Migmatito	285	20	13,918	135	110	9054	175	22	100	67	11,273	0,193	1,579	1,785
AFTA-12	Granito	233	20	16,444	148	124	9054	170	21	100	102	12,182	0,183	1,846	2,298
AFTA-15	Granito	338	20	23,250	186	190	9054	140	14	95	101	11,573	0,159	1,602	2,286
AFTA-35	Gnaiss	365	20	13,942	145	61	9054	336	51	100	61	11,980	0,226	1,764	1,887
AFTA-39	Migmatito	548	20	23,412	199	114	9054	249	29	100	75	11,241	0,212	1,837	1,697
AFTA-40	Stenito	496	20	7,348	97	45	9054	306	55	100	11	11,898	0,299	0,991	1,648
AFTA-45	Gnaiss	385	20	11,212	185	99	9054	266	33	100	43	11,451	0,270	1,769	1,493
AFTA-46	Granito	410	20	12,927	159	108	9054	211	26	81	21	12,303	0,445	2,041	1,406
AFTA-48	Granito	409	20	11,300	113	111	9054	147	20	100	26	11,659	0,385	1,962	1,449
AFTA-55	Granito	206	20	12,374	271	269	9054	145	13	100	70	11,664	0,239	2,001	1,512
AFTA-56	Gnaiss	268	20	9,911	112	81	9054	199	29	100	18	12,896	0,319	1,353	1,598
AFTA-52B	Arenito	446	90	22,178	1140	520	9054	312	17	100	117	12,212	0,154	1,667	1,695

N: número de grãos analisados datados; N<sub>s</sub>: nº de traços espontâneos; Ni: nº de traços induzidos; pd: densidade de traços no detector externo do dosímetro; Nd: nº de traços contados para determinar pd; P (χ<sup>2</sup>): probabilidade de χ<sup>2</sup> para n graus de liberdade (n = nº de cristais - 1); n: nº de traços confinados medidos. SD: desvio padrão; MTL: comprimento médio dos traços confinados. Idades calculadas usando zeta de 320,24 ± 6,84 para dosímetro CN5.

Tabela 1. Resumo dos dados traços de fissão em apatitas das amostras deste estudo.  
 Table 1. Summary of the apatite fission track data of the samples from this study.

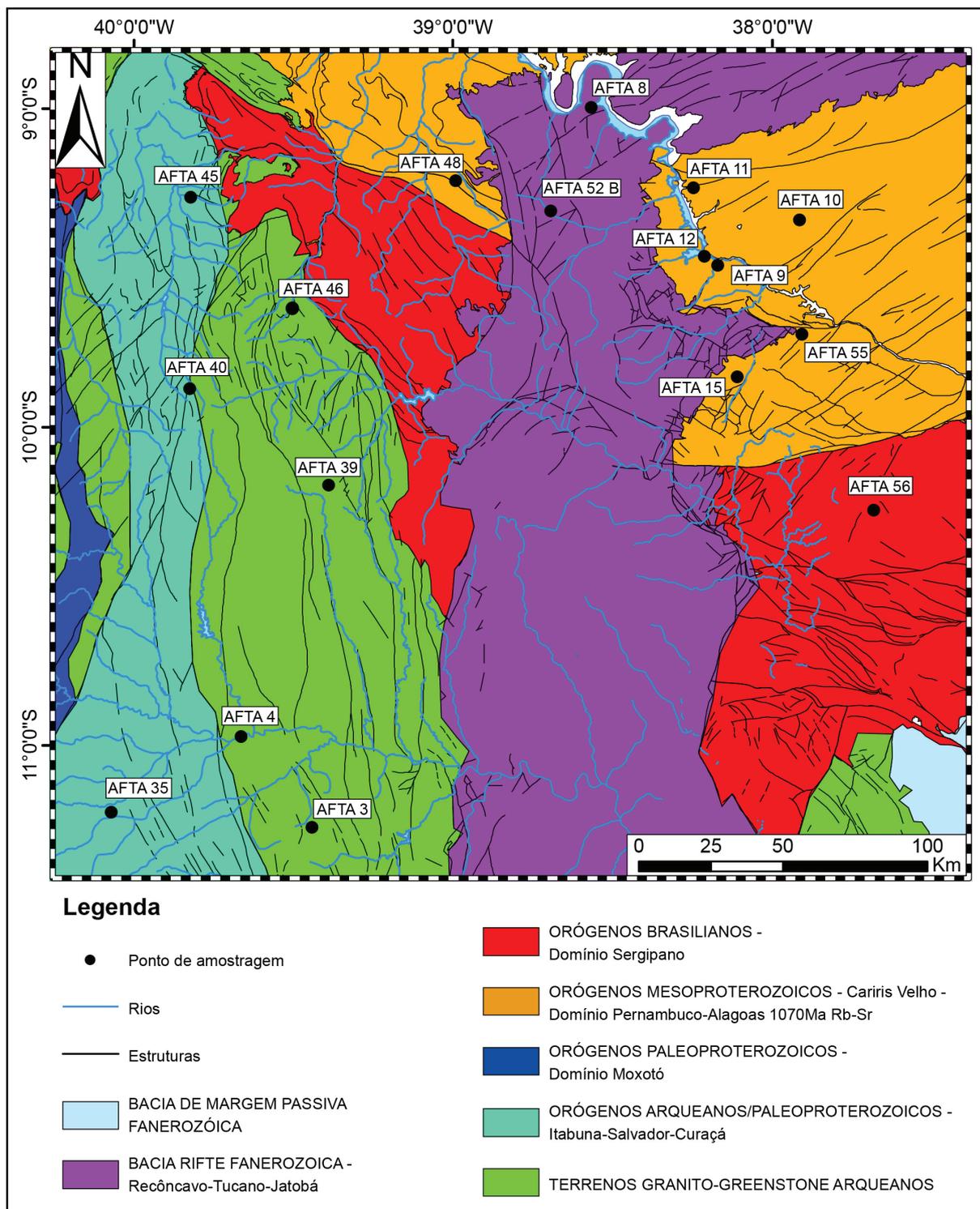


Figura 2. Mapa geológico com a localização das amostras analisadas por traços de fissão em apatita neste estudo. Área do mapa destacado na figura 1.

Figure 2. Geological map with the location of the samples analyzed by apatite fission track in this study. Map area highlighted in figure 1.

relativamente monótona. Os valores do parâmetro  $D_{par}$ , para a totalidade de amostras, varia pouco, de 1,4 a 2,3  $\mu m$  (Tab. 1), indicando que a composição química das apatitas é compatível com fluorapatitas e, portanto, menos resistentes ao *annealing*.

Quando observada a totalidade de amostras deste trabalho, juntamente com aquelas da bibliografia (Harman et al., 1998; Turner et al., 2008; Japsen et al., 2012; Jelinek et al., 2014) para a região do Rifte RTJ, na maioria dos casos não existe um padrão diferenciado para as idades TFA e comprimentos de traços confinados, obtidos nas amostras do embasamento e da bacia. Isto implica em uma história térmica comum entre as amostras do embasamento e da bacia.

O diagrama de idades TFA vs. altitude das amostras analisadas (Fig. 3) indica uma fraca correlação positiva destes dois parâmetros, ou

seja, uma tendência de aumento das idades TFA com o aumento das altitudes das amostras. Este padrão de comportamento é típico de amostras coletadas em margem continental passiva (Gallagher & Brown, 1999), onde se observa uma amostragem segundo um perfil vertical, ou seja, pouca variação lateral da amostragem, com diferenças significativas de altitude, demonstrando que as amostras mais antigas passaram primeiramente pela ZAP (110-60°C), e hoje em dia se encontram em altitudes mais elevadas. Todavia, a amostragem deste trabalho não foi realizada segundo um perfil vertical, tampouco tem grande variação de altitude, variando de 192 a 548 m.

O diagrama de idades TFA vs. comprimento médio de traços confinados (Fig. 4) não apresenta nenhuma correlação sistemática destes dois parâmetros.

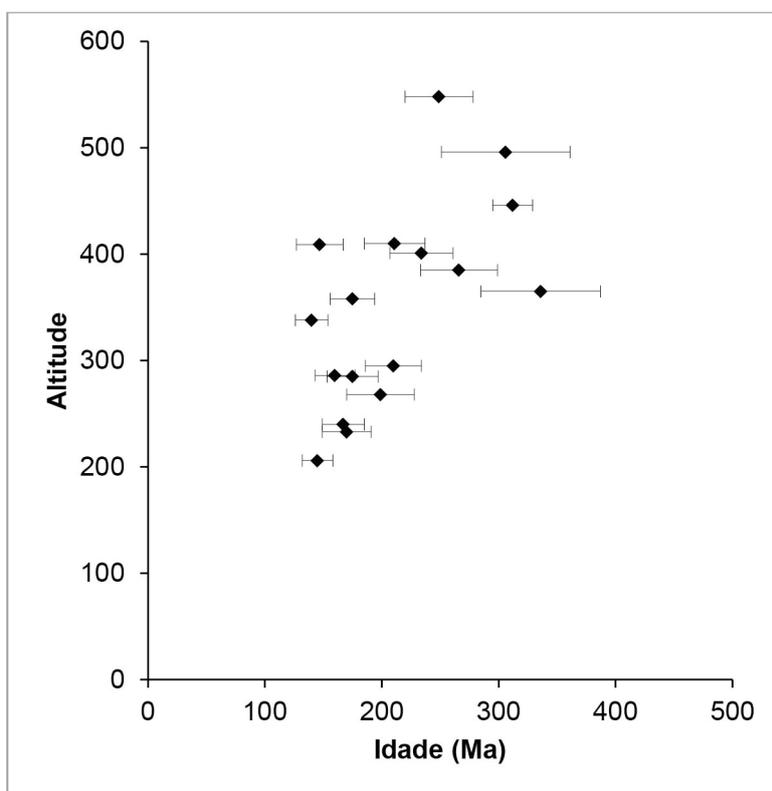


Figura 3. Diagrama idade traços de fissão em apatitas vs. Altitude das amostras analisadas.  
 Figure 3. Diagram apatite fission track age vs. Altitude of the analyzed samples.

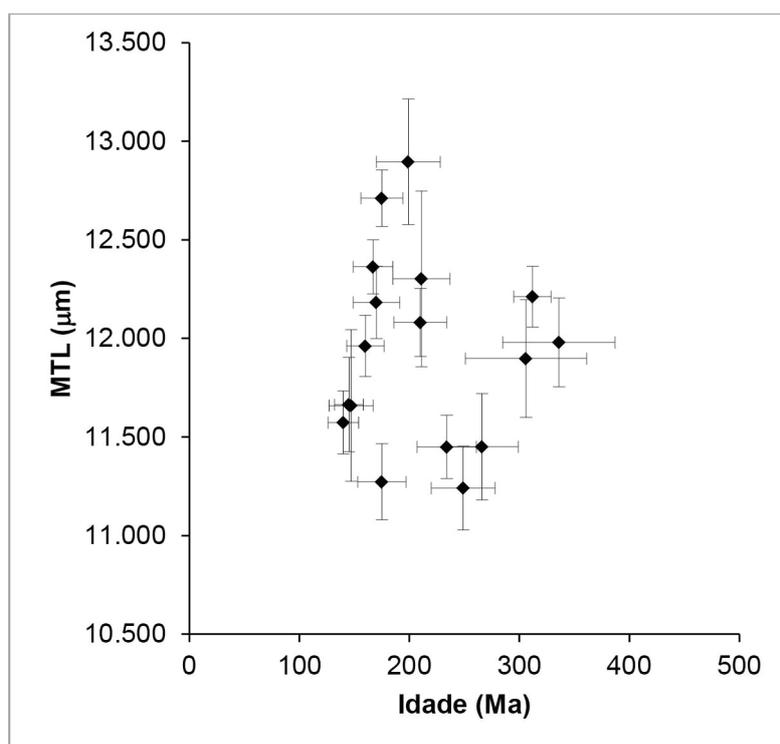


Figura 4. Diagrama idade traços de fissão em apatitas vs. comprimento médio de traços confinados.  
 Figure 4. Diagram apatite fission track age vs. Mean track length of the analyzed samples.

## 4 Discussão dos resultados

### 4.1 Integração com dados da bibliografia

Os dados obtidos neste trabalho foram integrados com aqueles existentes na bibliografia. Na região do Rifte RTJ existem 4 estudos publicados e, de maneira geral, as idades obtidas neste trabalho estão em concordância com aquelas já publicadas.

Na figura 5 é possível ver a totalidade de amostras na região, incluindo as deste estudo e aquelas já publicadas, em um mapa de relevo. As idades variam de 386 a 14 Ma e incluem amostras detríticas e do embasamento. Não existe uma correlação clara nas idades obtidas e no relevo da região. O que se observa é uma tendência das idades mais antigas estarem associadas a regiões mais interiorizadas, enquanto as idades mais jovens estão nas amostras mais próximas à margem costeira.

Nas figuras 6 e 7 é possível observar a localização e a respectiva idade TFA de cada amostra presente no Rifte RTJ. Foram locadas separadamente as amostras detríticas (Fig. 6) e aquelas do embasamento adjacente ao rifte (Fig. 7).

Nas amostras detríticas (Fig. 6) é difícil estabelecer um padrão com relação às idades, pois recomenda-se analisar as idades dos grãos individualmente. Nem sempre estes dados estão disponíveis. Quando possível, é comentado o significado das idades individuais no decorrer do texto.

Nas amostras do embasamento (Fig. 7) é observado que o padrão de idades é diferenciado de um lado e outro do rifte RTJ. O lado esquerdo apresenta idades mais antigas, pré-rifte, principalmente nas zonas cratônicas. Já no lado direito do rifte, as idades são mais jovens, sin-a pós-rifte, e típicas de margens continentais passivas.

O estudo pioneiro foi de Harman *et al.* (1998), que publicaram 20 idades TFA na região do Cráton do São Francisco, que variam de  $260 \pm 59$  a  $76 \pm 4$  Ma. As idades foram interpretadas segundo duas fases de denudação, a primeira com um pico em torno de 130 Ma, a qual os autores relacionaram os estágios iniciais de rifteamento do Atlântico Sul; e a segunda em torno de 80-60 Ma, a qual foi relacionada com deformação intracontinental, com reativação das zonas de cisalhamento Proterozoicas devido às variações relativas na movimentação das placas

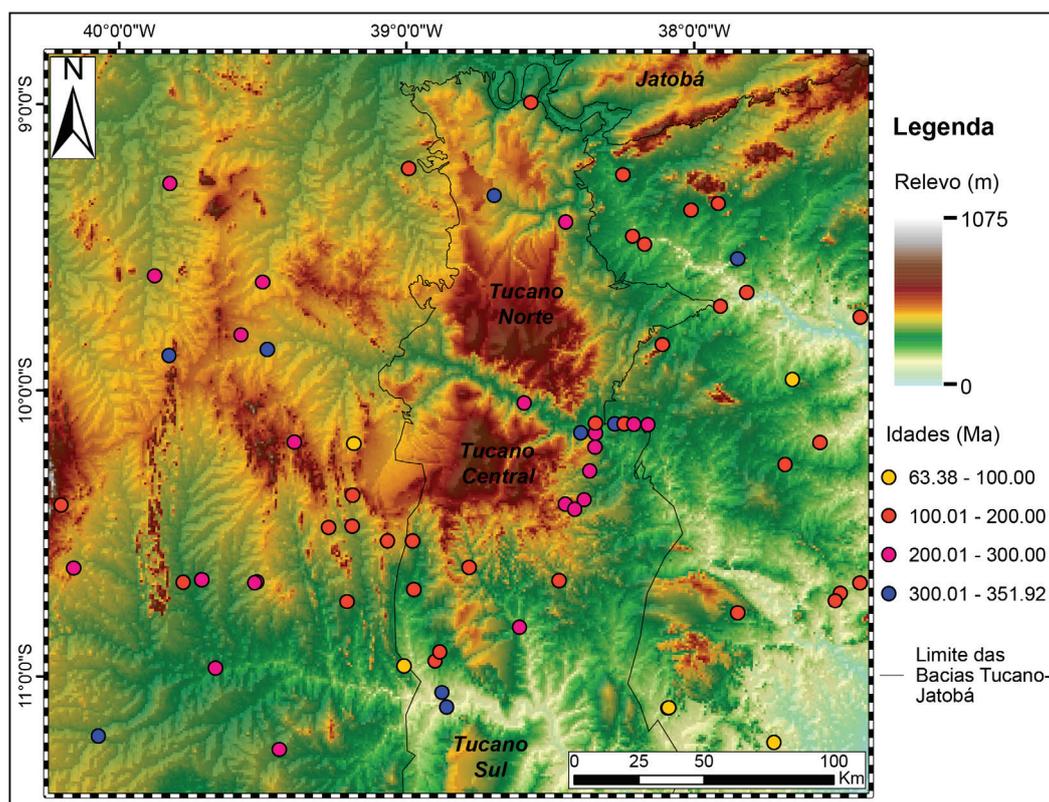


Figura 5. Modelo digital de elevação da área de estudo. Localização das amostras deste estudo e trabalhos anteriores são indicadas. Área do mapa destacado na figura 1.

Figure 5. Digital elevation model of the study area. Sample locations for this study and previous works are indicated. Map area highlighted in figure 1.

Sul-americana, Africana e Antártica.

Posteriormente, Turner *et al.* (2008) apresentaram alguns dados na margem continental da região de Sergipe e Alagoas, bem como amostras de poços dos sedimentos do rifte RTJ. As idades obtidas em 8 amostras do embasamento Pré-Cambriano variam de  $284 \pm 20$  a  $81 \pm 7$  Ma, enquanto que 8 amostras detríticas da Bacia de Tucano Central tem idades variando de  $328 \pm 42$  a  $152 \pm 8$  Ma. Os dados sugerem dois episódios principais de resfriamento durante os intervalos de 110-100 Ma e 40-10 Ma, contrastantes com aqueles intervalos sugeridos por Harman *et al.* (1998). Turner *et al.* (2008) interpretam que o primeiro episódio de resfriamento está relacionado ao rifteamento do Atlântico Sul, já que a época coincide com o desenvolvimento *offshore* das discontinuidades mais marcantes relacionadas ao *break-up*. O segundo episódio de resfriamento/exumação foi interpretado como sendo provocado pelas mudanças climáticas, em particular o rápido resfriamento global na transição Eoceno-Oligoceno.

Japsen *et al.* (2012) realizaram um estudo na margem nordeste brasileira, onde foram apresentadas um grande número de idades TFA, sendo que 26 destas estão na área do Rifte RTJ, 9 no embasamento Pré-Cambriano adjacente à Bacia de Tucano e 17 em sedimentos Mesozoicos, distribuídos nas Bacias de Tucano Norte, Central e Sul. Estes autores sugerem quatro estágios pós-rifte para esta porção da margem. Depois do *break-up*, a margem teria sido soterrada sob uma cobertura sedimentar inicial, que teria sido completamente removida por episódios de soerguimento e erosão durante o Campaniano e o Eoceno. Consequentemente, a superfície de erosão "superior" (marcada pelos platôs da Chapada Diamantina e Planaltos de Maracás e da Conquista) teria sido profundamente intemperizada e novamente recoberta durante a transição Oligoceno-Mioceno. Finalmente, a erosão e o soerguimento do Mioceno são interpretados como tendo produzido a superfície de erosão de nível "inferior" (área da Depressão Sertaneja e porção inferior do rifte RTJ) através do soerguimento e reexposição do peneplano do

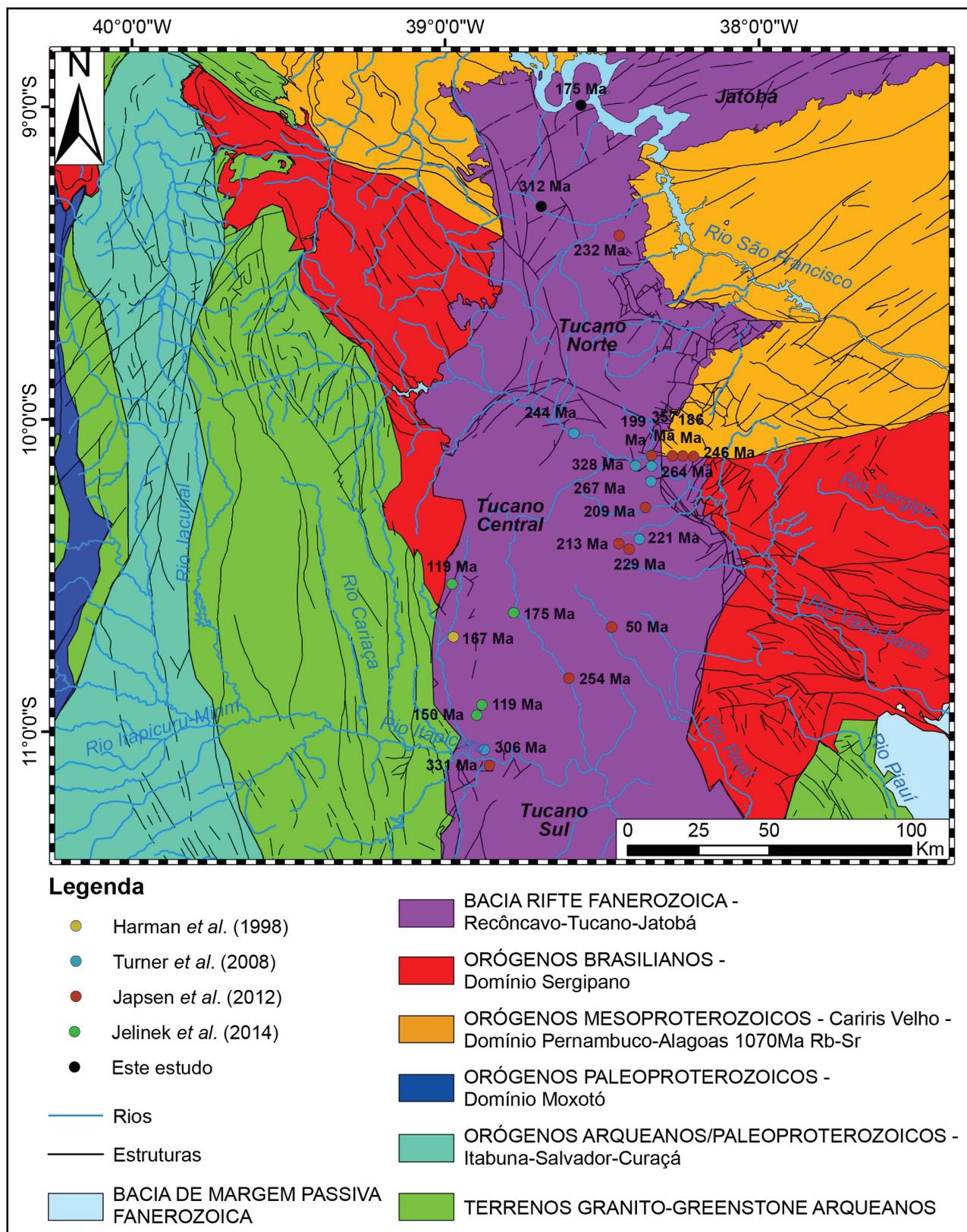


Figura 6. Mapa geológico da área de estudo, com localização das amostras do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá e respectivas idades, deste estudo e trabalhos anteriores.

Figure 6. Geological map of the study area, with sample locations of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift and their respective ages, for this study and previous works.

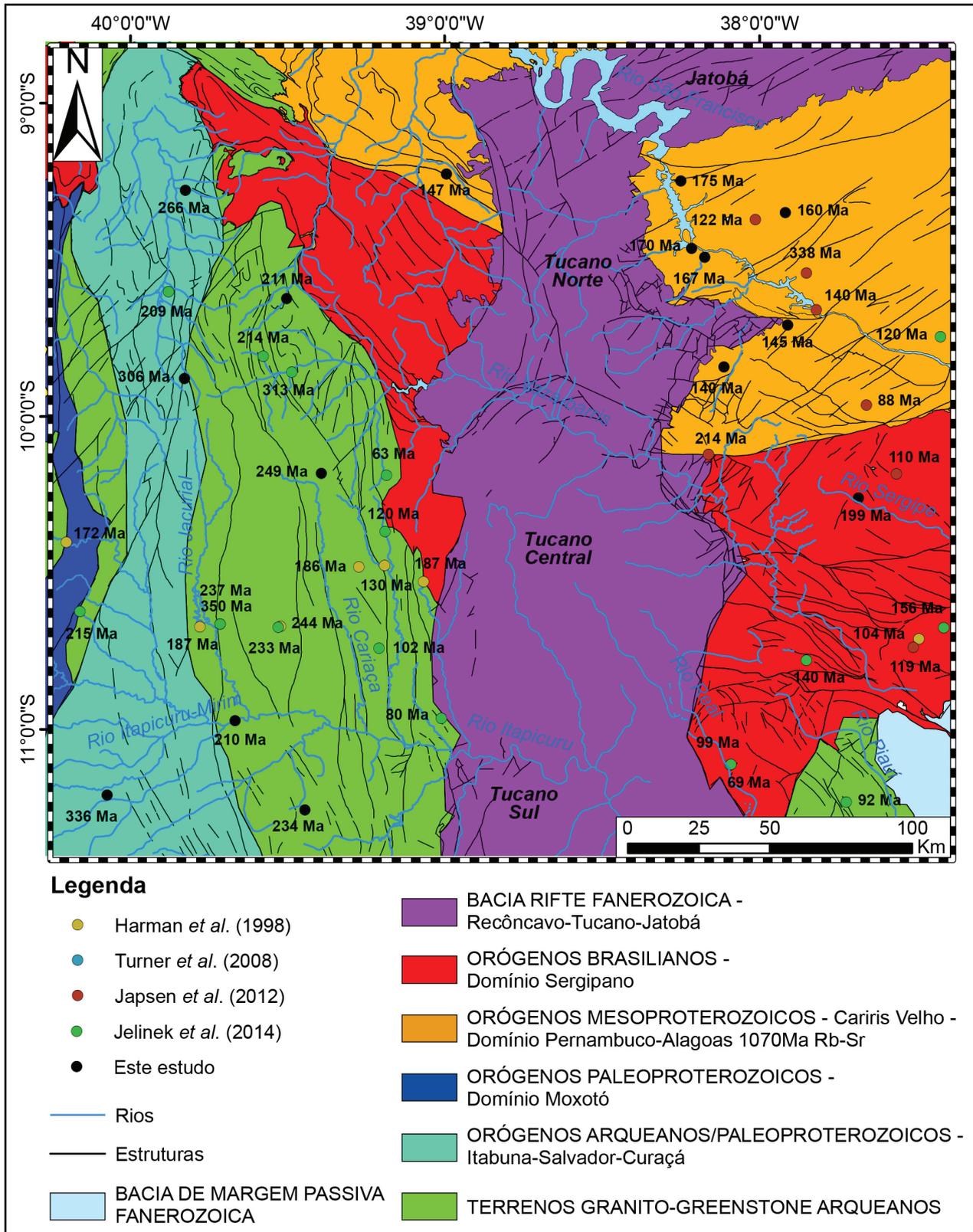


Figura 7. Mapa geológico da área de estudo, com localização das amostras do embasamento adjacente ao Rift Recôncavo-Tucano-Jatobá e respectivas idades, deste estudo e trabalhos anteriores.  
 Figure 7. Geological map of the study area, with sample locations of the basement adjacent to the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift and their respective ages, for this study and previous works.

Paleógeno.

O trabalho mais recente no tema, de Jelinek *et al.* (2014), apresenta 118 idades TFA em amostras do embasamento Pré-Cambriano (destas, 16 amostras estão nas proximidades da Bacia de Tucano) e 4 amostras sedimentares da Bacia de Tucano Central. Estes autores identificaram quatro episódios de resfriamento/denudação. A região do Cráton São Francisco e Depressão Sertaneja, a oeste do rifte RTJ, registra um primeiro episódio de denudação no Permiano-Jurássico Inferior. A região tem um segundo episódio de denudação no Cretáceo Inferior, registrada principalmente nos flancos do Rifte RTJ. O terceiro episódio de denudação, do Cretáceo-Paleógeno, presente nas regiões elevadas, não foi observado no Rifte RTJ. Um episódio de denudação tardio, do Neógeno, é observado em toda a margem continental do nordeste, sendo mais expressivo nas regiões elevadas e na margem costeira. As 4 amostras detríticas analisadas por estes autores são da Bacia de Tucano Central e apresentam idades de  $119\pm 15$ ,  $119\pm 18$ ,  $150\pm 21$  e  $175\pm 26$  Ma. As duas idades mais jovens obtidas (119 Ma) são significativamente mais jovens que a idade deposicional (151-140 Ma, respectivamente), tendo sido claramente submetidas a altas temperaturas após a deposição, em consequência da subsidência da bacia. A amostra que tem idade intermediária (150 Ma) recobre a idade deposicional, indicando que sofreu *annealing* parcial. Estas três amostras foram coletadas no flanco oeste da Bacia de Tucano. Já a idade de 175 Ma (com idade mínima de grão individual de 90 Ma), obtida em amostra localizada no centro da bacia, é mais antiga que a idade estratigráfica, indicando que não esteve submetida a altas temperaturas após a deposição.

Na Fig. 8 é apresentado um mapa de interpolação das idades TFA deste estudo juntamente com aquelas da bibliografia. Mais uma vez, é observado um padrão de idades mais antigas no lado esquerdo do rifte RTJ, enquanto que as idades mais jovens estão do lado direito do mesmo.

Os trabalhos desenvolvidos na região nordeste da margem continental brasileira sugerem quatro fases potenciais de resfriamento

rápido e exumação pós-rifte. Todos os estudos relatam resfriamento durante o Cretáceo Inferior (amplamente entre  $\sim 130$ -90 Ma), o que geralmente é sugerido estar relacionado com a denudação da margem de rifte pela ruptura continental (possivelmente em associação com uma atenuação no gradiente geotérmico; Turner *et al.*, 2008). Um evento do Cretáceo Superior – Paleoceno ( $\sim 80$ -60 Ma) foi relatado por Harman *et al.* (1998), Japsen *et al.* (2012) e Jelinek *et al.* (2014), enquanto os primeiros autores também defendem um evento separado do Eoceno ( $\sim 45$  Ma). Finalmente, todos os estudos, com exceção de Harman *et al.* (1998) encontraram evidências para o resfriamento do Neógeno, mas não há consenso sobre o mecanismo de condução para o(s) evento(s) mais recente(s).

## 4.2 Histórias térmicas

### 4.2.1 Estratégia de interpretação dos modelamentos térmicos das análises TFA

A história térmica para cada amostra é derivada das idades TFA, comprimentos dos traços confinados, e parâmetro Dpar (Donelick *et al.*, 2005). No modelamento da história térmica assume-se que não existam variações no paleogradiente geotérmico, durante o tempo considerado no respectivo modelo, e um valor atual de temperatura de superfície.

A história térmica, neste caso, representa simplesmente a trajetória e/ou residência de longo-termo da amostra em uma superfície prevaiente de temperatura. Utilizando esta história, parâmetros para a análise por TFA são preditos para cada amostra. Se os dados medidos (tanto as idades aparentes como os comprimentos) demonstram que ocorreu *annealing*, espera-se, então, que a amostra tenha sido aquecida em algum momento no passado e que se esteja registrando o resfriamento da paleotemperatura máxima até o gradiente geotérmico atual. Sempre que possível, dados de cada amostra são interpretados em termos de episódios de resfriamento, assumindo taxas de resfriamento para cada episódio. A máxima paleotemperatura é assumida como ponto de partida para o primeiro episódio de

resfriamento. O tempo de início do resfriamento e o pico de paleotemperatura para cada episódio é sistematicamente diferente para cada amostra, e quando comparamos os parâmetros preditos com aqueles medidos, as condições estatísticas são avaliadas. Um parâmetro adicional de resfriamento na história é o limite de detecção de temperatura do método.

Para a modelagem das histórias térmicas foi utilizado o software QTQt (Gallagher, 2012) e modelo multi-cinético de *annealing* de Ketcham *et al.* (2007). Com o objetivo de não interferir nas histórias térmicas não foram pré-definidos vínculos geológicos para a realização dos modelos, excepto pela temperatura atual em superfície, de  $20\pm 5^{\circ}\text{C}$  para amostras do embasamento. Para a amostra detrítica, foi imposta a idade estratigráfica como vínculo geológico. Cada história térmica teve 100.000 simulações até apresentar a melhor história (consultar Gallagher, 2012 para maior detalhe).

#### **4.2.2 Principais episódios paleotérmicos, mecanismos de aquecimento e resfriamento e variações regionais**

Para este estudo, foram realizados modelamentos de histórias térmicas da totalidade de amostras analisadas (exceto amostra AFTA-46), já que tinham uma boa estatística no que diz respeito a quantidade de grãos de apatita datados e número de traços confinados medidos. Os modelos gerados para cada amostra e as estimativas de tempo e magnitude das histórias térmicas baseadas em análises TFA das amostras são utilizados para quantificar as espessuras de sessão erodida nesta porção da margem continental. Estas histórias térmicas estão sintetizadas na figura 9.

Todas as idades TFA das amostras do embasamento são inferiores a 400 Ma (Tab. 1), sendo que a maior parte das amostras tem idades inferiores a 300 Ma, e pertencem ao embasamento Pré-Cambriano, cujas idades de cristalização são iguais ou superiores a 2600 Ma. Estas idades TFA tornam evidente que estas rochas do embasamento Pré-Cambriano são dominadas por eventos Fanerozoicos, e não preservam informações da história anterior (Pré-

Cambriana). Por esta razão, os modelamentos de histórias térmicas nestas rochas do embasamento basearam-se na suposição que estas amostras residiram em faixas de temperaturas superficiais, nas áreas cratônicas desde o início do Fanerozoico, e nas demais regiões, desde o início do Mesozoico.

Seguindo a estratégia descrita anteriormente, foram caracterizados os principais eventos térmicos em termos de magnitude e época de máxima paleotemperatura alcançada, conforme pode ser visto na figura 9 e na tabela 2, para cada uma das amostras analisadas.

Com base nos cálculos de taxas de erosão e espessura de sessão removida (Tab. 2), que proporcionam uma estimativa da intensidade dos processos térmicos observados, podemos concluir que a maior parte das amostras sofreram dois episódios de resfriamento. Parte das amostras registrou um primeiro episódio de resfriamento mais antigo com paleotemperaturas máximas variando do Cambriano ao Ordoviciano (Tab. 2). As amostras que sofreram este episódio de resfriamento mais antigo estão localizadas no lado oeste do Rife RTJ, na área da Depressão Sertaneja. Estão ainda, a Sul da Zona de acomodação do Rio Vaza-Barris, que limita as Bacias de Tucano Norte e Tucano Central. Uma das amostras, AFTA-52, pertence à Bacia de Tucano Norte, localizada no centro desta bacia, na porção elevada topograficamente do Rife RTJ.

Outra parte das amostras registrou um primeiro episódio de resfriamento com paleotemperaturas máximas variando entre o Permiano e o Triássico (Fig. 9). Estas amostras estão localizadas a norte da Zona de acomodação do Rio Vaza-Barris, que limita as bacias de Tucano Norte e Tucano Central. Este limite envolve as falhas de transferência de Caritá e Jeremoabo que, junto ao Alto de Vaza-Barris, constituem uma zona de acomodação ao longo da qual ocorre a inversão na assimetria dos meiógrábens do Rife RTJ (Costa *et al.*, 2007). Além disso, em sua maioria, as amostras localizam-se na zona de influência do Rio São Francisco.

Em um primeiro episódio de resfriamento, houve denudação com estimativas de sessão erodida da ordem de 1600 a 2800 m de

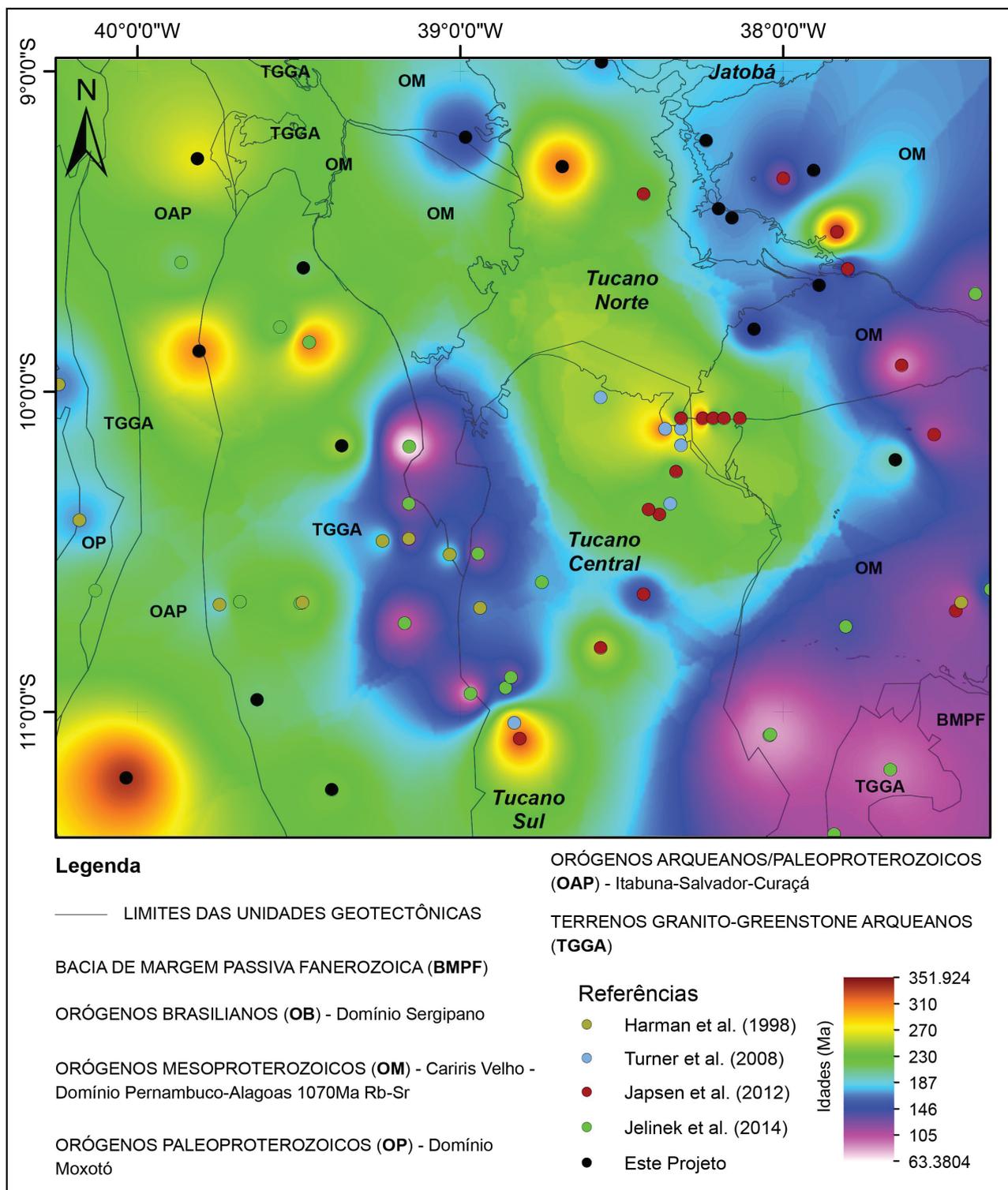


Figura 8. Mapa de interpolação das idades traços de fissão em apatita na margem continental nordeste do Brasil. A localização das amostras está identificada.  
 Figure 8. Interpolated image of apatite fission-track ages across the northeast Brazilian continental margin. Sample locations are identified.

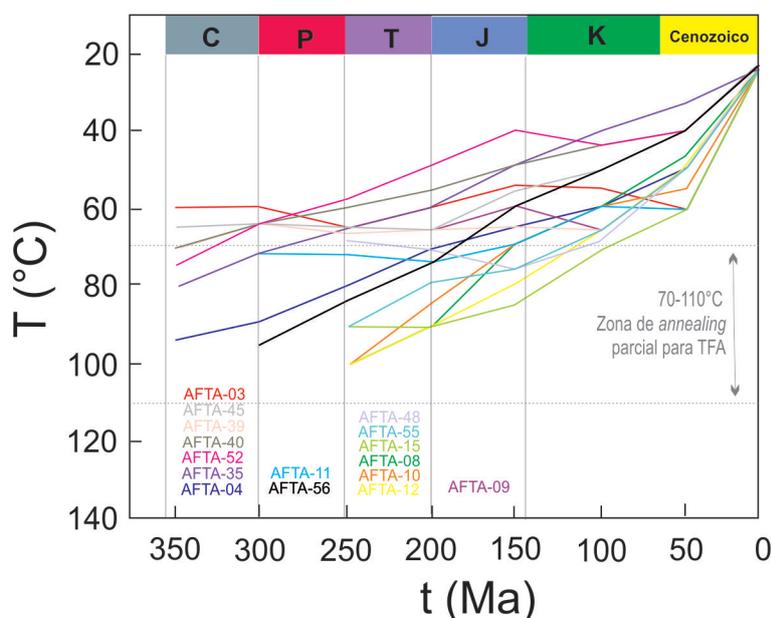


Figura 9. Histórias térmicas das amostras deste estudo.  
 Figure 9. Thermal histories of the samples from this study.

espessura, para o evento mais antigo, com paleotemperaturas máximas do Cambriano-Ordoviciano. O evento com paleotemperaturas variando do Permiano ao Triássico apresenta estimativas de sessão erodida da ordem de 1600 a 3400 m de espessura, considerando-se paleogradientes térmicos da ordem de 25°C (Tab. 2).

Um segundo episódio de resfriamento, com início no Cenozoico, foi registrado pela totalidade das amostras. Neste segundo episódio de resfriamento, as espessuras de sessão erodida estimadas são em torno de 1400 m, considerando-se que não houve variação no gradiente geotérmico ao longo do tempo (Tab. 2).

Algumas amostras podem não ter registrado o hiato de tempo entre os dois episódios de resfriamento. As amostras parecem ter tido uma passagem lenta e contínua pela ZAP, produzindo um resfriamento contínuo desde paleotemperaturas máximas até o gradiente geotérmico atual. É o caso das amostras AFTA-08, AFTA-12, AFTA-40, AFTA-35 e AFTA-56 (Tab. 2).

Se considerarmos a localização das amostras dentro de um contexto geotectônico (Fig. 2), podemos constatar que aquelas que registraram o episódio de resfriamento mais antigo, com paleotemperaturas

máximas no Cambriano-Ordoviciano, são aquelas que pertencem aos terrenos granito-grenstone Arqueanos ou orógenos arqueanos/paleoproterozoicos da Província São Francisco (AFTA-03, AFTA-04, AFTA-35, AFTA-39, AFTA-40, AFTA-45). A exceção é a amostra AFTA-52, que pertence aos sedimentos mesozoicos da Formação Marizal, e foram coletados no centro da Bacia de Tucano Norte.

Já as amostras que iniciaram posteriormente o processo de resfriamento, e registraram um primeiro episódio de resfriamento entre o Carbonífero e o Triássico, pertencem em sua maioria aos orógenos mesoproterozoicos e brasileiros da Província Borborema (AFTA-08, AFTA-09, AFTA-10, AFTA-11, AFTA-12, AFTA-15, AFTA-48, AFTA-55, AFTA-56).

Pode-se considerar que existem dois blocos com resfriamento diferenciado na área de estudo, limitados pela zona de acomodação do Rio Vaza-Barris. A sul do Rio Vaza-Barris, temos um episódio de resfriamento do Cambriano-Ordoviciano; enquanto a norte, temos um episódio de resfriamento do Permiano ao Triássico.

As amostras também podem considerar uma distribuição em função do lado que se encontram do Rifte RTJ. As amostras que estão do lado esquerdo do Rifte RTJ apresentam resfriamento a partir de paleotemperaturas

Tabela 2. Síntese dos eventos de resfriamento identificados nos modelamentos de histórias térmicas das amostras analisadas neste estudo.  
 Table 2. Synthesis of the cooling events identified in the thermal history modeling of the samples analyzed in this study.

Amostra	1º Evento Resfriamento				2º Evento Resfriamento			
	Intervalo tempo Ma	Máxima (°C)	Erosão (m)	Taxa (m/Ma)	Intervalo tempo Ma	Máxima (°C)	Erosão (m)	Taxa (m/Ma)
<i>Episódio Cambriano - Ordoviciano</i>								
AFTA-03	>375	110	1800	-	80	60	1400	17,5
AFTA-04	>375	110	2000	6,9	85	60	1400	16,5
AFTA-35	>525	100	1600	-	145	60	1400	9,7
AFTA-39	>450	110	1600	-	80	60	1400	17,5
AFTA-40	>500	110	3400	6,8	---	---	---	---
AFTA-45	>450	110	1800	-	145	60	1400	9,7
AFTA-52	>525	110	2800	6,9	90	50	1000	11,1
<i>Episódio Permiano - Triássico</i>								
AFTA-08	>275	110	3400	12,4	---	---	---	---
AFTA-09	>250	110	1800	-	85	60	1400	16,5
AFTA-10	>250	110	2000	13,5	100	60	1400	14,0
AFTA-11	>325	110	1600	-	40	60	1400	35,0
AFTA-12	>300	110	3400	11,3	---	---	---	---
AFTA-15	>300	110	2000	7,4	30	60	1400	46,7
AFTA-48	>250	110	1600	-	80	60	1400	17,5
AFTA-55	>250	110	3400	13,6	---	---	---	---
AFTA-56	>350	110	3400	10,5	---	---	---	---

máximas mais antigas. Já as amostras que estão à direita do Rifte RTJ experimentaram resfriamento a partir de paleotemperaturas do Permiano-Triássico.

Como a Depressão Sertaneja na Província São Francisco, à oeste do Rifte RTJ, foi uma área pouco erodida neste período (Jelinek *et al.*, 2014), os processos de aporte sedimentar das bacias de margem costeira ocorrem principalmente por meio dos rios São Francisco, Vaza-Barris e Itapicurú. É natural, portanto, que as amostras localizadas no vale destes rios tenham sofrido influência de episódios de resfriamento do Permiano-Triássico. Outra possibilidade é sofrer a influência local da reativação das falhas de transferência de Caritá e Jeremoabo.

## 5 Conclusões

A aplicação da técnica de TFA fornece importantes informações para o entendimento de questões relacionadas à evolução da área estudada. Riftes intracontinentais, de maneira geral, apresentam fases tectônicas com intensidade e períodos de duração distintos, dificultando a implementação de um modelo único para todos os seus segmentos. Isto se confirma neste estudo desenvolvido na região do rifte RTJ. As principais conclusões extraídas do estudo são:

(i) Na área de estudo observam-se dois blocos tectônicos com comportamentos diferenciados de resfriamento durante o Fanerozoico. Estes blocos são individualizados pela zona de acomodação do Rio Vaza-Barris. O bloco a sul, experimentou um primeiro episódio de resfriamento com paleotemperaturas máximas do Cambriano-Ordoviciano, responsável por uma sessão erodida da ordem de 1600 a 2800 m de espessura. Já o bloco a norte da zona de acomodação do Rio Vaza-Barris, experimentou um episódio de resfriamento inicial com paleotemperaturas máximas entre Permiano-Triássico, responsável por uma espessura de sessão erodida da ordem de 1600 a 3400 m;

(ii) Após um primeiro episódio de resfriamento, que variou a sul e a norte da zona de acomodação do Rio Vaza-Barris, os resultados obtidos indicam que, após um

aquecimento regional que se iniciou no Cretáceo, houve um processo de soerguimento e erosão da atual margem continental. Toda a área de estudo experimentou um episódio de resfriamento tardio durante o Cenozoico, tendo registrado uma taxa de erosão média de 15 m/Ma, resultando em uma espessura de sessão erodida de cerca de 1400m;

(iii) Os dados obtidos em amostras do lado oeste do rifte RTJ, mostram que a margem ocidental adquiriu estabilidade tectônica precoce, no Carbonífero, quando comparada à margem oposta, que iniciou o processo de resfriamento mais tarde. Este comportamento é típico de regiões que apresentam geometria transversal de meio-gráben;

(iii) Quando observadas as taxas de erosão de um lado e outro das bacias de Tucano Central e Sul, que são da ordem de 6,8 m/Ma nas amostras da margem flexural (oeste) e bem inferior a 10 m/Ma relativos à média observada na margem oriental (amostras AFTA-15, AFTA-55 e AFTA-56), indicando que o relevo foi mais acentuado junto à margem falhada. O mesmo comportamento se observa de um lado e outro da Bacia de Tucano Norte, com maior taxa de erosão observada do lado da margem flexural, neste caso, à leste.

**Agradecimentos.** Os autores agradecem à Petrobras (Termo de Cooperação nº 0050.0093094.14.9 UFBA/FAPEX/PETROBRAS). A. Jelinek é bolsista de Produtividade em Pesquisa do CNPq.

## Referências

- Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7: 349-364.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. & Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, 17: 1-29.
- Barbosa, J.S.F., Sabaté, P. & Marinho, M.M. 2003. O Cráton do São Francisco: uma síntese. *Revista Brasileira de Geociências*, 33: 3-6.
- Blaich, O.A., Tsikalas, F. & Faleide, J.I. 2008. Northeastern Brazilian margin: Regional tectonic evolution based on integrated analysis of seismic reflection and potential

- field data and modeling. *Tectonophysics*, 458: 51-67.
- Bueno, G.V. 2004. Diacronismo de eventos no rift Sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 12(2): 203-229.
- Costa, I.P., Bueno, G.V., Milhomem, P.S, Lima e Silva, H.S.R. & Kosin, M.D. 2007. Sub-bacia de Tucano Norte e Bacia de Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2): 445-453.
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F. & Bender, A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*, 213(1): 97-138.
- Donelick, R.A., O'Sullivan, P.B. & Ketcham, R.A. 2005. Apatite Fission Track Analysis. In: Reiners, P.W. & Ehlers, T.A. (Eds.) *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications*. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Mineralogical Society of America, v. 58, p. 49-94.
- Galbraith, R.F. 2005. *Statistics for fission track analysis*. Boca Raton, Taylor & Francis, 219p.
- Galbraith, R.F. & Laslett, G.M. 1993. Statistical models for mixed fission track ages. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 21: 459-470.
- Gallagher, K. 2012. Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology. *Journal of Geophysical Research*, 117, B02408.
- Gallagher, K. & Brown, R.W. 1999. The Mesozoic denudation history of the Atlantic margins of southern Africa and southeast Brazil and the relationship to offshore sedimentation. *Geological Society Special Publications*, 153: 41-53.
- Harman, R., Gallagher, K., Brown, R., Raza, A. & Bizzi, L. 1998. Accelerated denudation and tectonic/geomorphic reactivation of the cratons of northeastern Brazil during the Late Cretaceous. *Journal of Geophysical Research*, 103 (B11).
- Hurfurd, A.J. 1990. International union of geological sciences subcommission on geochronology recommendation for the standardization of fission track dating calibration and data reporting. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 17(3): 233-236.
- Hurfurd, A.J. & Green P.F. 1983. The zeta age calibration of fission track dating. *Chemical Geology*, 31: 285-317.
- Japsen, P., Bonow, J.M., Green, P.F., Cobbold, P.R., Chiossi, D., Lilletveit, R., Magnavita, L.P. & Pedreira, A. 2012. Episodic burial and exhumation in NE Brazil after opening of the South Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*, 124: 800-816.
- Jelinek, A.R., Gomes, C.H., Dias, A.N.C., Guadagnin, F., Chemale Jr., F., Souza, I.A. 2010. Termocronologia aplicada às Geociências: análise por traços de fissão. *Pesquisas em Geociências*, 37(3):1-13.
- Jelinek, A.R., Chemale, F., van der Beek, P.A., Guadagnin, F., Cupertino, J.A. & Viana, A. 2014. Denudation history and landscape evolution of the northern East-Brazilian continental margin from apatite fission-track thermochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 54: 158-181.
- Karner, G.D., Egan, S.S. & Weissel, J.K. 1992. Modeling the tectonic development of the Tucano and Sergipe-Alagoas rift basins, Brazil. *Tectonophysics*, 215(1-2): 133-160.
- Ketcham, R.A., Carter, A.C., Donelick, R.A., Barbarand, J. & Hurford, A.J. 2007. Improved modeling of fission-track annealing in apatite. *American Mineralogist*, 92: 799-810.
- Kuchle, J., Scherer, C.M.S., Born, C.C., Alvarenga, R.S. & Adegas, F.A. 2011. A contribution to regional stratigraphic correlations of the Afro-Brazilian depression - The Dom João Stage (Brotas Group and equivalent units - Late Jurassic) in Northeastern Brazilian sedimentary basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 31(4): 358-371.
- Magnavita, L.P., Davison, I. & Kusznir, N.J. 1994. Rifting, erosion, and uplift history of the Rêconcavo-Tucano-Jatobá Rift, northeast Brazil. *Tectonics*, 13(2): 367-388.
- Magnavita, L.P., Szatmari, P., Cupertino, J.A., Destro, N. & Roberts, D. 2012. The Recôncavo basin. In: Roberts, D.G. & Bally, A.W. (Eds.), *Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Rift Systems and Sedimentary Basins*. Elsevier, Boston, p. 382-419.
- Milani, E.J. & Davison, I. 1988. Basement control and transfer tectonics in the Reconcavo-Tucano-Jatoba Rift, Northeast Brazil.

*Tectonophysics*, 154: 41-70.

- Milani, E.J., Lana, M.C. & Szatmari, P. 1988. Mesozoic rift basins around the northeast Brazilian microplate (Reconcavo-Tucano-Jatoba, Sergipe-Alagoas). In: Manspeizer, W. (Ed.), *Triassic-Jurassic rifting, Part B*. Elsevier, New York, p. 833-858.
- Mohriak, W.U., Nemcok, M. & Enciso, G. 2008. South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the basins of SE Brazil. *Geological Society Special Publications*, 294: 365-398.
- Neves, S.P. 2003. Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. *Tectonics*, 22: 1031.
- Santos, E.J. 1999. Carta Geológica Belém do São Francisco, Folha SC.24-X-A. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, CPRM, Brasília, escala 1:250000.
- Szatmari, P. & Milani, E.J. 1999. Microplate rotation in northeast Brazil during South Atlantic rifting: Analogies with the Sinai microplate. *Geology*, 27: 1115-1118.
- Szatmari, P., Milani, E.J., Lana, M.C., Conceição, J.C.J. & Lobo, A.P. 1985. How South Atlantic rifting affects Brazilian oil reserves distribution. *Oil & Gas Journal*, 83: 107-113.
- Szatmari, P., Françolin, J.B.L., Zanotto, O. & Wolff, S. 1987. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 17: 180-188.
- Turner, J.P., Green, P.F., Holford, S.P. & Lawrence, S.R. 2008. Thermal history of the Rio Muni (West Africa) – NE Brazil margins during continental breakup. *Earth and Planetary Science Letters*, 270: 354-367.