Raquel de Barros Gelli

Análise Integrada de Dados de Traços de Fissão em Apatitas na Porção Continental Emersa Adjacente às Bacias Marginais do Sudeste do Brasil

Trabalho Final de Curso
(Geologia)

UFRJ
Rio de Janeiro
2009

UFRJ

Raquel de Barros Gelli

Análise Integrada de Dados de Traços de Fissão em Apatitas na Porção Continental Emersa Adjacente às Bacias Marginais do Sudeste do Brasil

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores:

Isabela de Oliveira Carmo

(GEOTEC/PDEXP/CENPES/PETROBRAS)

Claudio Limeira Mello

(Departamento de Geologia, UFRJ)

Rio de Janeiro

Julho de 2009

Raquel de Barros Gelli

Análise Integrada de Dados de Traços de Fissão em Apatitas na Porção Continental Emersa Adjacente às Bacias Marginais do Sudeste do Brasil

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores:

Isabela de Oliveira Carmo
Claudio Limeira Mello

Aprovada em: 10.07.2009

Por:

Claudio Limeira Mello

Dr. Claudio Limeira Mello (UFRJ)

André Ribeiro

Dr. André Ribeiro (UFRJ)

João Marinho de Morais Neto.

Dr. João Marinho de Morais Neto (PETROBRAS)

UFRJ

Rio de Janeiro

2009

GELLI, Raquel de Barros
Análise Integrada de Dados de Traços de Fissão em Apatitas na Porção Continental Emersa Adjacente às Bacias Marginais do Sudeste do Brasil / Raquel de Barros Gelli - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2009.
xiii, 48 p. : il.; 30cm

Trabalho de Conclusão de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2009.

Orientador(es): Isabela de Oliveira Carmo, Claudio Limeira Mello.

1. Geologia. 2. Termocronologia. 3. Traços de fissão em apatitas – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Claudio Limeira Mello. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro. III. Título.

Dedicada a minha madrinha
Sonia Paula de Barros Monteiro

Agradecimentos

Agradeço aos meus orientadores, Isabela de Oliveira Carmo e Claudio Limeira Mello, pela dedicação com que orientaram este trabalho, pela amizade e por todos os ensinamentos desde o começo da monografia.

Ao CENPES/PETROBRAS, pela disponibilização de todos os equipamentos e softwares utilizados neste trabalho.

Ao doutorando Rogério Uagoda, pela grande ajuda com a manipulação de dados de SIG no início da confecção do trabalho, e aos professores do Departamento de Geografia da UFRJ: Ana Luiza Coelho Netto e André de Souza Avelar, por permitirem que esse aprendizado fosse realizado dentro do laboratório GEOHECO.

Aos meus amigos de classe, Thaís Coelho Brêda e Thiago Teles Álvaro, pela amizade e incentivo desde o início da graduação, e pela ajuda com as edições ao final deste trabalho. E ainda ao amigo Bruno Raphael Barbosa, pela disponibilidade e pelo auxílio com as descrições petrográficas.

Ao professor do Departamento de Geologia da UFRJ, André Ribeiro, por seus excelentes conhecimentos geológicos da área de estudo e por todo incentivo.

A todos os alunos que fazem parte da sala CLM (J2-023), pela grande amizade, apoio e aprendizado durante todo o tempo de convivência.

Agradeço ainda aos geólogos Cláudio Lima e João Françolin e a engenheira Maria de Lourdes Themístocles, pela amizade, ótimas dicas e conselhos e pelo enorme incentivo desde o início da confecção deste trabalho.

Resumo

GELLI, Raquel de Barros. **Análise Integrada de Dados de Traços de Fissão em Apatitas na Porção Continental Emersa Adjacente às Bacias Marginais do Sudeste do Brasil**. 2009. xiii, 48 p. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

O presente estudo teve como objetivo a análise dos principais dados de traços de fissão em apatitas (TFA) disponíveis na literatura na porção continental emersa adjacente às bacias marginais do Sudeste do Brasil, informação que pode contribuir significativamente para a interpretação da evolução geomorfológica regional. Foram selecionados, para efeito de comparação, estudos que fornecem informações relevantes de dados TFA e que tivessem uma abrangência regional. A análise destes dados indica que a geomorfologia do Sudeste do Brasil provavelmente foi configurada por dois eventos tectônicos principais: um iniciado no Eocretáceo, com o processo de rifteamento que resultou na formação do atual Oceano Atlântico e que ocorreu concomitantemente ao derrame basáltico da Formação Serra Geral, e outro no Neocretáceo-Paleoceno. Este último evento foi reconhecido pela maioria dos estudos consultados e foi definido pela grande quantidade de idades por TFA mais novas (entre 90 e 50 Ma) e pela modelagem de suas histórias termais, obtidas nas escarpas mais próximas à costa. Estas idades são compatíveis com a idade da reativação tectônica que deu origem à formação do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil. As idades mais antigas (entre 330 e 180 Ma) são, de uma maneira geral, encontradas na parte interior da margem, principalmente nos planaltos interiores na região sul de Minas Gerais e nordeste de São Paulo e na escarpa da Serra da Mantiqueira. Caracterizações petrográfica e da composição das apatitas foram analisadas ao longo de um perfil selecionado, como forma de investigar em mais detalhe os tipos litológicos analisados por TFA e o modo de ocorrência de apatitas nestes tipos. As amostras analisadas (quatro) foram classificadas como sienogranito, granodiorito e ortognaisses de alto grau metamórfico. Destas quatro amostras, três delas contém F-apatitas e apenas uma contém Cl-apatitas, que ocorre na amostra mais rica em hornblenda. Apesar do pequeno número de amostras analisado, parece haver uma relação entre a ocorrência de Cl-apatitas e rochas com filiação máfica.

Palavras-chave: traço de fissão em apatita; margem passiva; Sudeste do Brasil.

Abstract

GELLI, Raquel de Barros. **Integrated Analysis of Apatite Fission Track Data in the Onshore Continental Margin of Southeastern Brazil**. 2009. xiii, 48 p. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The present study aims the analysis of the apatite fission track data (AFT) available in the literature from the onshore continental margin of the southeastern Brazilian basins. This information can contribute significantly to the interpretation of the regional geomorphologic evolution. For purposes of comparison, I selected the studies that provide relevant information about AFT data in a regional coverage. The AFT data analysis indicates that the geomorphology of southeastern Brazil was probably defined in a large scale by two major tectonic events: one that started at Eocretaceous, when the rifting process that originated the present Atlantic Ocean began related to the formation of a large igneous province (basalts from Serra Geral Formation) and a second event at Neocretaceous–Paleocene. This last one was recognized by most of the studies consulted and it was defined by the large amount of young AFT ages (between 90 and 50 Ma) and their termal history modelling, obtained from rock samples from the scarpments near to the coast. These ages are compatible with the age of the tectonic reactivation that originated the Southeastern Brazilian Continental Rift. The older ages (between 330 and 180 Ma) usually occur inland, especially in the plateaust of southern region of Minas Gerais, northeast of São Paulo and at Serra da Mantiqueira. Combining petrographic and compositional characteristics of rock samples analyzed for AFT, from a selected traverse, permitted a preliminary investigation of this relationship. The four samples analyzed were classified as syenogranite, granodiorite and high grade metamorphic orthogneisses. F-apatites occur in three samples, and Cl-apatites occur in only one sample, which is richer in hornblende (granodiorite). Despite the small number of analyzed samples, this preliminary investigation indicates that it may exist a relationship between the occurrence of Cl-apatites and mafic rocks.

Key-words: apatite fission track; passive margin; southeastern Brazil.

Lista de figuras

Figura 1: Formação do defeito cristalino no cristal de apatita pela fissão espontânea do isótopo ^{238}U; este defeito cristalino tem o traçado linear e é conhecido como "traço de fissão". (fonte: www.geotrack.com.au/afta-overview.htm)..... 3

Figura 2: Traços de fissão do urânio formados dentro da apatita (fonte: www.geotrack.com.au/afta-overview.htm). 3

Figura 3: Padrões de distribuição de idades traços de fissão e dos comprimentos dos traços obtidos a partir de três diferentes histórias térmicas hipotéticas ocorridas em um mesmo intervalo de tempo, entre 120º e 20º C. O comprimento de traços é mostrado nos três histogramas à direita, e os três valores em cada histograma representam, de cima para baixo: a previsão da idade por traço de fissão, o comprimento médio dos traços, e o desvio-padrão da distribuição do comprimento. O exemplo *(a)* mostra um resfriamento rápido – a idade é muito próxima da idade do resfriamento; *(b)* representa um resfriamento contínuo - resulta em uma distribuição de traços mais ampla e assimétrica e uma idade de resfriamento mais nova; *(c)* história de resfriamento em dois estágios – resulta na mistura de idades e tem uma distribuição bimodal do comprimento dos traços. Fonte: Gleadow *et al*. (2002). 6

Figura 4: Mapa hipsométrico da região Sudeste do Brasil, com os pontos de amostragem de cada autor na região, indicados por cores. 10

Figura 5: Unidades de relevo da região Sudeste do Brasil, de acordo com IBGE (2006). 11

Figura 6: Unidades de relevo de uma parte da região Sudeste do Brasil (fonte: IBGE, 2006), envolvidas neste estudo. Os pontos amostrados para análise TFA foram obtidos por Carmo (2005). 12

Figura 7: Perfil topográfico indicando onde estão situadas as amostras coletadas por Carmo (2005) no perfil analisado. 12

Figura 8: Mapa de parte do Sudeste do Brasil, mostrando as províncias tectônicas Mantiqueira, São Francisco, Paraná e Tocantins, com destaque para o padrão estrutural regional e a localização das amostras analisadas por TFA por Gallagher *et al.* (1994), Tello Sáenz *et al,* (2003), Hackspacher *et al.* (2003), Carmo (2005) e Ávila (2005). 14

Figura 9: Domínios tectônicos e principais estruturas da província São Francisco. Lineamentos JC – Jacobina-Contendas; BJ – Barrado Mendes – João Correia; ES – Espinhaço; IA – Itiúba-Anuri (Compilado de Bizzi *et al*., 2003)..... 15

Figura 10: Domínios tectônicos e principais estruturas da Província Mantiqueira (Compilado de Bizzi *et al.,* 2003). 16

Figura 11: Domínios tectônicos e principais estruturas da Província Tocantins. XG – Sistema Xambioá-Gurupi; LT – Lineamento Transbrasiliano; IP – Inflexão dos Pirineus; MB – Lineamento Morporá-Novo Brasil; NM – *Nappe*

Maratá; SP – Sistema Paraná; NA – *Nappe* de Araxá. (Compilado de Bizzi *et al.,* 2003)..... 17

Figura 12: Esboço geológico da Província Paraná (Compilado de Bizzi *et al.,* 2003)..... 19

Figura 13: Mapa tectônico de parte da região Sudeste do Brasil (modificado de Heilbron et al., 2003) com a localização das amostras estudadas por Carmo (2005). A-B: perfil representado na figura 14..... 21

Figura14: Seção geológica da Faixa Ribeira, desde São João del Rey (MG) até o Rio de Janeiro (RJ) (Compilado de Heilbron *et al.,* 2003). Vide localização na figura 13..... 21

Figura 15: Modelo geodinâmico esquemático da margem continental divergente (Compilado de Bizzi et al., 2003). A etapa *a* corresponde à fase pré-rifte; a etapa *b* corresponde à fase sinrifte; a etapa *c* corresponde à fase transicional; as etapas *d* e *e* correspondem à fase pós-rifte..... 24

Figura 16: Perfil geológico, sem escala, transversal à área afetada pelo tectonismo cenozóico na margem sudeste do Brasil, resultando no caráter escalonado dos falhamentos e o basculamento dos blocos topográficos. Formaram-se, em consequência, áreas elevadas, já modeladas hoje pela erosão (serras do Mar e da Mantiqueira, e o Maciço Carioca) e, entre estas, depressões em forma de semi-grábens (gráben do Paraíba; Baixada Fluminense) que acumularam depósitos sedimentares continentais. K indica os sedimentos cretáceos da bacia de Santos e T, os sedimentos cenozóicos (Asmus & Ferrari, 1978 *in* Ramos, 2003)..... 25

Figura 17: Esboço tectônico da evolução do Rifte Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989)..... 26

Figura 18: Teor médio de cloro nos grãos de apatitas estudadas por Carmo (2005) e Kohn *et al*. (inédito). As quatro amostras utilizadas para a descrição petrográfica neste trabalho estão assinaladas em amarelo. 30

Figura 19: Caracterização petrográfica das amostras FTSEB-1b e FTSEB-02. Círculos vermelhos representam os cristais de apatita e círculos amarelos representam cristais de zircão. Bi – biotita / Hb – hornblenda / Op – opaco / Pl – plagioclásio / Qz – quartzo. Fotografias a, b, c, d – nicóis paralelos; fotografias a', b', c', d' – nicóis cruzados. 32

Figura 20: Caracterização petrográfica das amostras FTSEB-04 e FTSEB-7a. Círculos vermelhos representam os cristais de apatita e círculos amarelos representam cristais de zircão. Bi – biotita / Hb – hornblenda / Op – opaco / Pl – plagioclásio / Qz – quartzo. Fotografias e, f, g – nicóis paralelos; fotografias e', f', g' – nicóis cruzados..... 33

Figura 21: (A) quantidade de análises de idade por TFA feitas nos trabalhos de Gallagher *et al.* (1994), Tello Sáenz *et al.* (2003), Hackspacher *et al.* (2003), Carmo (2005) e Ávila (2005); (B) quantidade de análises com obtenção de idade central e idade corrigida..... 35

Figura 22: Idades obtidas (em amarelo no mapa) para nove amostras analisadas por Carmo (2005) ao longo de um perfil da região costeira (RJ) até os planaltos do interior de Minas Gerais, que exemplificam o padrão

identificado pela autora em outras áreas próximas (SRTM 3" DEM; fonte: http://seamless.usgs.gov/index.php) 38

Figura 23: Distribuição das amostras escolhidas para dois grupos: região interior à margem e região da costa. (mapa base: Bizzi *et al*., 2003) 39

Figura 24: Idades centrais e corrigidas obtidas na região de costa e no interior do continente. 41

Figura 25: Distribuição dos comprimentos médios dos traços em relação às idades obtidas para as amostras, tanto para as idades centrais, quanto para idades corrigidas. 41

Figura 26: Distribuição das idades por TFA em relação à altitude, tanto para idade central como para idade corrigida. 42

Figura 27: Mapa de interpolação das idades centrais TFA obtidas por Gallagher *et al*. (1994) e Carmo (2005). 43

Figura 28: Mapa de interpolação das idades centrais TFA obtidas por Gallagher *et al.* (1994), Carmo (2005) e Ávila (2005). 44

Figura 29: Mapa de interpolação das idades corrigidas TFA obtidas por Tello Saenz *et al*. (2003), Hackspacher *et al*. (2003) e Ávila (2005). 44

Figura 30: Mapa de interpolação dos comprimentos médios de traços de fissão em apatitas obtidos por Gallagher *et al.* (1994) e Carmo (2005). 45

Figura 31: Mapa de interpolação dos comprimentos médios de traços de fissão em apatitas obtidos por Gallagher *et al.* (1994), Carmo (2005) e Ávila (2005). 45

Figura 32: Mapa de interpolação dos comprimentos médios de traços de fissão em apatitas obtidos por Tello Saenz et al. (2003), Hackspacher et al. (2003) e Ávila (2005)..... 46

Figura 33: Mapa de interpolação dos comprimentos médios de traços de fissão em apatitas obtidos por Gallagher *et al.* (1994), Tello Saenz *et al.* (2003), Carmo (2005) e Ávila (2005) 46

Figura 34: Frequência das idades obtidas para os trabalhos de Gallagher *et al.* (1994), Tello Sáenz *et al.* (2003), Hackspacher *et al.* (2003), Carmo (2005) e Ávila (2005)..... 47

Figura 35: (A) Quantidade de idades centrais obtidas por Gallagher *et* al. (1994), Carmo (2005) e Ávila (2005); (B) Quantidade de idades corrigidas obtidas por Hackspacher *et al.* (2003), Tello Saenz *et al.* (2003) e Ávila (2005). 48

Lista de tabelas

Tabela 1: Análise petrográfica sucinta das amostras estudadas. 30
Tabela 2: Forma de ocorrência das apatitas para as amostras analisadas..... 33

Sumário

Agradecimentos vi
Resumo vii
Abstract viii
Lista de figuras ix
Lista de tabelas xii

1. Introdução 1

2. Fundamentação Teórica 2
2.1. Análise de Traços de Fissão em Apatitas 2
2.1.1. Efeitos da composição química da apatita..... 6
2.2. Termocronologia de baixa temperatura aplicada na Geomorfologia 7
2.3. Evolução do relevo em margens passivas 7

3. Área de estudo..... 9
3.1. Relevo..... 9
3.2. Geologia Regional 13
3.3. História tectônica mesozóica-cenozóica..... 22
3.3.1. Evolução do Rifte Continental do Sudeste do Brasil 24

4. Metodologia..... 27
4.1 Análise dos dados TFA da literatura para o SE do Brasil 27
4.2 Dados composicionais e petrográficos 27
4.2.1 Caracterização composicional 27
4.2.2 Caracterização petrográfica 28

5. Resultados 29
5.1 Relação entre as análises composicional e petrográfica..... 29
5.2 Dados termocronológicos do Sudeste do Brasil 34

6. Conclusões..... 49

7. Referências Bibliográficas 50

Anexo I – Dados de traços de fissão em apatitas para o Sul e Sudeste do Brasil obtidos da literatura. As coordenadas geográficas assinaladas em amarelo não possuem *datum* definido.

1. Introdução

A porção continental emersa do Sudeste do Brasil adjacente às bacias de Santos, Campos e Espírito Santo apresenta um relevo muito diversificado, englobando distintos compartimentos serranos e colinosos, que refletem os diferentes eventos tectônicos e climáticos que ocorreram ao longo do Mesozóico-Cenozóico.

As regiões de margem passiva são caracterizadas por denudações da ordem de alguns quilômetros, ocorridas devido a processos tectônicos/neotectônicos e climáticos da região, resultando em uma topografia erodida e alimentando com sedimentos as regiões de *offshore* (Asmus & Baisch, 1983; Brown *et al.,* 1990 *in* Gallagher *et al.,* 1994). Existem na literatura diversos modelos de evolução tectônica da margem continental do Sudeste brasileiro (Sperle *et al.* 2000; Almeida *et al*., 2000; Cobbold *et al*., 2001; Meisling *et al.* 2001; Macedo *et al*., 1991; entre outros), sendo que a maioria aponta a abertura do Atlântico Sul, no Eocretáceo, como a principal influência na formação das bacias sedimentares e das áreas montanhosas da região, sendo que estas últimas teriam sido modeladas continuamente devido a processos erosivos.

Entretanto, estudos termocronológicos, com base em traços de fissão em apatitas (TFA), indicam, além do evento tectônico associado à abertura do Atlântico Sul, a ocorrência de outro importante evento de soerguimento no final do Mesozóico e início do Cenozóico (Gallagher *et al.,* 1994; Hadler Netto *et al.,* 2001; Tello Sáenz *et al.,* 2003; Carmo, 2005), compatível com a evolução geológica cenozóica discutida por Riccomini *et al.* (2005). Estes estudos mostram, ainda, que existe um padrão na distribuição espacial das idades TFA e das taxas de denudação, variando da costa para o interior do continente, onde, neste último, as idades são mais antigas e a taxa de denudação é menor, significando que nestes locais a erosão foi menos acentuada.

A modelagem matemática de dados de TFA fornece informações sobre a história térmica ocorrida em nível crustal raso (que pode variar um pouco dependendo do gradiente geotérmico da região), permitindo, assim, estimar taxas de denudação e conhecer características da topografia da superfície no passado e, consequentemente, como ocorreu sua evolução até a paisagem atual.

A maioria dos estudos termocronológicos por TFA realizados no território brasileiro concentra-se no SE do Brasil e na Província Borborema. Os trabalhos

realizados na região Sudeste reúnem cerca de 60% dos dados TFA, no entanto diferentes metodologias foram utilizadas para obtenção dos dados (idades TFA).

Neste contexto, o objetivo do presente estudo consiste na análise dos principais dados de TFA disponíveis na literatura na porção continental emersa adjacente às bacias marginais do Sudeste do Brasil. Também foi realizada uma investigação preliminar da relação entre os tipos litológicos, as análises composicionais das apatitas utilizadas para datação por TFA, e as idades obtidas para as mesmas, ao longo de um perfil transversal à porção emersa adjacente à bacia de Campos, em dados fornecidos por Carmo (2005) e Kohn *et al*. (inédito), o que pode contribuir para a interpretação geomorfológica regional.

2. Fundamentação Teórica

2.1. Análise de Traços de Fissão em Apatitas

Os dados de traços de fissão em apatitas utilizados neste trabalho foram obtidos em um estudo regional realizado por Carmo (2005), que efetuou a coleta de amostras em campo, a separação mineral, as análises por traços de fissão em apatitas, e a modelagem de evolução térmica. Coube, no presente trabalho, uma revisão do conteúdo teórico envolvido nas análises por traços de fissão em apatitas, assim como as técnicas utilizadas na obtenção dos dados aqui apresentados, que serão discutidos a seguir.

A apatita é um fosfato de cálcio, com composição química geral $Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$, podendo conter Th e U como alguns de seus elementos traços. Para a utilização do método de traço de fissão considera-se o isótopo ^{238}U presente na estrutura cristalina da apatita. Os traços representam defeitos na estrutura da rede cristalina e são formados a partir da fissão espontânea do núcleo do ^{238}U (ruptura do núcleo atômico, acompanhada da liberação de energia). Esse processo faz com que partículas eletricamente carregadas sejam liberadas em direções opostas, criando um defeito na rede cristalina, na forma de traço (figuras 1 e 2).

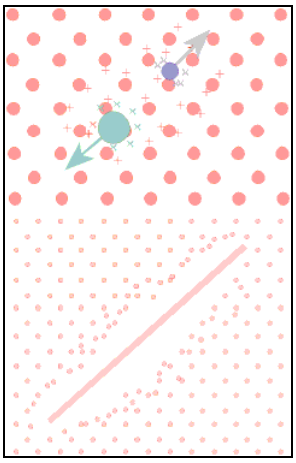

Figura 1: Formação do defeito cristalino no cristal de apatita pela fissão espontânea do isótopo ^{238}U; este defeito cristalino tem o traçado linear e é conhecido como "traço de fissão". (fonte: www.geotrack.com.au/afta-overview.htm).

Figura 2: Traços de fissão do urânio formados dentro da apatita (fonte: www.geotrack.com.au/afta-overview.htm).

O pré-tratamento de amostras a serem submetidas às análises por traços de fissão em apatitas consiste basicamente na separação mineral para concentração de grãos de apatitas contidos na rocha. As amostras aqui analisadas, por exemplo, passaram pelo seguinte processo de separação mineral (Carmo, 2005): uso de mesa vibratória para separação das frações leves e pesadas, separador magnético vertical, utilização de líquido denso – SPT (*sodium poli tungstate*) – para uma separação mais acurada dos minerais leves e pesados, separador magnético tipo Franz, e líquido denso – DIM (*diiodomethane*) – para separação de apatitas obtidas do concentrado de minerais não-magnéticos. Após a separação mineral, os grãos de apatitas foram montados em uma seção polida e a trajetória dos traços pode ser observada em laboratório através do

ataque químico com HNO_3, que preenche os espaços vazios gerados pelos defeitos. A densidade dos mesmos é função do teor de urânio no mineral.

Quando os traços são formados dentro do cristal, possuem comprimentos iniciais muito semelhantes, além de estarem em seu tamanho máximo. A temperatura de fechamento para o sistema traços de fissão em apatitas, como um sistema termocronológico, é de 110 ± 10 ºC, ou seja, os traços ficam preservados/registrados na estrutura da apatita a temperaturas menores que 120 °C. A temperaturas maiores que 120 ºC, a restauração dos defeitos cristalinos ocorre de forma eficaz, resultando no desaparecimento dos traços. O intervalo de temperatura entre 120 e 60 ºC é conhecido como zona de *annealing* (ou apagamento) parcial (ZAP), que corresponde ao intervalo de "sobrevivência" dos traços dentro da apatita, o qual pode variar um pouco, de grão para grão, conforme a composição química do mineral. Os traços formados dentro desta zona vão encurtando-se (um processo conhecido como *annealing* do traço). Assim, o comprimento final do traço, observado hoje na apatita, é controlado principalmente pela temperatura máxima a que a rocha foi submetida antes de seu resfriamento e pelo tempo de permanência dentro da ZAP. Se a temperatura ultrapassa o limite superior da ZAP (120 ºC), os traços sofrem *annealing* total (apagamento total) e não ficam preservados. E, se a temperatura a que a rocha está submetida se torna mais baixa do que o limite inferior da ZAP (60 ºC), os traços mantêm-se preservados em seu maior comprimento, e o processo de *annealing* é insignificante.

A idade por TFA da rocha pode ser calculada com a utilização de diversos tipos de métodos (Gleadow *et al.*, 2002), todos baseados na relação entre a densidade de traços fósseis (formados pela fissão espontânea do ^{238}U) e de traços induzidos (formados pela fissão induzida do ^{238}U, através da irradiação do mineral por um fluxo de nêutrons térmicos em um reator nuclear). O cálculo é feito então a partir da seguinte equação (Price &Walker, 1963; Naesser, 1967):

$$T = (1/\lambda_D) \ln \left[1 + (\rho_e / \rho_i) (\lambda_D / \lambda_f) I \sigma \psi g \right]$$

onde:

T – idade por TFA do mineral (em Ma)

λ_D – constante de decaimento total do ^{238}U ($1{,}55125 \cdot 10^{-10}$ a^{-1})

ρ_e – densidade de traços espontâneos (nº de traços/cm^2)

ρ_i – densidade de traços induzidos no mineral (nº de traços/cm^2)

λ_f – constante de decaimento da fissão espontânea do ^{238}U (entre $7{,}03 \cdot 10^{-17}$ a^{-1} e $8{,}46 \cdot 10^{-17}$ a^{-1})

I – razão isotópica $^{235}U/^{238}U$ ($7{,}2527 \cdot 10^{-3}$)

σ – captura de nêutrons térmicos da fissão do ^{235}U em seção transversal ($580{,}2 \cdot 10^{-24}$ cm^2)

ψ – fluxo de nêutrons térmicos (nêutrons/cm^2)

g – fator geométrico (0,5); correção da diferença de geometria das superfícies onde são medidas as densidades dos traços de fissão e das diferenças de percurso das partículas.

Na maioria das vezes, a idade por TFA obtida é aparente, refletindo padrões regionais de resfriamento ao invés das idades de formação originais das rochas envolvidas e pode ter diferentes significados dependendo da história de resfriamento da rocha, quando associadas aos comprimentos dos traços observados (figura 3), como mostrado de modo simplificado abaixo (Gleadow *et al.*, 2002):

1. idade de resfriamento rápido da rocha, observado principalmente em rochas vulcânicas que permaneceram na superfície em temperaturas relativamente baixas desde sua formação, sem perturbações, ou em qualquer rocha que não tenha sido reaquecida após seu resfriamento;
2. idade de resfriamento lento da rocha, encontrada em apatitas que ficaram um tempo significante dentro da ZAP, como, por exemplo, embasamentos não-perturbados por eventos termais;
3. idade de resfriamento complexo, com histórias termais ocorridas em diferentes estágios, observadas por uma distribuição variada de comprimentos de traços. Uma distribuição bimodal, por exemplo, pode dar informações sobre a ocorrência e intensidade de diferentes eventos termais sofridos pela rocha.

As interpretações finais são feitas com base no estudo geológico da área a ser estudada, combinado à interpretação da história térmica da amostra (feita a partir do estudo das idades associado ao padrão de distribuição dos comprimentos dos traços).

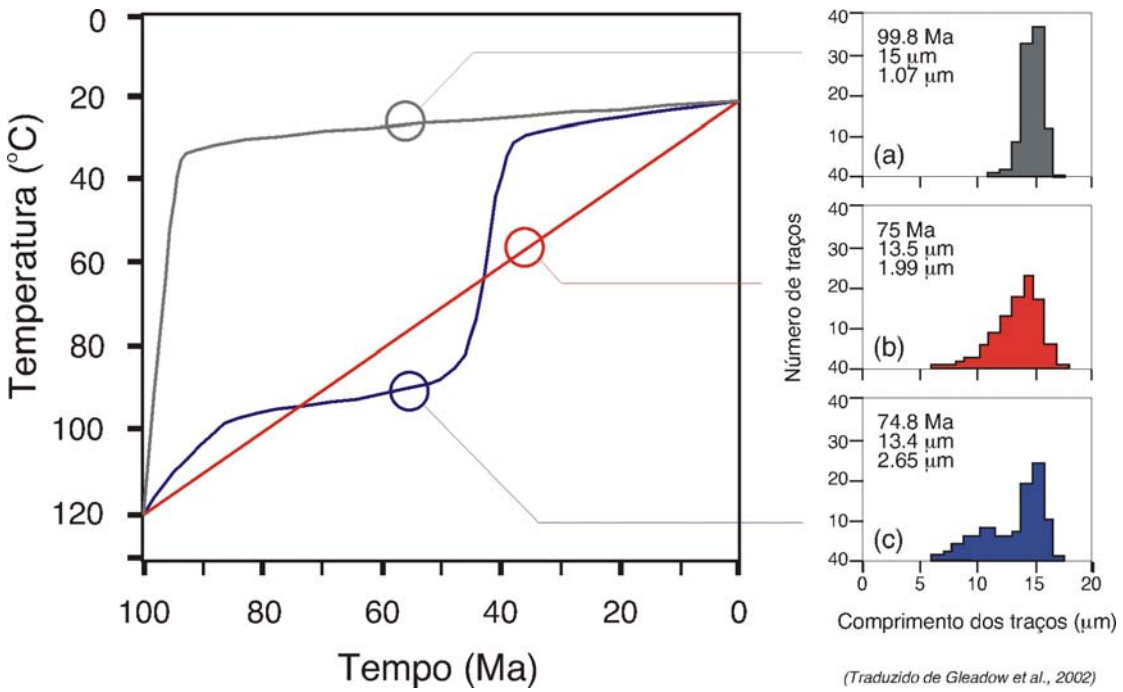

Figura 3: Padrões de distribuição de idades traços de fissão e dos comprimentos dos traços obtidos a partir de três diferentes histórias térmicas hipotéticas ocorridas em um mesmo intervalo de tempo, entre 120º e 20º C. O comprimento de traços é mostrado nos três histogramas à direita, e os três valores em cada histograma representam, de cima para baixo: a previsão da idade por traço de fissão, o comprimento médio dos traços, e o desvio-padrão da distribuição do comprimento. O exemplo *(a)* mostra um resfriamento rápido – a idade é muito próxima da idade do resfriamento; *(b)* representa um resfriamento contínuo - resulta em uma distribuição de traços mais ampla e assimétrica e uma idade de resfriamento mais nova; *(c)* história de resfriamento em dois estágios – resulta na mistura de idades e tem uma distribuição bimodal do comprimento dos traços. Fonte: Gleadow *et al.* (2002).

2.1.1. Efeitos da composição química da apatita

Estudos mostram que apatitas ricas em flúor (F) sofrem *annealing* total de seus traços a temperaturas próximas de 100 a 90 ºC, enquanto as ricas em cloro (Cl) perdem seus traços a temperaturas mais altas, entre 150 a 110 ºC (Burtner *et al.,* 1994 *in* Gleadow *et al.,* 2002). Ou seja, na ZAP, para a mesma história termal, uma Cl-apatita retém mais traços de comprimento curto, porém um valor da média dos comprimentos menor e uma densidade de traços maior que uma F-apatita. Desta forma, quando o cálculo da idade for realizado, a Cl-apatita apresentará uma idade termal aparente mais antiga (Gleadow *et al.,* 2002).

2.2. Termocronologia de baixa temperatura aplicada na Geomorfologia

A aplicação do método TFA é útil para estudos e interpretações de variados temas geológicos, como o tempo e as taxas de ocorrência de eventos tectônicos, evolução de bacias sedimentares, o tempo de geração de hidrocarbonetos, mineralizações, a idade absoluta de depósitos vulcânicos, os efeitos de grandes mudanças climáticas na superfície próxima a gradientes geotérmicos e a evolução da paisagem em longo prazo (Donelick *et al*,. 2005).

Este método é aplicado especialmente para amostras relativamente jovens, que não foram reaquecidas desde o tempo de sua formação (Fleischer & Price, 1965b *in* Faure, 1977). Porém, também fornece informações sobre a história termal de rochas mais antigas, devido à preservação dos traços de fissão do urânio dentro da apatita (Fleischer *et al.*, 1975 *in* Faure, 1977).

A termocronologia por TFA é um dos melhores e mais sensíveis métodos de termocronologia de baixa temperatura disponível para a reconstrução de histórias termais da parte mais superior da crosta continental (entre ~ 3-5 km de profundidade), em escalas de milhões a centenas de milhões de anos, pois permite o registro da idade de resfriamento das rochas entre 120 e 60 ºC, como já visto. Através da obtenção das idades TFA, é possível estimar a espessura do pacote de rochas retirado por processos erosivos da superfície e/ou tectônicos em um dado intervalo de tempo, o que ressalta a importância do método.

As zonas cratônicas estáveis, onde a ocorrência de magmatismo é apenas restrita e não existe muita variação nos gradientes geotérmicos (equilíbrio térmico), favorecem o estudo por TFA, como as regiões de margens passivas.

2.3. Evolução do relevo em margens passivas

A margem do Sudeste do Brasil teve sua formação iniciada há aproximadamente 140 milhões de anos, no Neocretáceo, quando a crosta continental iniciou o processo de

ruptura, separando o antigo supercontinente Gondwana nos continentes sul-americano e africano, dando origem ao atual Oceano Atlântico.

O mecanismo de formação de margens passivas acontece dentro de ambientes distensionais, onde, após a ascensão astenosférica e elevação das geotermas, forças distensivas provocam o estiramento da crosta, seguido de rifteamento e posterior fragmentação.

No estágio pré-rifte, em consequência do estiramento crustal, ocorre subsidência e a formação de bacias sedimentares (Allen & Allen, 1990). No estágio rifte, como resultado da quebra da crosta, os flancos do rifte se elevam, formando complexos de escarpas (Gallagher *et al.,* 1994).

A evolução da topografia em margens passivas continentais ainda não é totalmente compreendida, porém a morfologia observada ao longo delas exibe uma feição característica em diversas margens no planeta, que são os grandes escarpamentos. Uma variedade de modelos é proposta para a sua origem e influência na dinâmica das margens (Gilchrist & Summerfield, 1990, 1994; Gallagher & Brown, 1997; Brown *et al.,* 2000).

Gilchrist & Summerfield (1990) afirmam que nas margens passivas elevadas, como a do Sudeste do Brasil, ocorre um soerguimento pós-rifte, de ajuste isostático (flexura isostática da crosta), em reação à denudação e/ou às reativações tectônicas (Brown *et al.,* 2000; Cobbold *et al.,* 2001). Seus estudos também mostram que a vertente das escarpas voltada para o mar sofre uma denudação muito grande em relação àquela voltada para o continente. Esta alta taxa de denudação implica na ocorrência de um soerguimento da escarpa por isostasia, o que mantém a topografia elevada ao longo do tempo.

A denudação das rochas situadas próximas à linha de costa ocorre principalmente devido ao alívio local causado pelo rifte, porém significantes quantidades de denudação podem ocorrer independentemente do soerguimento da margem (Gallagher *et al.,* 1994).

A dinâmica erosional também é um fator que contribui para a evolução morfológica das margens passivas. As taxas de erosão são controladas principalmente pelo clima, relevo, sistemas de drenagens, litologias das áreas fontes e variação no nível de base. Assim, as erosões podem ocorrer em maior ou menor intensidade, dependendo dos fatores mencionados. O recuo dos sistemas de escarpas em direção ao interior é função da erosão, que alimenta com sedimentos as bacias marginais.

De acordo com Gallagher *et al.* (1994), a morfologia da margem do Sudeste do Brasil, que possui elevações superiores a 2000m de altitude, pode ser explicada pela ocorrência de mecanismos de soerguimento permanentes, como *underplating* magmático e/ou sobrecarga litosférica, que podem produzir mais de 5 km de soerguimento adjacente à margem de rifte. A morfologia da margem do Sudeste do Brasil somente pode ser explicada pela ocorrência de, pelo menos, um mecanismo permanente, ou então estas elevações não estão relacionadas ao rifte.

Ainda, porém, afloramentos assimétricos entre o Brasil e a África sugerem que a preexistência de estruturas e a paleotopografia podem ter tido uma influência significante na distribuição das lavas no derrame continental de lavas basálticas do Paraná, que ocorreu na mesma época da quebra do Gondwana. Isso poderia implicar uma interação entre rifteamento, magmatismo e soerguimento (Gallagher *et al.,* 1994).

3. Área de estudo

3.1. Relevo

Os trabalhos de TFA consultados abrangem uma grande porção do SE do Brasil e também parte da região Sul e o extremo sul da Bahia (figuras 4 e 5).

Em termos regionais, a área com maior concentração de dados pode ser caracterizada basicamente por quatro grandes compartimentos geomorfológicos: as planícies costeiras, os complexos de escarpas (Serra do Mar e Serra da Mantiqueira), a depressão do Rio Paraíba do Sul, e os planaltos interiores. As amostras foram coletadas em altitudes que variam de 0 até mais de 1200 metros (observados na Serra da Mantiqueira e no Planalto Centro-Sul Mineiro).

Para o estudo da relação dos dados TFA e litotipos analisados foi realizada, em particular, uma seção transversal a diversas unidades de relevo da região Sudeste do Brasil, com direção aproximadamente E-W, percorrendo um trecho desde a costa norte estado do Rio de Janeiro (cidade de Campos dos Goytacazes, RJ), na área emersa adjacente à bacia de Campos, até a região de planaltos no interior do continente (São João del Rey, MG), passando por áreas serranas e de vales (figuras 6 e 7).

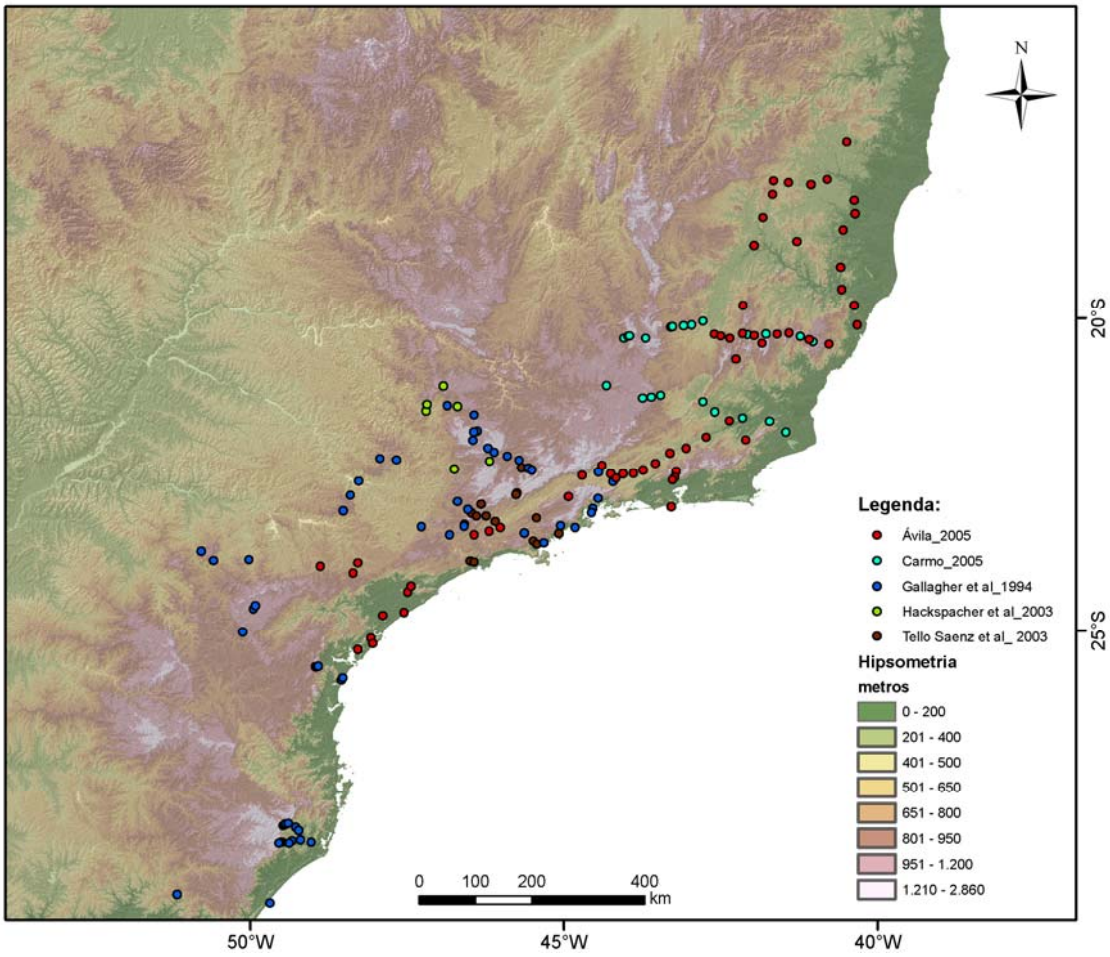

Figura 4: Mapa hipsométrico da região Sudeste do Brasil, com os pontos de amostragem de cada autor na região, indicados por cores.

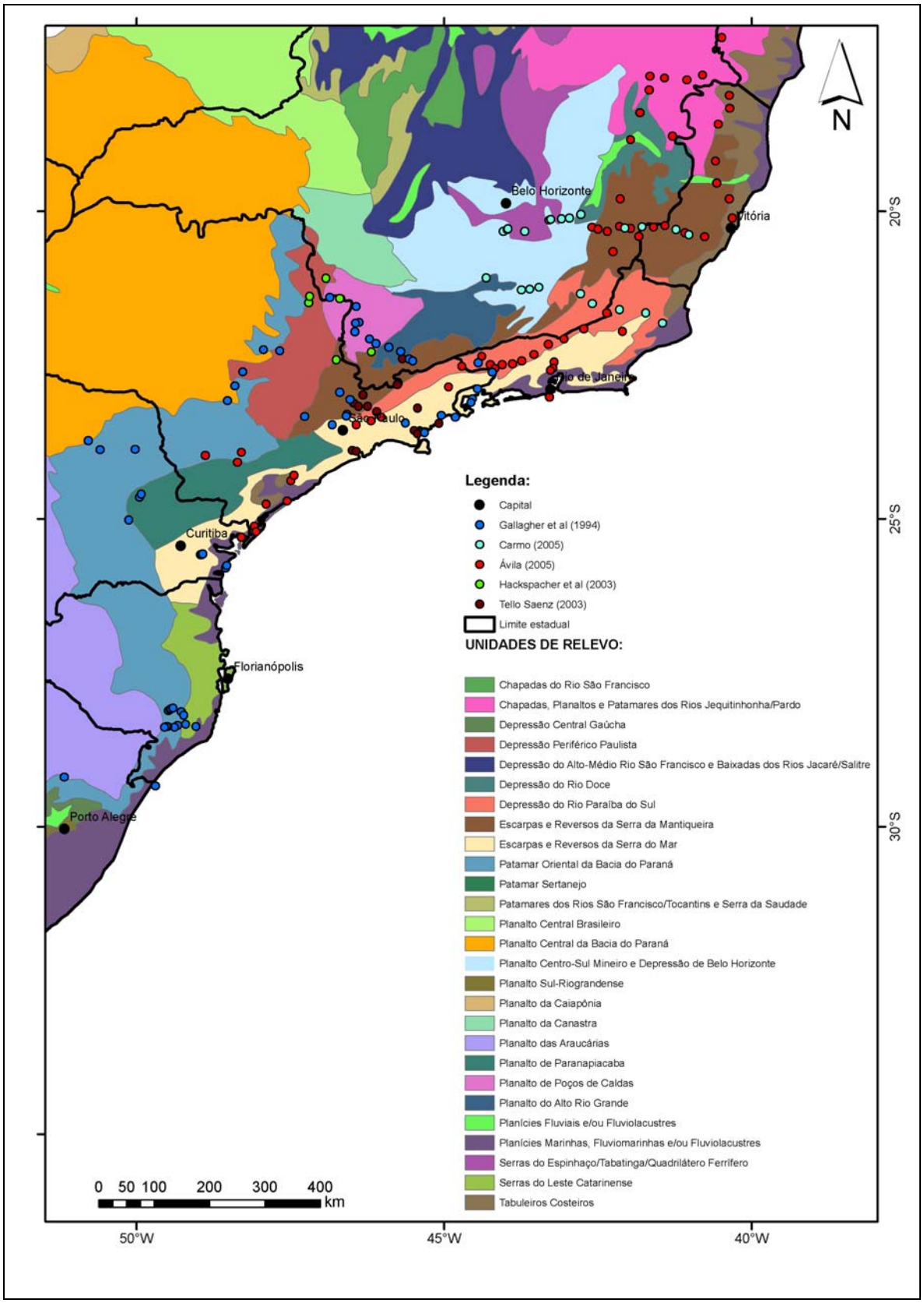

Figura 5: Unidades de relevo da região Sudeste do Brasil, de acordo com IBGE (2006).

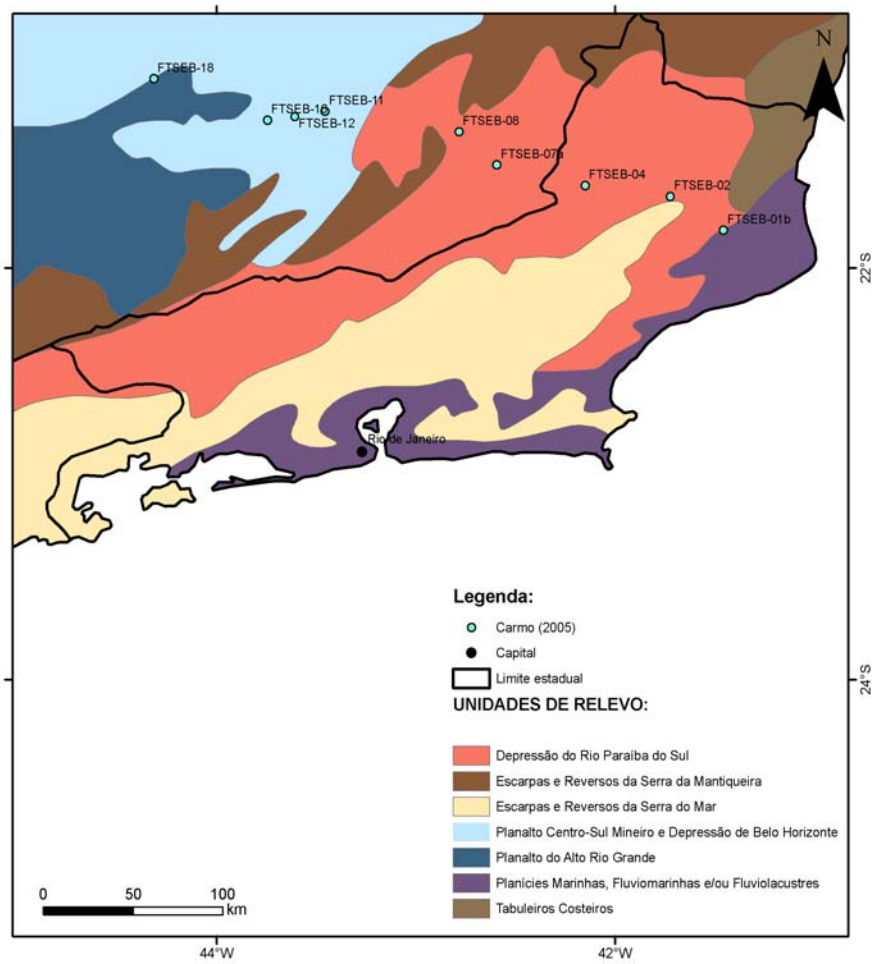

Figura 6: Unidades de relevo de uma parte da região Sudeste do Brasil (fonte: IBGE, 2006), envolvidas neste estudo. Os pontos amostrados para análise TFA foram obtidos por Carmo (2005).

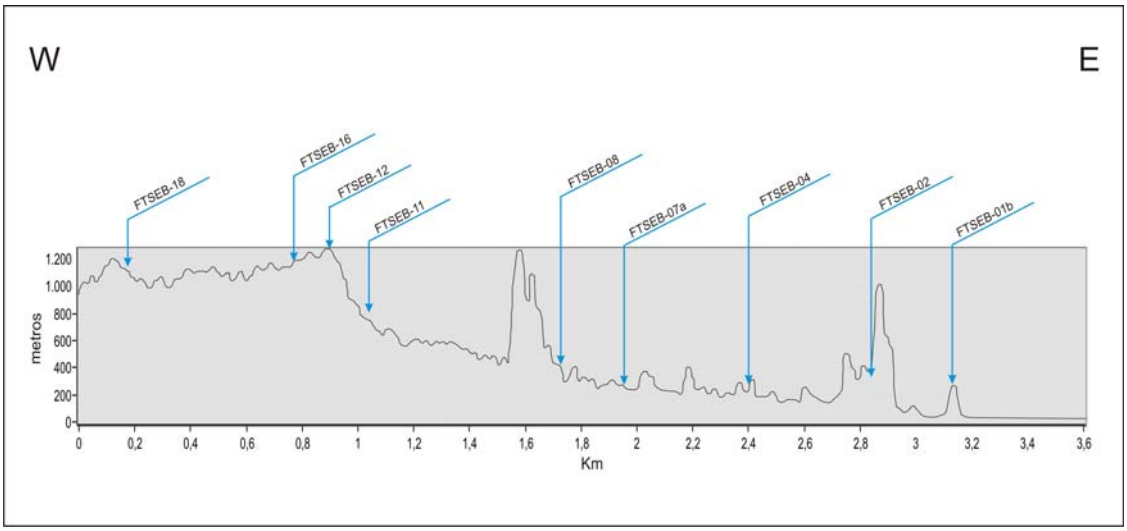

Figura 7: Perfil topográfico indicando onde estão situadas as amostras coletadas por Carmo (2005) no perfil analisado.

3.2. Geologia Regional

A área estudada neste trabalho compreende parte das províncias tectônicas São Francisco, Mantiqueira, Tocantins e Paraná (Figura 8).

A província São Francisco possui as rochas mais antigas do Brasil (juntamente com a província Borborema), datadas do Paleoarqueano, representadas principalmente por terrenos TTG e rochas supracrustais, e do Mesoarqueano, como complexos graníticos-gnáissicos e *greenstone belts* (Bizzi *et al.* 2003). As amostras situadas nesta província estão dentro do Cráton do São Francisco (Figura 9), o qual é coberto, em sua maior parte, por unidades pré-cambrianas e fanerozóicas. No extremo sul do Cráton e a leste, o embasamento está exposto e é constituído por rochas e feições tectônicas mais antigas que 1,8 Ga (Alkmim, 2004). O Cráton do São Francisco é delimitado por faixas móveis brasilianas (Faixa Brasília, a sul e a oeste, Faixa Rio Preto a noroeste, faixas Riacho do Pontal e Sergipana, a norte e Faixa Araçuaí a sudeste) (Alkmim, 2004).

A província Mantiqueira, juntamente com a província Tocantins, engloba diversos orógenos que se originaram em resposta à orogenia Brasiliana no Neoproterozóico. Ela se estende do sul do estado da Bahia até o Uruguai e, de acordo com Heilbron *et al.,* 2004, a subdivisão estratigráfica geral da província é dada da seguinte forma:

a) Embasamento arqueano e/ou paleoprterozóico mais velho que 1,7 Ga;
b) Sequências metassedimentares depositadas em bacias intracontinentais paleoproterozóicas a mesoproterozóicas;
c) Sequências metassedimentares e metavulcanossedimentares neoproterozóicas;
d) Granitóides neoproterozóicos pré-colisionais e contemporâneos a processos de subducção (gerados em arco magmático);
e) Granitóides neoproterozóicos sincolisionais;
f) Coberturas neoproterozóico-cambrianas (bacias tardi-orogênicas e magmatismo pós-colisional).

Segundo Bizzi *et al.* (2003), esta província é subdividida em domínios tectônicos (Figura 10), de acordo com o Sistema de Orógenos a que pertecem: Brasiliano I –

sistema orogênico mais antigo do Neoproterozóico, datado de 880 a 700 Ma; Brasiliano II – sistema orogênico datado de 640 a 610 Ma; Brasiliano III – sistema orogênico mais novo, datado de 590 a 520 Ma. Estas idades correspondem ao clímax do evento de orogênese.

A maior parte das amostras analisadas neste trabalho está situada ao longo desta província, como pode ser observado na Figura 8.

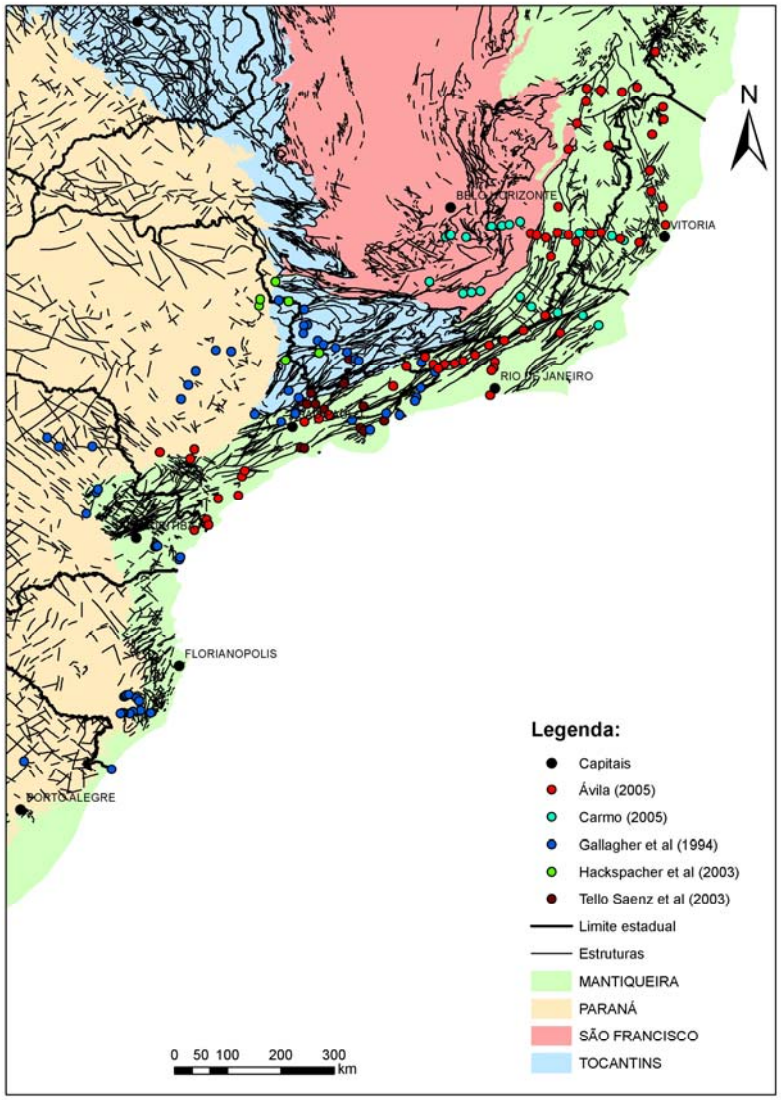

Figura 8: Mapa de parte do Sudeste do Brasil, mostrando as províncias tectônicas Mantiqueira, São Francisco, Paraná e Tocantins, com destaque para o padrão estrutural regional e a localização das amostras analisadas por TFA por Gallagher *et al.* (1994), Tello Sáenz *et al,* (2003), Hackspacher *et al.* (2003), Carmo (2005) e Ávila (2005).

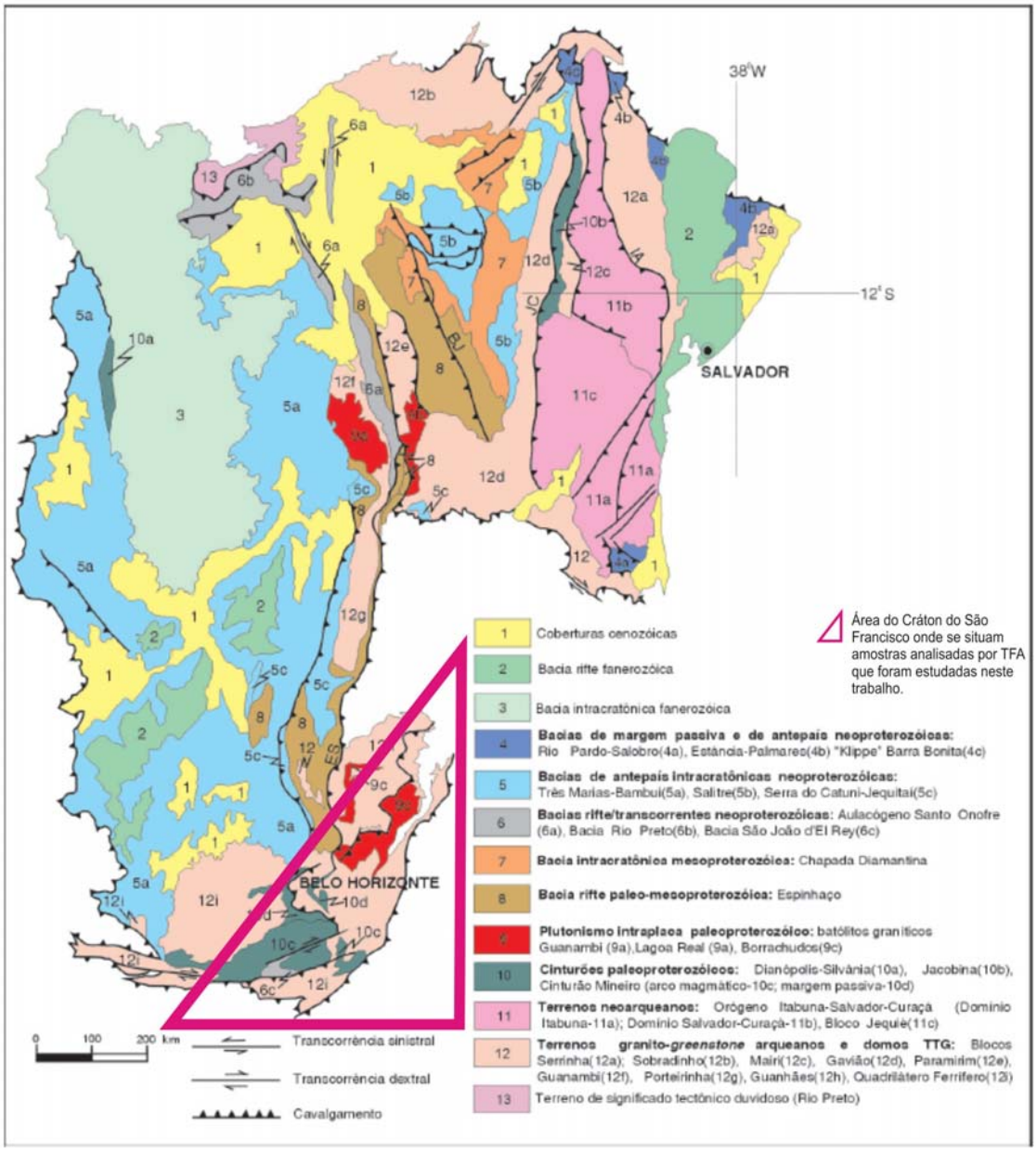

Figura 9: Domínios tectônicos e principais estruturas da província São Francisco. Lineamentos JC – Jacobina-Contendas; BJ – Barrado Mendes – João Correia; ES – Espinhaço; IA – Itiúba-Anuri (Compilado de Bizzi *et al*., 2003).

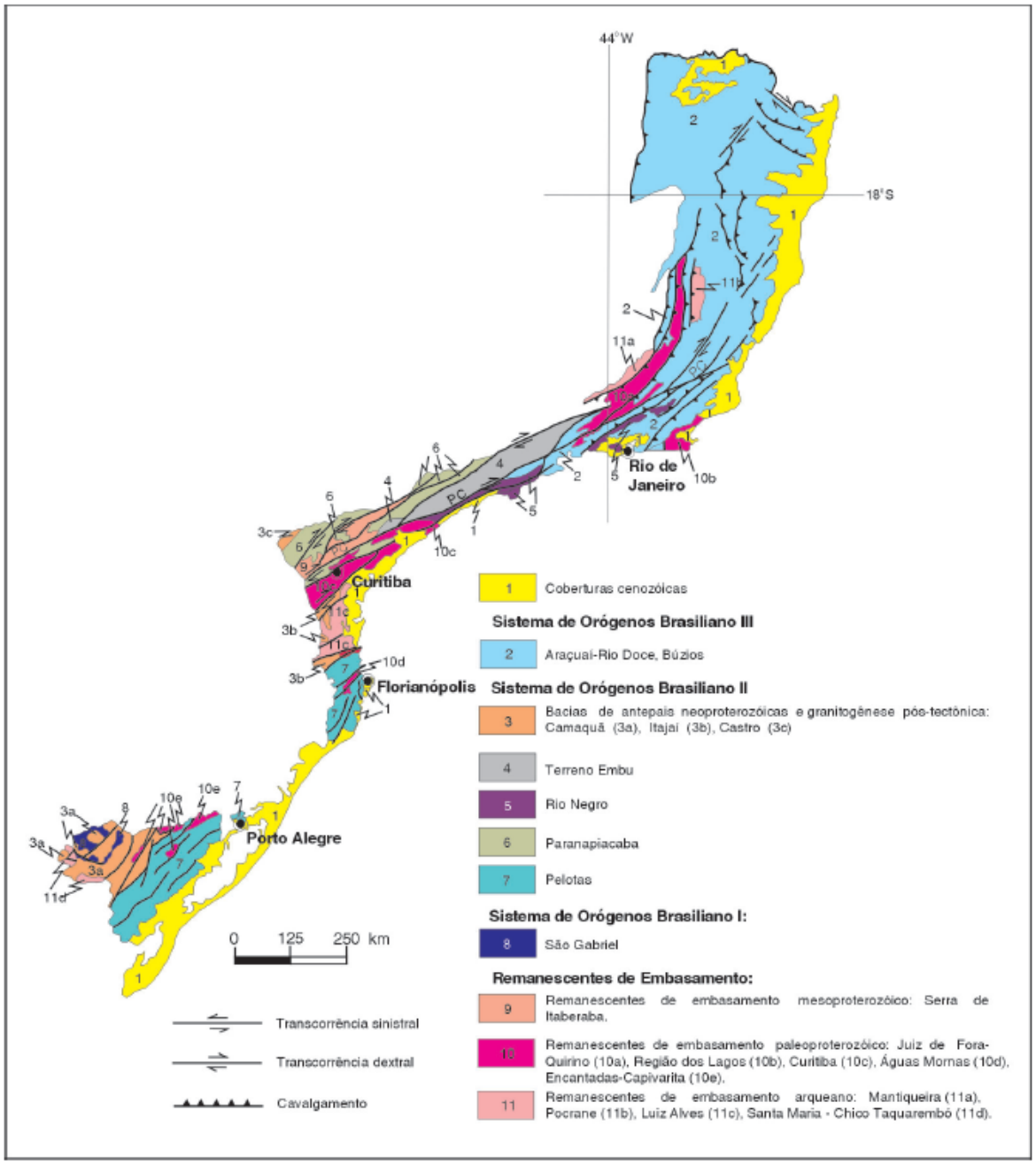

Figura 10: Domínios tectônicos e principais estruturas da Província Mantiqueira (Compilado de Bizzi *et al.*, 2003).

A Província Tocantins (figura 11) está situada na região central do Brasil e, assim como a Província Mantiqueira, constitui um sistema de orógenos brasilianos. Seus terrenos mais antigos são datados do Mesoarqueano (2,88 a 2,84 Ma) e são do tipo granito-*greenstone* e domos TTG, com associações vulcanossedimentares de ocorrência restrita.

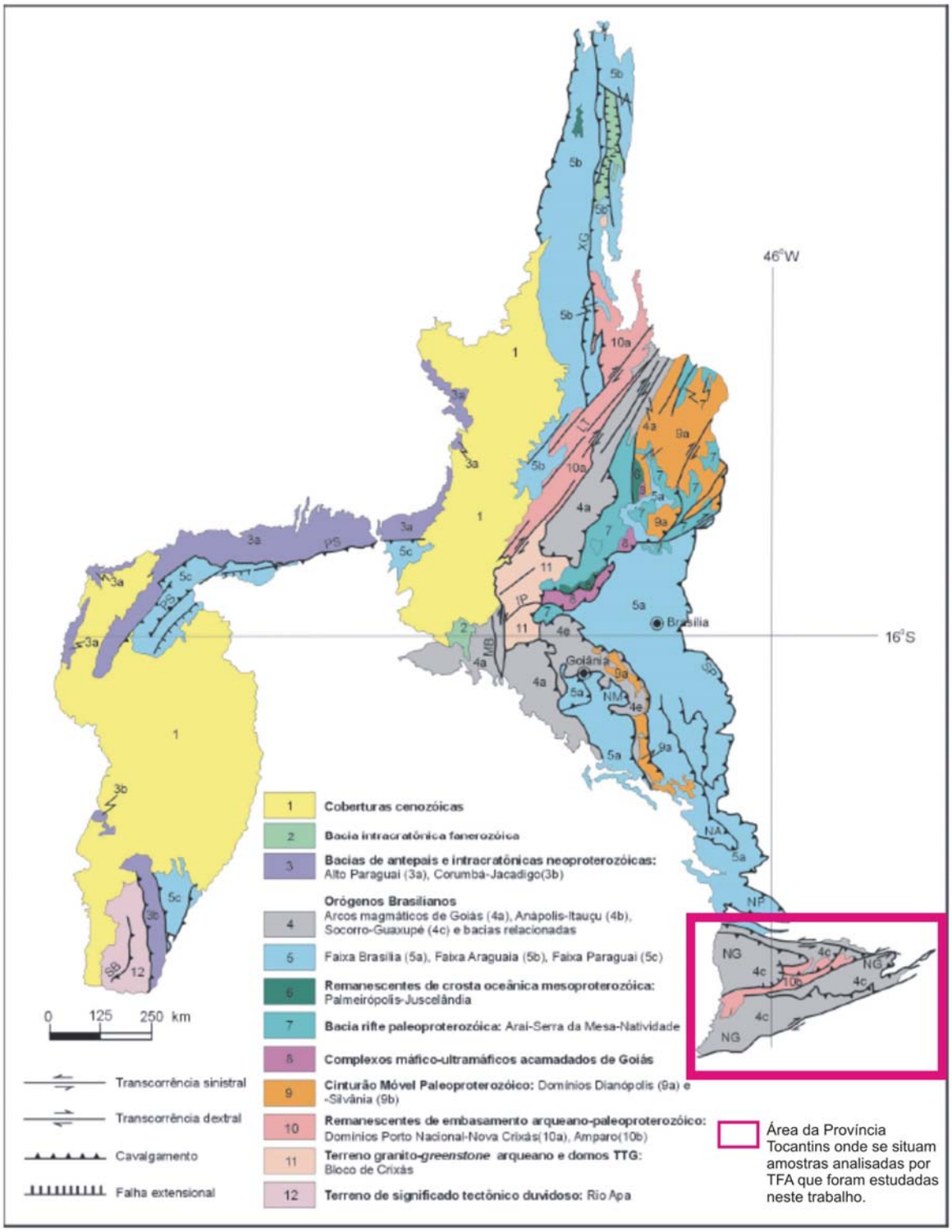

Figura 11: Domínios tectônicos e principais estruturas da Província Tocantins. XG – Sistema Xambioá-Gurupi; LT – Lineamento Transbrasiliano; IP – Inflexão dos Pirineus; MB – Lineamento Morporá-Novo Brasil; NM – *Nappe* Maratá; SP – Sistema Paraná; NA – *Nappe* de Araxá. (Compilado de Bizzi *et al.*, 2003).

Esta província engloba quatro faixas móveis neoproterozóicas (Faixa Brasília, Faixa Araguaia, Faixa Paraguai e Arco Magmático de Goiás), sendo que as amostras de estudo do presente trabalho situam-se sobre uma delas: a Faixa Brasília, que está situada na porção leste da Província Tocantins e a oeste do Cráton do São Francisco, caracterizada por associações de rochas metassedimentares de margem passiva e metavulcanossedimentares (Bizzi *et al.,* 2003), progressivamente deformadas durante a colagem no Brasiliano.

A Província Paraná (Figura 12) é a região que compreende três áreas de sedimentação independentes, separadas por profundas discordâncias (Bizzi *et al.,* 2003): Bacia do Paraná, Bacia Serra Geral (que compreende arenitos eólicos da Formação Botucatu e os derrames de lavas basálticos da Formação Serra Geral) e a bacia Bauru, uma bacia intracratônica com substrato composto pelas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, pelo Grupo Caiuá e pelo Grupo Bauru. A bacia do Paraná constitui uma grande área sedimentar da América do Sul, e engloba uma sucessão sedimentar-magmática de idade Neo-Ordoviciana a Neocretácea. Existem hipóteses divergentes para a origem desta bacia intracratônica, mas sabe-se que existe um relacionamento com a formação da margem e abertura do Oceano Atlântico, no Paleozóico. O flanco leste desta bacia foi soerguido no episódio de rifteamento do Gondwana, que hoje encontra-se profundamente erodido, expondo o embasamento cristalino (Milani, 2004). O limite oeste da bacia é o Arco de Assunção, uma feição originada pela sobregarca litosférica que foi imposta à parte leste do continente Sul-Americano, devido à formação dos Andes, na costa do Pacífico.

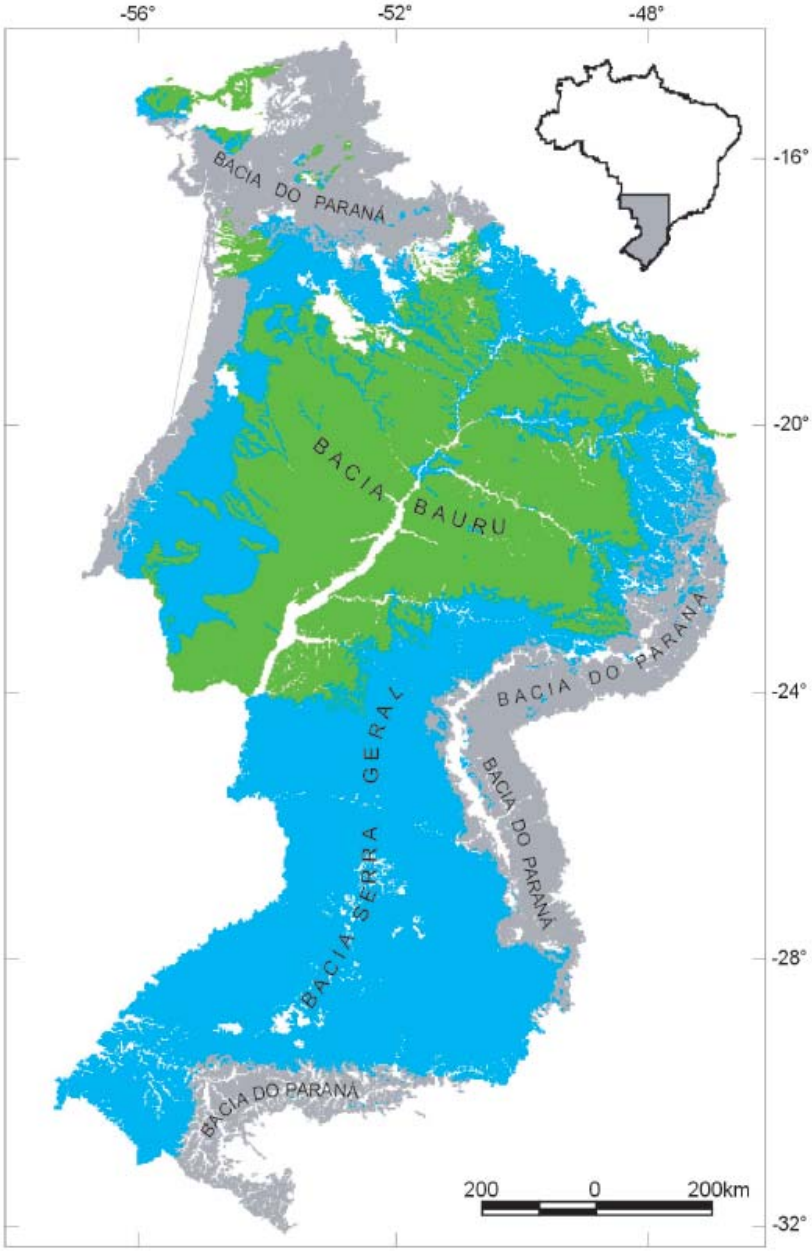

Figura 12: Esboço geológico da Província Paraná (Compilado de Bizzi *et al.*, 2003).

No presente trabalho foi feita uma análise petrográfica de algumas amostras de um pefil de estudo de Carmo (2005), situado dentro da Província Mantiqueira, estruturalmente localizada na Faixa Ribeira (Cordani *et al.* 1973; Almeida *et al.* 1973), que compreende um complexo cinturão de dobramentos e empurrões formado durante a Orogênese Brasiliana, no Neoproterozóico/Cambriano, que hoje encontra-se bastante erodido.

A compartimentação tectônica da Faixa Ribeira (figuras 13 e 14) proposta por Heilbron *et al.* (2003) divide a Faixa Ribeira em quatro terrenos tectono-estratigráficos, identificados por características litoestratigráficas diferentes: Terreno Ocidental, Terreno Oriental, Terreno Paraíba do Sul e o Terreno Cabo Frio. Apenas os três primeiros estão incluídos na área de estudo do presente trabalho.

a. Terreno Ocidental - as rochas deste terreno constituem um embasamento composto principalmente por rochas do tipo *greenstone belt,* granitóides, ortognaisses migmatíticos, metabasitos e ortogranulitos; e também uma cobertura metassedimentar, com ciclos de sedimentação separados por discordâncias regionais (da base para o topo): Grupo São João del Rey, Grupo Carandaí e Grupo Andrelândia.

b. Terreno Oriental - constituído pelos ortognaisses do Arco Magmático Rio Negro (Tupinambá *et al.,* 2000), além de intercalações de unidades metassedimentares (carbonáticas e calcissilicáticas) e granitóides brasilianos; e pelo Domínio Costeiro, composto por coberturas sedimentares cenozóicas.

De acordo com Heilbron *et al.* (2003), os dois terrenos descritos acima são limitados por uma zona de cisalhamento de mergulho baixo para NW – o Limite Tectônico Central (Almeida *et al.,* 1998) – identificado como CTB, na figura 13.

c. Terreno ou *Klippe* Paraíba do Sul - as rochas do embasamento deste terreno são representadas por ortognaisses do Complexo Quirino, que formam a unidade basal da *klippe*. A cobertura metassedimentar é constituída pelas unidades do Complexo Paraíba do Sul: paragnaisses com intercalações de mármore e quartzito.

A seção geológica de parte da área de estudo pode ser observada na figura 14, representada pelo perfil A-B da figura 13.

A Faixa Ribeira está inserida em uma região que possui uma grande quantidade de zonas de cisalhamento dúcteis, orientadas segundo ENE a E-W (Sadowski & Motidome, 1987 *in* Riccomini *et al.,* 2004), que foram ativadas no ciclo Brasiliano.

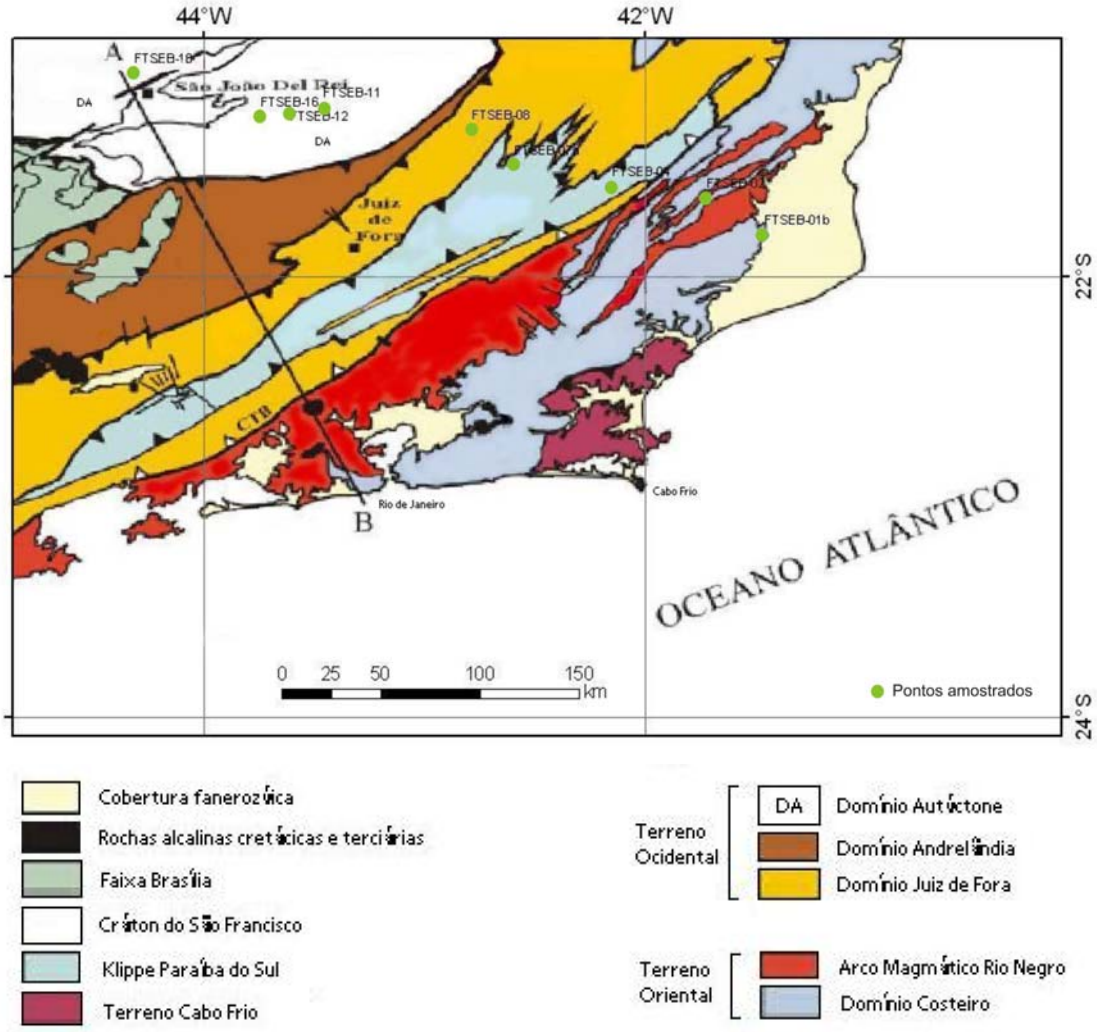

Figura 13: Mapa tectônico de parte da região Sudeste do Brasil (modificado de Heilbron et al., 2003) com a localização das amostras estudadas por Carmo (2005). A-B: perfil representado na figura 14.

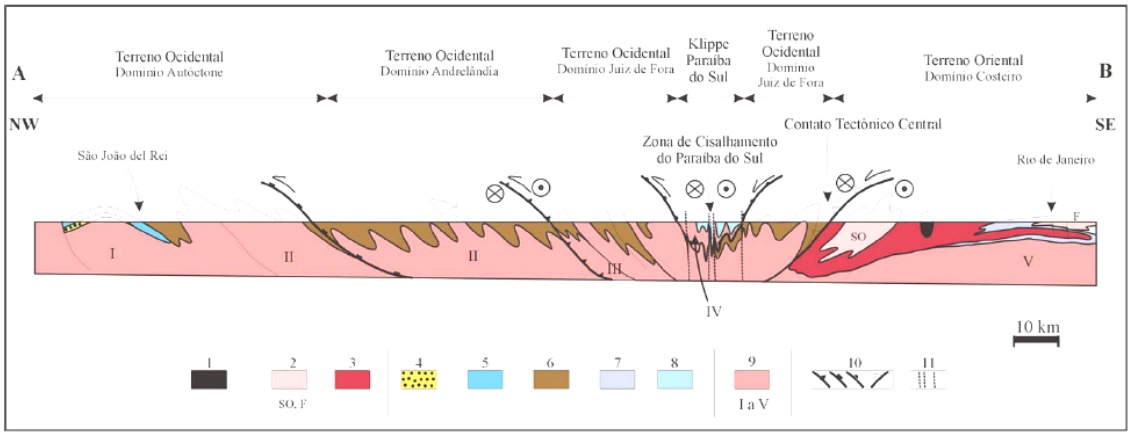

Figura14: Seção geológica da Faixa Ribeira, desde São João del Rey (MG) até o Rio de Janeiro (RJ) (Compilado de Heilbron *et al.*, 2003). Vide localização na figura 13.

3.3. História tectônica mesozóica-cenozóica

O conjunto de serras e depressões observadas no relevo da região Sudeste do Brasil reflete a tectônica mesozóica-cenozóica atuante na região, intimamente conectada à fragmentação do supercontinente Gondwana, a partir do Neojurássico, quando se inicia a fase pré-rifte e a área tectonicamente estável que antes existia começa a sofrer um intenso tectonismo (Figura 15). Neste contexto, de acordo com Bizzi *et al.* (2003), podem ser descritas quatro fases tectônicas evolutivas principais, as quais explicam a formação do conjunto de serras e depressões que são hoje observados na margem do Sudeste do Brasil.

1. Fase *pré-rifte* - iniciada no Triássico-Jurássico e anterior ao rifte do Atlântico Sul, foi uma fase intracratônica, onde, após o soerguimento crustal, foram formadas bacias periféricas intracratônicas (depressões amplas e suaves), com posterior sedimentação continental de águas rasas. Após a formação destas bacias, parece ter ocorrido um segundo pulso de subsidência, o que acarretou na geração de diversas bacias regionais, formando a chamada "depressão afro-brasileira" (Cesero & Ponte, 1997). Esta grande bacia permitiu a deposição de uma significativa espessura de sedimentos continentais.

2. Fase *sinrifte* - no Eocretáceo, onde se inicia a efetiva movimentação divergente das placas litosféricas sul-americana e africana, com a quebra da crosta e ocorrência de grandes falhas normais, abatimento de blocos seguido de vulcanismo (Asmus & Ferrari, 1978) e sedimentação continental flúvio-lacustre. O vulcanismo desta fase é especialmente registrado nas bacias marginais brasileiras, no embasamento basáltico Neojurássico-Eocretáceo das bacias de Campos e Santos, nos altos que as separam e no continente emerso adjacente (Mizusaki & Thomaz Filho, 2004).

3. Fase *transicional* (proto-oceano) - no Aptiano, sendo uma transição entre a fase *sinrifte* e a fase *pós-rifte* caracterizada por quiescência tectônica. Nesta fase, cessam as movimentações das grandes falhas que afetaram o embasamento, devido ao término do estiramento crustal e rifteamento. Além disso, a ocorrência das primeiras incursões marinhas (Neoaptiano) deu início a uma sedimentação evaporítica sobre sedimentos siliciclásticos depositados no Eoaptiano.

4. Fase *pós-rifte* (ou fase de deriva continental) - foi iniciada no Neoretáceo e é marcada pela ocorrência de falhas normais, sedimentação marinha de plataforma rasa e costeira (com deposição de carbonatos em um período transgressivo), e marinha franca (com deposição de sedimentos siliciclásticos em um período regressivo). Visto que as margens estavam cada vez mais distantes da região de espalhamento, houve um resfriamento e contração da litosfera, causando uma subsidência termal na direção da grande bacia formada, o que culminou com a formação de mar aberto. Esta fase também é marcada por um extenso magmatismo alcalino, de idade variando do Neocretáceo ao Eoceno, que seguiu o caminho preferencial das zonas de fraqueza do embasamento, reativadas com o tectonismo formador do rifte, afetando principalmente a porção meridional da Plataforma Brasileira (Mizusaki & Thomaz Filho, 2004).

No Paleógeno, ocorreu a formação do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini *et al.* 2004), em uma faixa com aproximadamente 1000 km de extensão, que vai desde o estado do Paraná até o Rio de Janeiro, compreendendo uma sequência de bacias tafrogênicas cenozóicas, formadas por reativações tectônicas de direções do embasamento cristalino. Os ajustes isostáticos desta última fase estão entre os processos responsáveis pela configuração atual do relevo, juntamente com processos tectônicos, climáticos e erosivos (Gilchrist & Summerfield, 1990; Gallagher *et al.*, 1994).

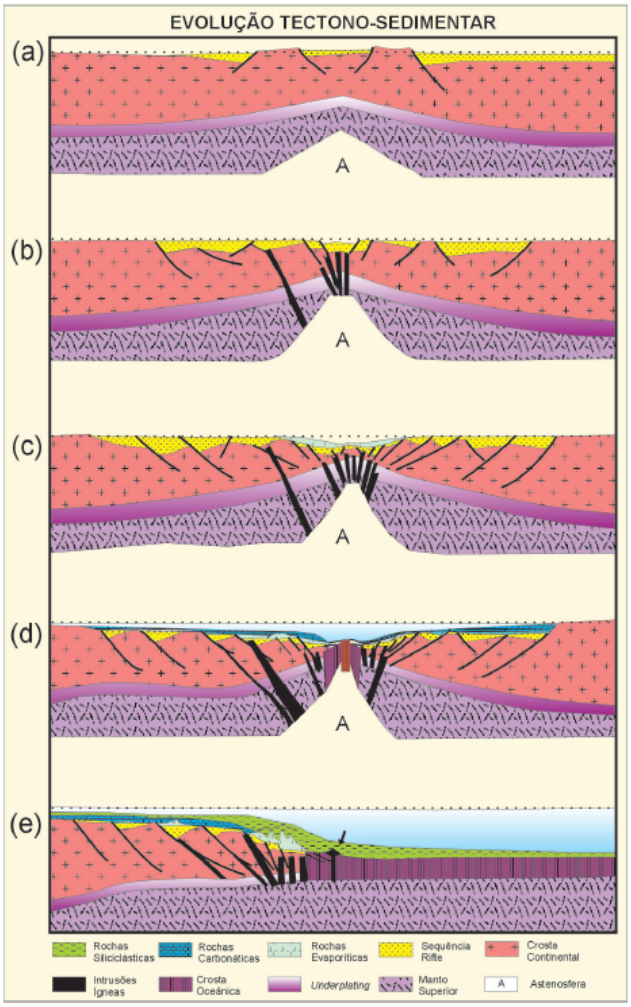

Figura 15: Modelo geodinâmico esquemático da margem continental divergente (Compilado de Bizzi et al., 2003). A etapa *a* corresponde à fase pré-rifte; a etapa *b* corresponde à fase sinrifte; a etapa *c* corresponde à fase transicional; as etapas *d* e *e* correspondem à fase pós-rifte.

3.3.1. Evolução do Rifte Continental do Sudeste do Brasil

O Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RSCB) foi um termo proposto por Riccomini (1989) para caracterizar uma feição tectônica, de idade cenozóica, desenvolvida entre Curitiba (PR) e Barra de São João (RJ). É caracterizado como uma faixa estreita e deprimida, alongada na direção ENE, que segue a atual linha de costa, distando dela ~ 70 km (com exceção das terminações nordeste e sudoeste, onde chega até o Oceano Atlântico).

Foi originado sobre as rochas pré-cambrianas da Faixa Ribeira e diversas suítes de rochas granitóides intrusivas neoproterozóicas, e é composto hoje por bacias

interiores cenozóicas, as quais tiveram seus mecanismos formadores e evolução relacionados à abertura do Oceano Atlântico (Almeida, 1976; Zalán, 1986).

De acordo com Almeida (1976), uma das hipóteses para a origem deste rifte seria a ocorrência de um evento termal no Mesozóico, seguido de rifteamento no Paleógeno, este caracterizado por esforços tectônicos distensivos com desenvolvimento de falhas normais. Já para Zalán (1976), a origem do rifte estaria relacionada a esforços transtensionais, caracterizando um modelo de bacia *pull-apart.*

O modelo de evolução da margem continental do SE do Brasil proposto por Asmus & Ferrari (1978) sugere a ocorrência de uma intumescência termal na região durante o estágio pré-rifte que deu origem ao Atlântico Sul. O afinamento da crosta relacionado à distensão e a concomitante acumulação de sedimentos na bacia gerada causou um desequilíbrio isostático entre as áreas distais e proximais, o que resultou em falhamentos normais, principalmente ao longo das estruturas brasilianas (reativação das direções de foliações e de falhas), no Cenozóico. O relevo então ficou configurado como cristas e depressões intermediárias, conforme pode ser observado na figura 16.

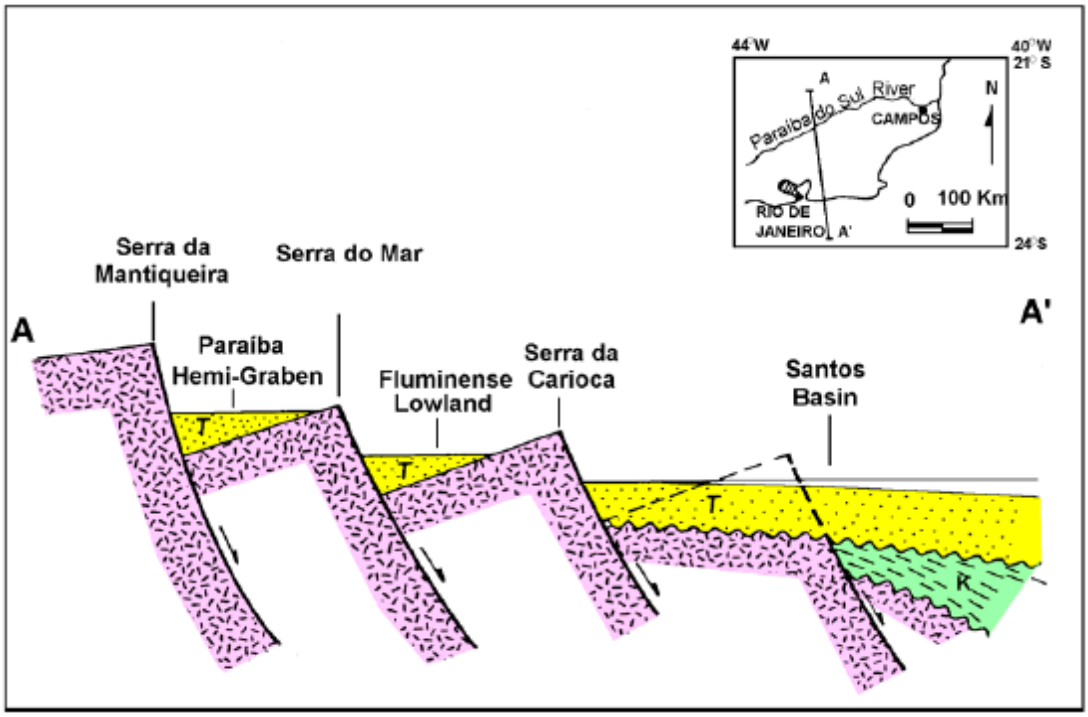

Figura 16: Perfil geológico, sem escala, transversal à área afetada pelo tectonismo cenozóico na margem sudeste do Brasil, resultando no caráter escalonado dos falhamentos e o basculamento dos blocos topográficos. Formaram-se, em consequência, áreas elevadas, já modeladas hoje pela erosão (serras do Mar e da Mantiqueira, e o Maciço Carioca) e, entre estas, depressões em forma de semi-grábens (gráben do Paraíba; Baixada Fluminense) que acumularam depósitos sedimentares continentais. K indica os sedimentos cretáceos da bacia de Santos e T, os sedimentos cenozóicos (Asmus & Ferrari, 1978 *in* Ramos, 2003).

De acordo com o modelo proposto por Riccomini (1989), o RSCB sofreu uma sequência de eventos tectônicos, exemplificados na figura 17.

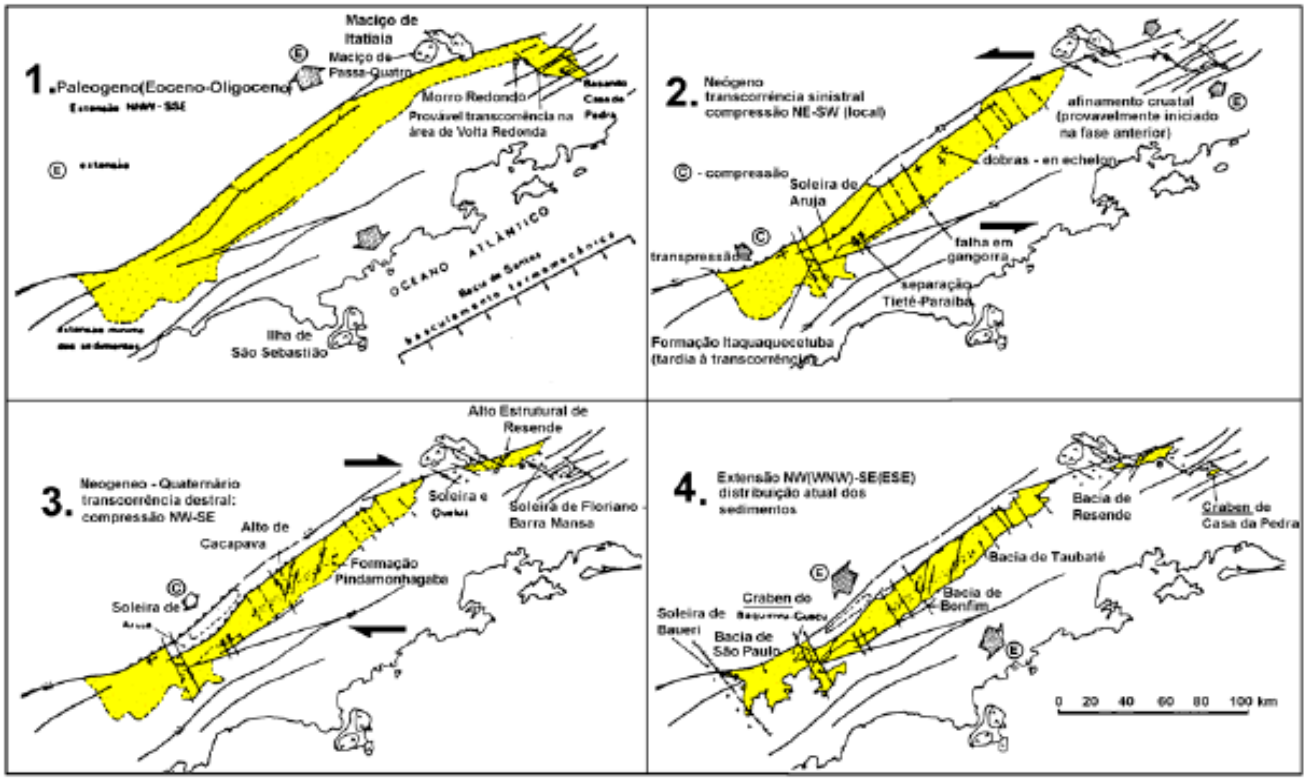

Figura 17: Esboço tectônico da evolução do Rifte Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989).

Segundo o autor, o basculamento termomecânico da bacia de Santos teria desencadeado um campo de esforços distensionais NNW-SSE, formando uma depressão tectônica no Paleógeno e reativando antigas zonas de cisalhamento pré-cambrianas, que geraram hemi-grábens, os quais receberam grande volumes de sedimentos. No final do Paleógeno ocorreu outra fase tectônica, caracterizada por uma movimentação transcorrente sinistral de direção E-W. Já no Pleistoceno, após um período de relativa quiescência tectônica, ocorre outro tectonismo, desta vez caracterizado por transcorrência dextral, com compressão NW-SE associada, que foi responsável pela configuração das bacias sedimentares que atualmente fazem parte do RSCB (sendo as principais as bacias de Volta Redonda, Resende, Taubaté e São Paulo, no segmento central do RSCB). No Holoceno ocorre a quarta e última fase tectônica, caracterizada por falhamentos normais de orientação NE-SW.

4. Metodologia

4.1 Análise dos dados TFA da literatura para o SE do Brasil

Foi feito um levantamento de dados TFA para o Sudeste do Brasil, que está compilado no Anexo I, apresentando dados como tipos de idades TFA, altitude e comprimento médio de traços, entre outros.

Após a compilação destes dados, cinco trabalhos completos (Gallagher *et al.,* 1994; Tello Sáenz *et al.,* 2003; Hackspacher *et al.,* 2003; Carmo, 2005; Ávila, 2005) foram selecionados para efeitos de comparação, considerando aqueles que forneceram informações relevantes dos dados TFA, e abrangentes regionalmente. Com estes dados, foram realizadas interpolações de idades TFA e comprimento médio dos traços.

Os mapas de interpolação foram criados através do método *IDW* (*Inverse Distance Weighted*) no *software Arcgis9.3*. As interpolações foram feitas para as idades centrais (obtidas nos trabalhos de Gallagher *et al.,* 1994; Ávila, 2005; Carmo, 2005) e para as idades corrigidas (obtidas nos trabalhos de Tello Sáenz *et al.,* 2003; Hackspacher *et al.,* 2003).

Além disso, foram gerados gráficos de comparação entre a distribuição das idades centrais e corrigidas, comprimento médio dos traços e altitude, em dois grupos diferentes: amostras coletadas na região da costa e amostras coletadas no interior do continente, a fim de comparações.

4.2 Dados composicionais e petrográficos

4.2.1 Caracterização composicional

A caracterização composicional das apatitas, para estudo de TFA, consiste em determinar, basicamente, o teor de cloro dos grãos de apatitas, pois o conteúdo de Cl é um dos parâmetros cinéticos considerados no processo de *annealing* (encurtamento ou apagamento) dos traços de fissão em apatitas.

Estas análises foram realizadas por Kohn *et al*. (inédito) para todas as amostras estudadas por Carmo (2005). O teor de Cl foi determinado em análises por microssonda eletrônica (JEOL; conduzidas pelo Dr. Barry Kohn, University of Melbourne). Foram analisados de 11 a 14 grãos por amostra e a medida do teor de Cl foi feita pontualmente nos mesmos grãos utilizados para a contagem ou medição do comprimento dos traços de fissão.

4.2.2 Caracterização petrográfica

A análise petrográfica realizada neste trabalho foi feita em quatro amostras provenientes de um dos perfis transversais à costa apresentados por Carmo (2005) - amostras FTSEB-1b, FTSEB-2, FTSEB-4, FTSEB-7a (Figura 6), cujas lâminas petrográficas estavam disponíveis.

O intuito desta análise é caracterizar em mais detalhe (além da descrição de campo realizada por Carmo, 2005) os tipos litológicos analisados por TFA e o modo de ocorrência de apatitas nestes tipos, de modo a fornecer informações complementares para o entendimento de distribuição espacial das idades TFA.

A descrição petrográfica contemplou uma descrição geral do tipo litológico analisado por TFA e a caracterização da ocorrência dos cristais de apatitas (intragranular; intergranular; presença de fases minerais ricas em U, como inclusões nas apatitas ou como grãos vizinhos adjacentes). Após a determinação dos principais tipos litológicos, foi feita uma associação com os dados composicionais das apatitas. A identificação do modo de ocorrência das apatitas pode fornecer informações relevantes para estudos de TFA (ex. identificação de apatitas com inclusões ricas em U), importantes em estudos termocronológicos pelos métodos (U-Th)/He e $^{4}He/^{3}He$. Este método tem sido frequentemente utilizado na literatura como complementar aos estudos TFA, e a identificação das feições petrográficas aqui contempladas pode ajudar na pré-seleção de amostras a serem utilizadas por (U-Th)/He.

Todas as principais feições observadas foram documentadas através da obtenção de fotografias digitais com foco nos minerais de apatitas e suas relações com os outros minerais presentes na rocha. As fotografias foram obtidas através de microscópio óptico (Zeiss – AxioCam MRC) com LCD acoplada (KL 1500 LCD), conectado a um microcomputador equipado com um programa para aquisição de imagens digitais das

lâminas petrográficas, e com o auxílio de aparelho contador para a determinação da relação quartzo/feldspato necessária à classificação das rochas granitóides.

5. Resultados

5.1 Relação entre as análises composicional e petrográfica

Para o estudo da história térmica de uma região com análises TFA, é necessário que seja levado em conta os teores de cloro e flúor dentro das apatitas, pois, dependendo do elemento que estiver em maior quantidade, a modelagem da evolução térmica da amostra pode ser modificada, o que influenciará também nas estimativas das quantidades de material que já foi removido da área fonte e nas taxas de erosão.

Apesar de existir um número significativo de dados de traços de fissão para a região SE do Brasil, a caracterização composicional das apatitas analisadas é praticamente inexistente. Kohn *et al*. (inédito) determinaram o teor de cloro para todas as amostras analisadas por Carmo (2005). Como se trata de um trabalho inédito, os autores forneceram para o presente estudo os valores médios do conteúdo de cloro para cada amostra, apresentados na Figura 18. Estes autores também forneceram o material para investigação petrográfica. Quatro amostras foram analisadas petrograficamente (FTSEB-1b, FTSEB-2, FTSEB-4 e FTSEB-7A), e os resultados são discutidos a seguir.

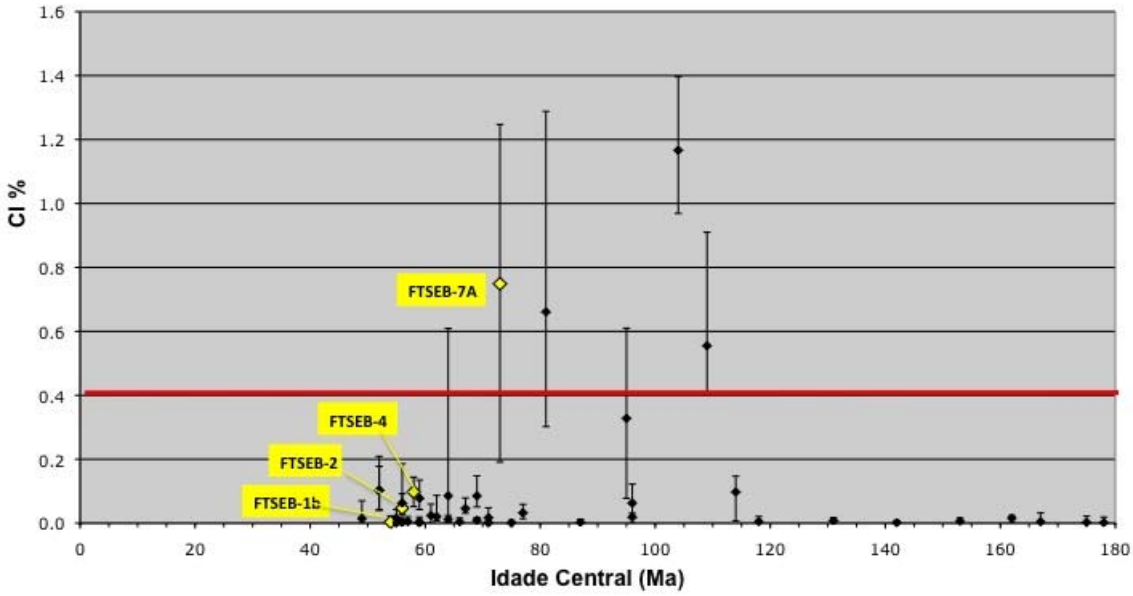

Figura 18: Teor médio de cloro nos grãos de apatitas estudadas por Carmo (2005) e Kohn *et al.* (inédito). As quatro amostras utilizadas para a descrição petrográfica neste trabalho estão assinaladas em amarelo.

As amostras analisadas apresentam, em geral, uma composição granito-gnáissica (Tabela 1). Das quatro amostras analisadas, a amostra FTSEB-7a apresenta uma maior quantidade de hornblenda e biotita e é, também, a amostra que possui um teor de Cl > 0.4% (apatitas com teores de Cl superiores a 0.4% são consideradas como Cl-apatita). Apesar do pequeno número de amostras analisado, parece haver uma relação entre a ocorrência de Cl-apatitas e rochas com filiação máfica.

Os grãos de apatitas recuperados para as análises de traços de fissão ocorrem de forma intergranular e intragranular (Figuras 19/20 e Tabela 2). Nas quatro amostras, foi observada uma abundância deste tipo de ocorrência, assim como apatitas inclusas em biotita, plagioclásio, álcali-feldspato, quartzo e hornblenda. Em relação aos contatos dos grãos de apatitas e outros minerais, foram observados contatos com zircão (lâmina FTSEB-1b), mineral rico em urânio; a presença de inclusões é rara. Portanto, sob este aspecto, estas amostras podem ser consideradas para análises termocronológicas complementares pelos métodos (U-Th)/He e $^{4}He/^{3}He$.

Tabela 1: Análise petrográfica sucinta das amostras estudadas.

Amostra	Mineralogia primária	Classificação petrográfica	Forma de ocorrência geral das apatitas
FTSEB-1b	Quartzo, álcali-feldspato, plagioclásio, biotita	Sienogranito	intragranulares inclusas em biotita, plagioclásio e álcali-felspato; intergranulares em contato com qualquer mineral primário e zircão. O hábito pode ser acicular ou prismático. Os tamanhos variam desde ~0,01 a ~0,1mm.
FTSEB-02	Quartzo, plagioclásio, biotita, muscovita	Ortognaisse de alto grau metamórfico	intragranulares inclusas em biotita e quartzo; intergranulares em contato com quartzo, plagioclásio, biotita. O hábito pode ser acicular ou prismático. Os tamanhos variam desde ~0,01 a ~0,1mm.
FTSEB-04	Quartzo, plagioclásio, hornblenda	Ortognaisse de alto grau metamórfico	intergranulares em contato com quartzo, plagioclásio e hornblenda. Hábito acicular predominante. Os tamanhos variam desde ~0,05 a ~0,1mm.
FTSEB-7a	Quartzo, álcali-feldspato, plagioclásio, biotita, hornblenda	Granodiorito	intragranulares inclusas em biotita e hornblenda; intergranulares em contato com hornblenda, biotita e plagioclásio. O hábito pode ser acicular ou prismático. Os tamanhos variam desde ~0,01 a ~0,2 mm.

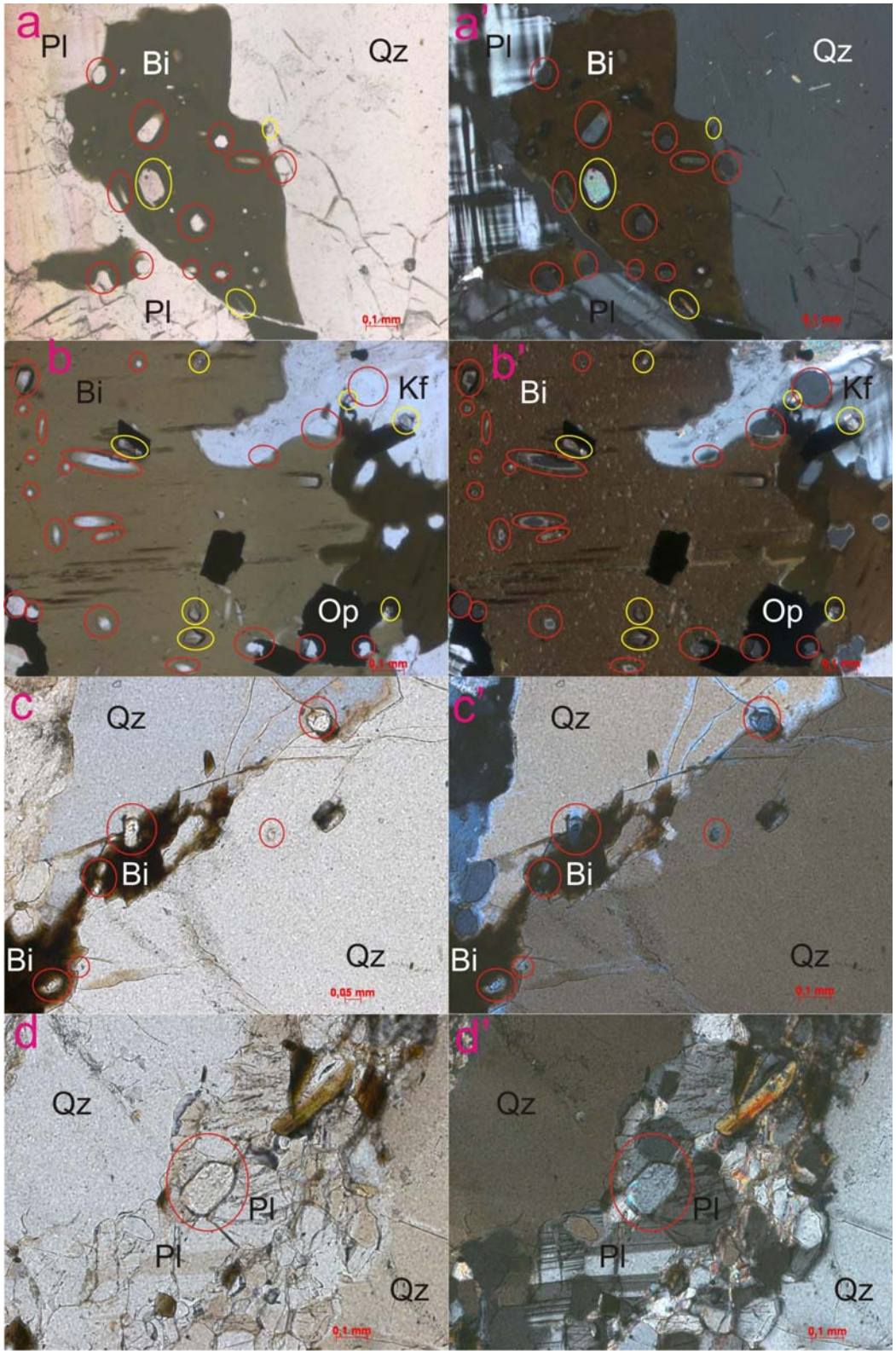

Figura 19: Caracterização petrográfica das amostras FTSEB-1b e FTSEB-02. Círculos vermelhos representam os cristais de apatita e círculos amarelos representam cristais de zircão. Bi – biotita / Hb – hornblenda / Op – opaco / Pl – plagioclásio / Qz – quartzo. Fotografias a, b, c, d – nicóis paralelos; fotografias a', b', c', d' – nicóis cruzados.

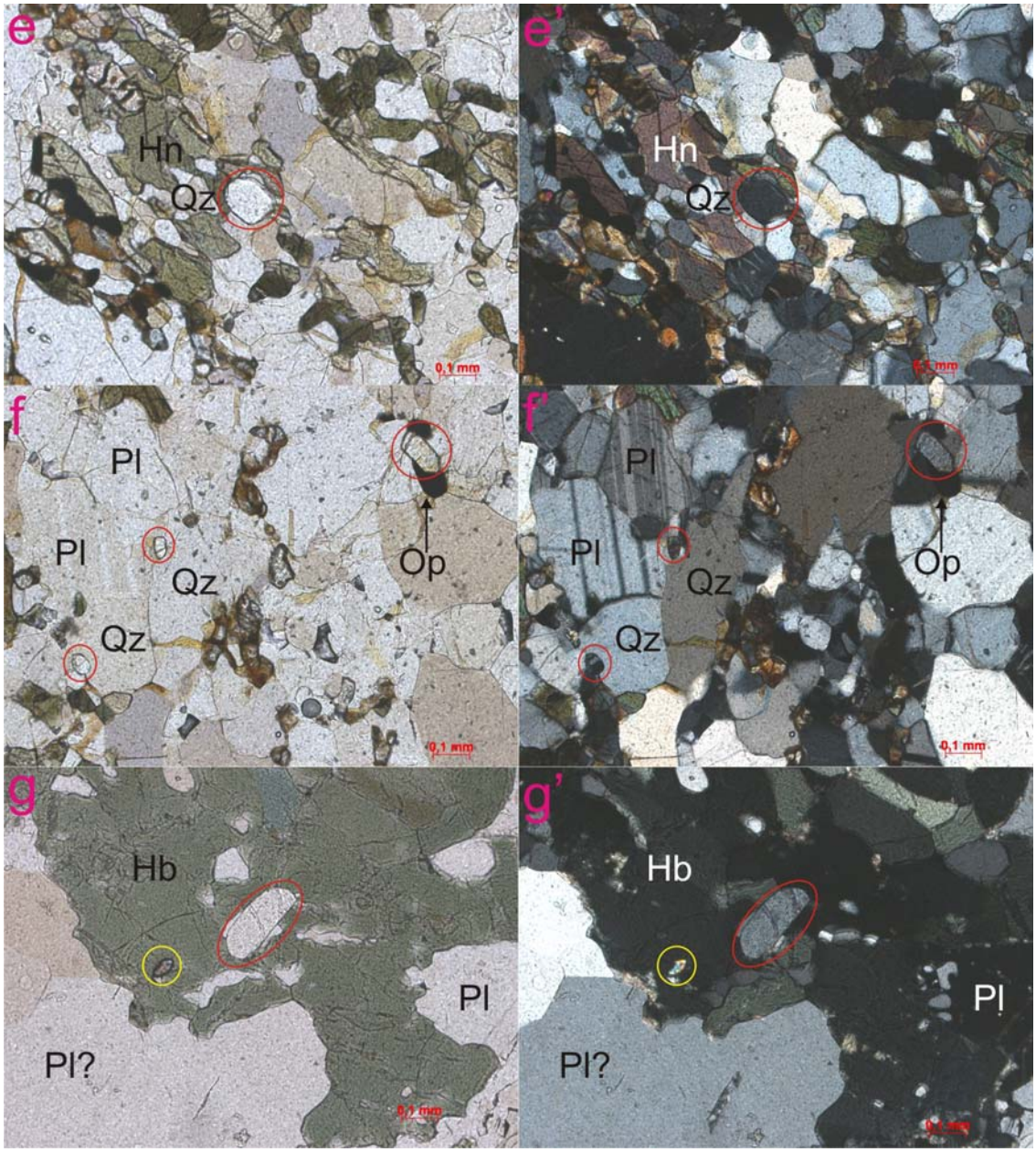

Figura 20: Caracterização petrográfica das amostras FTSEB-04 e FTSEB-7a. Círculos vermelhos representam os cristais de apatita e círculos amarelos representam cristais de zircão. Bi – biotita / Hb – hornblenda / Op – opaco / Pl – plagioclásio / Qz – quartzo. Fotografias e, f, g – nicóis paralelos; fotografias e', f', g' – nicóis cruzados.

Tabela 2: Forma de ocorrência das apatitas para as amostras analisadas.

Amostra	Fotografia	Ocorrência das apatitas
FTSEB-1b	a	Cristais aciculares e prismáticos intragranulares em grãos de biotitas, euédricos em sua maioria; e cristais intergranulares aciculares e euédricos em contato com biotita/álcali-feldspato e biotita/quartzo.
	b	Cristais aciculares e prismáticos inclusos em biotita; cristais intergranulares aciculares em contato com biotita/opaco, biotita/álcali-felspato, álcali-feldspato/zircão (canto superior direito da foto).
FTSEB-02	c	Cristais intragranulares aciculares em biotita e quartzo; cristais intergranulares, sendo dois aciculares em contato com quartzo/biotita ou apenas quartzo e um cristal euédrico, primático, em contato com quartzo/biotita.
	d	Cristal intergranular, euédrico, com os vértices arredondados, em contato com grãos de plagioclásio.
FTSEB-04	e	Cristal intergranular, com faces levemente definidas e arestas arredondadas, em contato com hornblenda e quartzo.
	f	Cristais intergranulares aciculares, em contato com quartzo/plagioclásio, apresentando geminação. O cristal no canto superior direito é o mesmo observado na fotografia anterior.
FTSEB-7a	g	Cristal de apatita, prismático e arredondado, incluso em hornblenda.

5.2 Dados termocronológicos do Sudeste do Brasil

Será apresentada neste item uma revisão bibliográfica dos principais trabalhos realizados até o momento na região Sudeste do Brasil utilizando o método de traços de fissão em apatitas em uma escala regional (Gallagher *et al.,* 1994; Tello Sáenz *et al.,* 2003; Hackspacher *et al.,* 2003; Carmo, 2005; Ávila, 2005 – Anexo I).

A quantidade de análises realizadas por cada trabalho é variável (~7 a ~70 – Figura 21A), porém, a seleção destes trabalhos contemplou, além de sua abrangência regional, a disponibilidade de informações que permitisse que os dados fossem integrados e/ou comparados. Dos cinco trabalhos analisados, dois deles (Gallagher *et al*., 1994 e Carmo, 2005) utilizaram a mesma metodologia para obtenção dos dados TFA, sendo que três deles (Gallagher *et al*., 1994, Carmo, 2005 e Ávila, 2005) apresentam idades centrais para as amostras analisadas, enquanto que Hackspacher *et al.* (2003), Tello Saenz *et al.* (2003) e ainda Ávila (2005) apresentam idades corrigidas.

Para efeitos comparativos, foram utilizadas 149 idades centrais e 79 idades corrigidas (Figura 21B). Pelo fato de estes dois grupos de autores utilizarem metodologias distintas para obtenção e apresentação das idades TFA, foram gerados gráficos e mapas separados, para cada um destes grupos. É importante ressaltar que, em todos os gráficos apresentados neste trabalho, os dados de Ávila (2005) são utilizados tanto para os que se referem à idade central quanto para os que se referem à idade

corrigida, pois a autora calculou estes dois tipos de idades para as amostras do seu estudo.

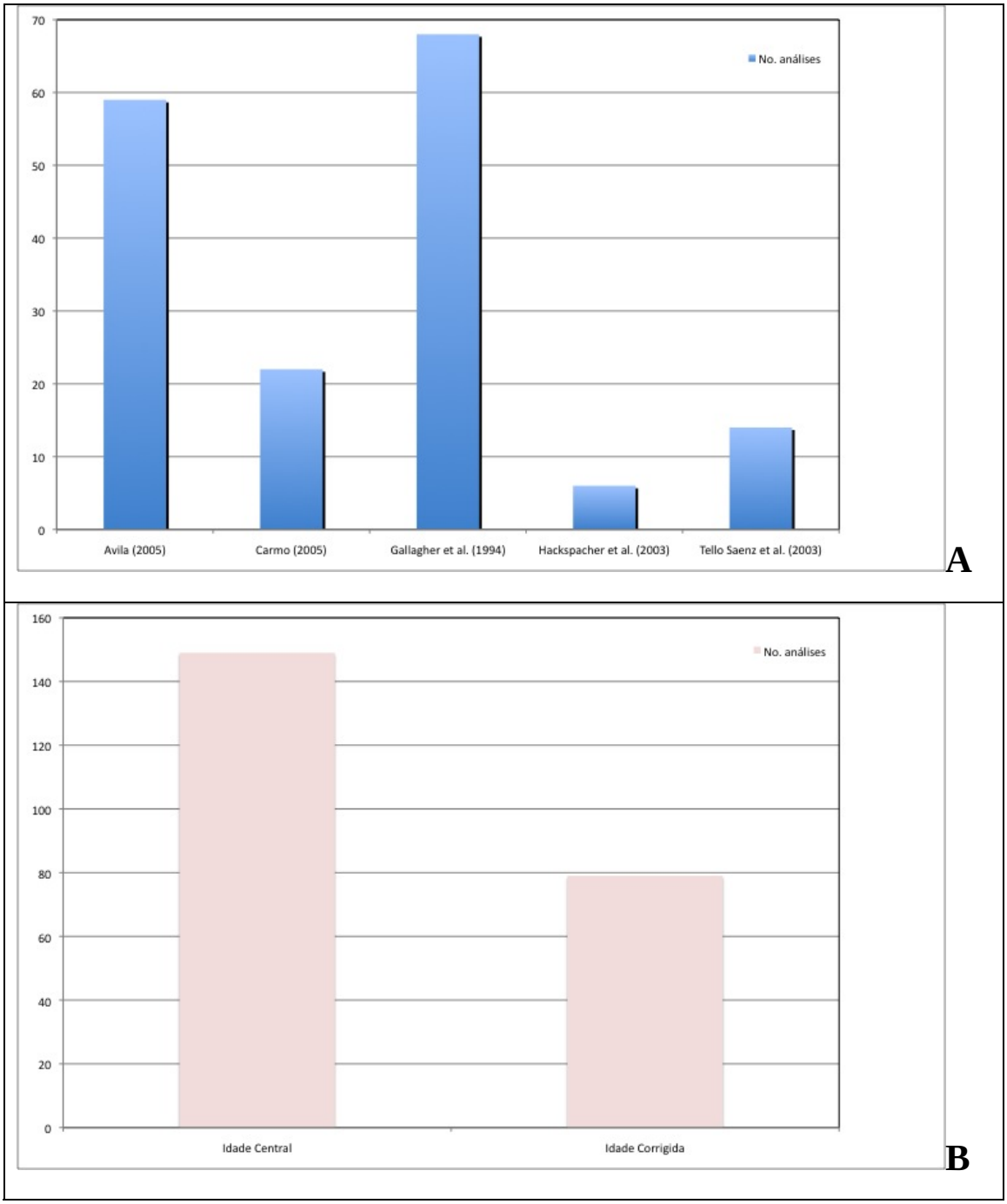

Figura 21: (A) quantidade de análises de idade por TFA feitas nos trabalhos de Gallagher *et al.* (1994), Tello Sáenz *et al.* (2003), Hackspacher *et al.* (2003), Carmo (2005) e Ávila (2005); (B) quantidade de análises com obtenção de idade central e idade corrigida.

Gallagher *et al.* (1994) coletaram amostras em diversos locais das margens Sul e Sudeste do Brasil, principalmente de rochas pré-cambrianas e sedimentos da bacia do Paraná, com idades centrais TFA variando entre ~330 e 50 Ma. As amostras coletadas no embasamento da bacia do Paraná abrangem todo este espectro de idades, sendo que aquelas que estão entre 80 e 70 Ma são relacionadas às intrusões alcalinas do Neocretáceo/Paleógeno. Dentre estas, o comprimento médio dos traços (CMT) varia entre 13,5 e 14,5 μm, um comprimento considerado longo. Por isso, os autores consideram que um evento de exumação rápida pode ter ocorrido logo após as intrusões, que rapidamente resfriaram estas rochas a temperaturas menores do que 60 °C e/ou as intrusões estavam em níveis rasos, ou pelo menos intrudiram na rocha em um ambiente de temperaturas baixas. Já as amostras coletadas no basalto da bacia do Paraná apresentaram idades AFT da mesma época da quebra do Gondwana, com CMT entre 14 e 15 μm. Isto quer dizer que, nestas amostras, o processo de *annealing* também não foi significativo desde a época erupção. Citam ainda que a maior parte da variação nas idades por traço de fissão em apatitas reflete processos não tectônicos, embora os processos de rifteamento e quebra continental tenham contribuído na mudança de níveis de base erosionais e padrões de drenagem.

Os estudos de Tello Saenz *et al.* (2003) na Serra do Mar e na Serra da Mantiqueira, na porção Nordeste do Estado de São Paulo, mostram que as idades de algumas amostras coletadas na parte mais alta da Serra da Mantiqueira são coincidentes com a abertura do Oceano Atlântico (~ 120 M.a), o que levou à interpretação que o soerguimento desta serra ocorreu no Eocretáceo. A história termal destas amostras indica a ocorrência de um aquecimento até o Paleoceno, quando as rochas com as menores altitudes (abaixo de 1000 m) alcançaram temperaturas de ~100° C, no mesmo período em que era soerguida a Serra do Mar. Após esta reativação, os autores sugerem que toda a área pode ter sofrido um resfriamento linear até o Neógeno, com base na interpretação da modelagem térmica. As análises realizadas na Serra do Mar indicaram a ocorrência de um resfriamento linear desde o Cretáceo Final até o Paleoceno, seguido de um episódio de aquecimento entre o Paleoceno e o Oligoceno e novamente seguido por outro resfriamento linear. Este trabalho sugeriu, também, que todas as três regiões estudadas (Serra da Mantiqueira Alta, Serra da Mantiqueira Baixa e Serra do Mar) sofreram um soerguimento no Neógeno.

Hackspacher *et al.* (2003) coletaram amostras para análise TFA em paragnaisses das faixas orogênicas Brasília e Ribeira, no nordeste do Estado de São Paulo e sul de

Minas Gerais, e concluíram que a antiga área cratônica foi desestabilizada pela abertura do Oceano Atlântico, no Mesozóico. As idades obtidas ficam em torno de 120 Ma, sendo que o rifteamento acelerou o resfriamento, com o soerguimento abrupto da Serra da Mantiqueira refletindo a intensa denudação da época. Foram encontradas idades mais novas na Serra do Mar, em torno de 40 Ma, registrando um evento de resfriamento posterior, interpretadas como a idade de soerguimento deste complexo montanhoso.

Ávila (2005) realizou seu estudo em amostras principalmente granito-gnáissicas, na porção *onshore* da margem continental do Sudeste do Brasil, na região mais próxima à costa, e obteve idades centrais que variam entre 168 ± 11 Ma até 23,1 ± 1,9 Ma e idades corrigidas que variam entre 184 ± 41 Ma e 32,1 ± 4,2 Ma. As histórias térmicas obtidas pela autora evidenciam que a maioria das amostras foi alçada à ZAP após o Albiano, quando então foram submetidas a uma passagem lenta ou estabilização na ZAP até o Mioceno, quando é registrado um incremento no resfriamento e saída das amostras da ZAP. O estudo da distribuição dos comprimentos dos traços mostrou que nas amostras mais distantes da costa o CMT tende a ser menor, o que pode evidenciar uma história de resfriamento mais complexa e/ou maior tempo de permanência na ZAP; os comprimentos dos traços variam entre 10,78 e 13,75 μm e a análise dos histogramas de distribuição dos comprimentos dos traços mostrou que não há indícios de um evento de resfriamento rápido. A autora também conclui que as idades obtidas para a Serra da Mantiqueira são mais antigas que as obtidas para a Serra do Mar, mas não excluiu a possibilidade de que as duas tenham se originado durante o episódio de rifteamento, sendo a Serra do Mar um relevo residual que sofreu muito mais denudação, erosão e tectonismo, o que fez com que perdesse o registro dos estágios pré e sin-fragmentação.

As idades centrais obtidas por Carmo (2005) variam entre 178 ± 12 Ma e 54 ± 3 Ma. As modelagens termais das amostras mais próximas à costa ou em vales erosivos são similares, mostrando que houve um resfriamento contínuo desde de ~60 ± 5 Ma. Já as amostras mais distantes da costa mostraram um resfriamento mais lento, com idades mais antigas e distribuição bimodal dos comprimentos médios dos traços, o que sugere um maior tempo de permanência em posição superior da crosta. A autora conclui que a evolução morfotectônica da margem Sudeste do Brasil foi configurada não somente pelo rifteamento ocorrido no Cretáceo Inicial, mas também por um evento de reativação tectônica regional do Neocretáceo-Paleoceno, ocorrido bem após a quebra do supercontinente Gondwana. A denudação da área também pôde ser estimada, a partir da adoção do gradiente geotérmico 35 ºC/km (atual), o que indicou uma denudação da

ordem de ~ 2,5 km para a região próxima à costa e de ~ 2-1,7 km para o interior, visto que nesta região as amostras começaram a esfriar a partir de níveis crustais mais próximos à superfície.

A figura 22 mostra o padrão de distribuição das idades obtidas por Carmo (2005) ao longo de um perfil transversal à costa, na região entre Campos (RJ) e São João Del Rei (MG).

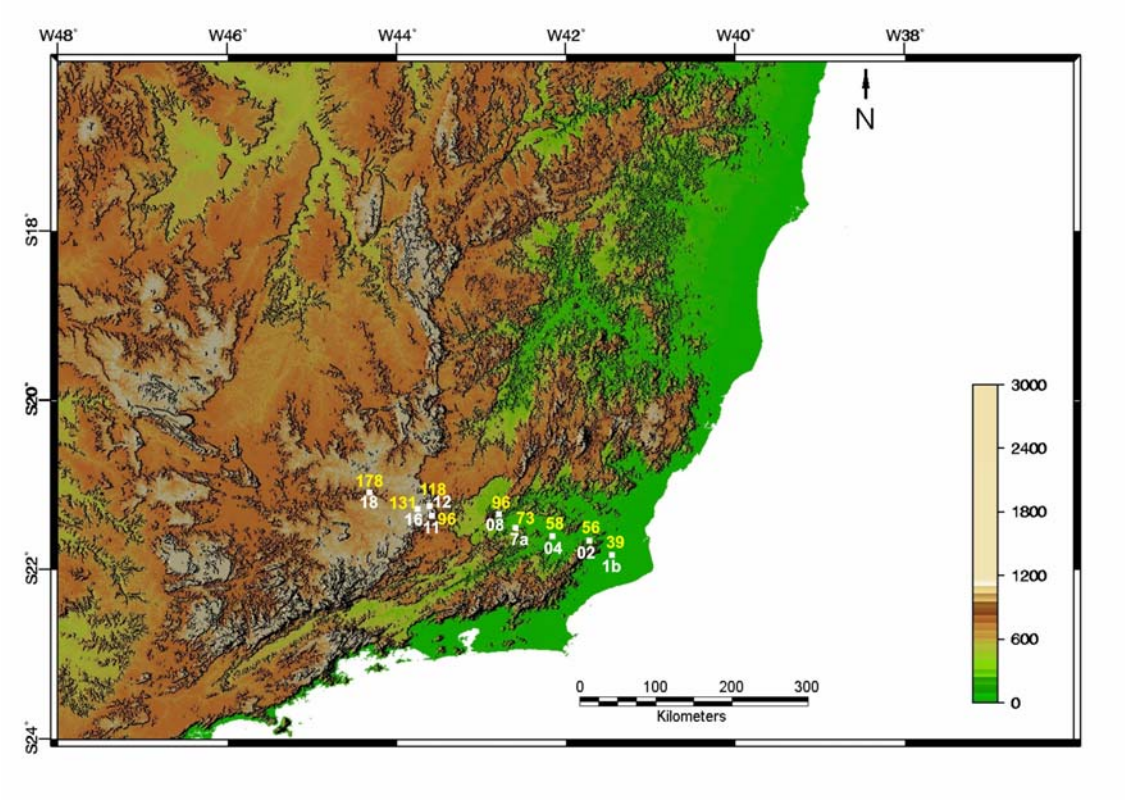

Figura 22: Idades obtidas (em amarelo no mapa) para nove amostras analisadas por Carmo (2005) ao longo de um perfil da região costeira (RJ) até os planaltos do interior de Minas Gerais, que exemplificam o padrão identificado pela autora em outras áreas próximas (SRTM 3" DEM; fonte: http://seamless.usgs.gov/index.php)

As análises termocronológicas por traços de fissão em apatita no Sudeste do Brasil (Gallagher *et al.*, 1994; Tello Sáenz *et al.*, 2003; Hackspacher *et al.*, 2003; Carmo, 2005; Ávila, 2005), realizadas com amostras coletadas em afloramentos da margem continental (Figura 23), mostram que as idades TFA seguem um padrão similar, onde se tornam cada vez mais jovens e os traços de fissão cada vez maiores do interior para o litoral.

Dado que vários trabalhos de TFA em margens passivas identificam uma variação de idades e, consequentemente, de história térmica, do litoral em direção ao interior do

continente, e para melhores efeitos comparativos, foi realizada uma análise regional dos cinco trabalhos citados acima, distinguindo as informações em duas regiões: interior do continente e região costeira, conforme mostra a Figura 23.

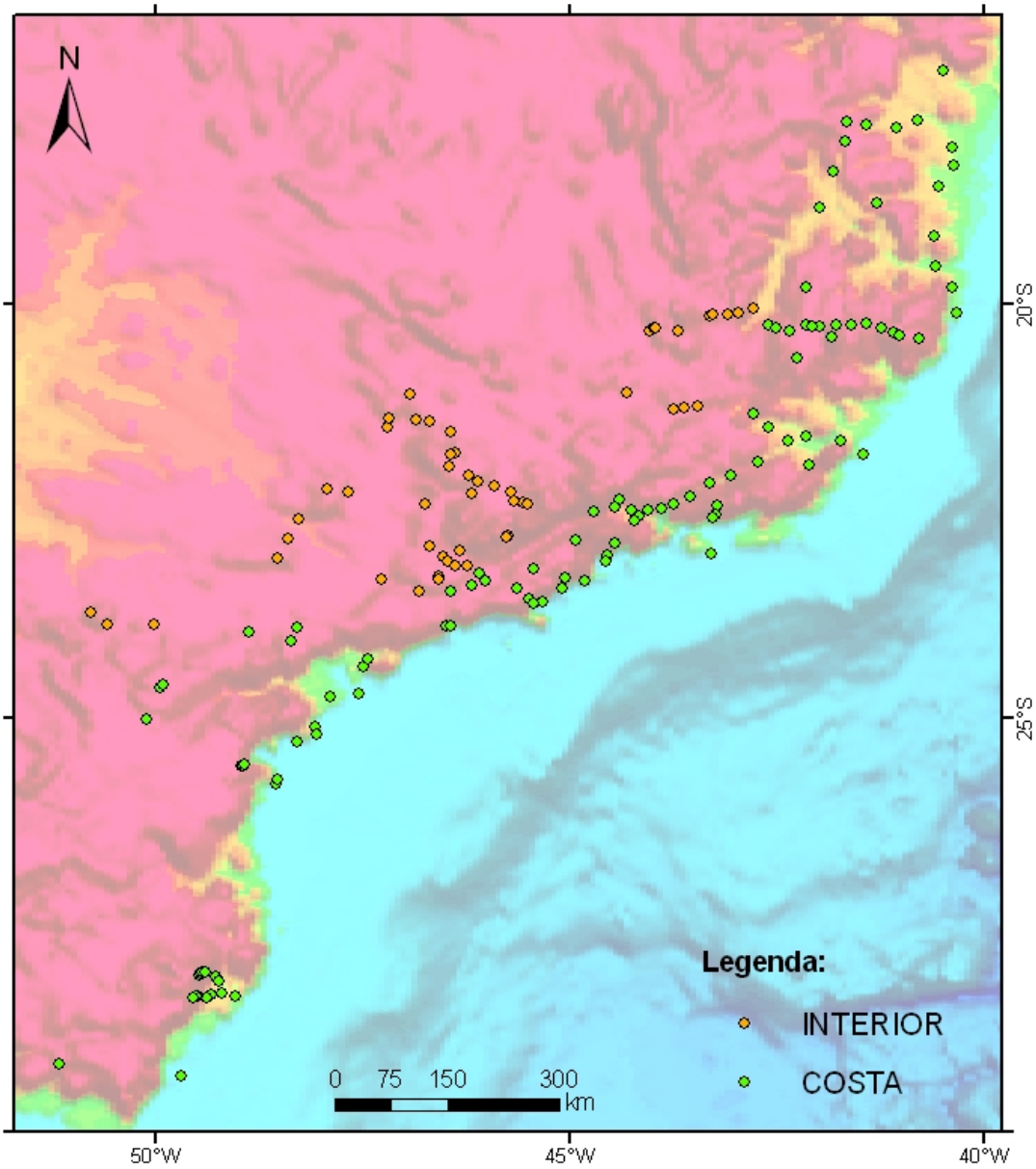

Figura 23: Distribuição das amostras escolhidas para dois grupos: região interior à margem e região da costa. (mapa base: Bizzi *et al.*, 2003)

A interpretação das variações das idades centrais mostra que na região costeira predominam idades mais jovens, que variam entre 90 a 40 Ma, enquanto que no interior as idades parecem ter um padrão de distribuição mais uniforme, porém com uma ligeira concentração entre 140 a 110 Ma, comparável ao evento da separação dos continentes sul-americano e africano (figuras 24a e 24b).

A mesma interpretação dos dados da costa obtida para as idades centrais pode ser feita para os dados de costa para as idades corrigidas (Figuras 24c). Já a comparação entre os dados do interior entre as amostras com idades centrais e corrigidas mostra que nestas últimas predominam idades mais novas, em torno de ~110-50 Ma (Figura 24d).

As distribuições dos CMTs na costa e no interior, tanto para as idades centrais como para as idades corrigidas apresentam um padrão similar (Figura 25). Na região costeira ou próxima à costa, predominam os traços na faixa entre 12 e 14μm para as amostras mais novas, do Neocretáceo - Oligoceno e também para as mais antigas, do Neojurássico – Eocretáceo, um valor considerado não muito alto na literatura (Gleadow *et al.,* 1996), indicando que as rochas desta região permaneceram por algum tempo na zona de *annealing* parcial. Já os CMTs das amostras situadas no interior parecem ficar cada vez mais curtos com o aumento da idade, indicando provavelmente um tempo de permanência ainda maior na zona de *annealing* para estas rochas.

As amostras situadas próximas à costa (Figura 26) apresentam altitudes que variam entre 1500 e 2000m e relacionam-se a idades em torno de 140 Ma, enquanto que as amostras de idade mais nova, entre 100 e 30 Ma, apresentam altitudes que variam de 0 m até aproximadamente 1000 m. Porém, é nítido o predomínio de idades inferiores ao evento de ruptura crustal do Eocretáceo, indicando que as amostras começaram a sair da ZAP depois do Neocretáceo. Para as amostras situadas nos planaltos interiores, as altitudes variam em torno de 500 a 1000 m para a maioria das amostras analisadas, e há um maior espalhamento das idades, indicando histórias térmicas mais complexas ou longa permanência na ZAP. Estas observações não levaram em consideração as informações apresentadas no diagrama da figura 26d, visto que as altitudes fornecidas no trabalho de origem (Tello Saenz *et al.,* 2003) eram imprecisas.

As linhas tracejadas mostradas nas figuras 24, 25 e 26 representam a idade de 130 Ma, idade aproximada para a ocorrência do derrame de lavas basálticas da Formação Serra Geral. De acordo com Renee *et al.* (1992), o derrame ocorreu há 133 ± 1 Ma e durou menos de 1 Ma.

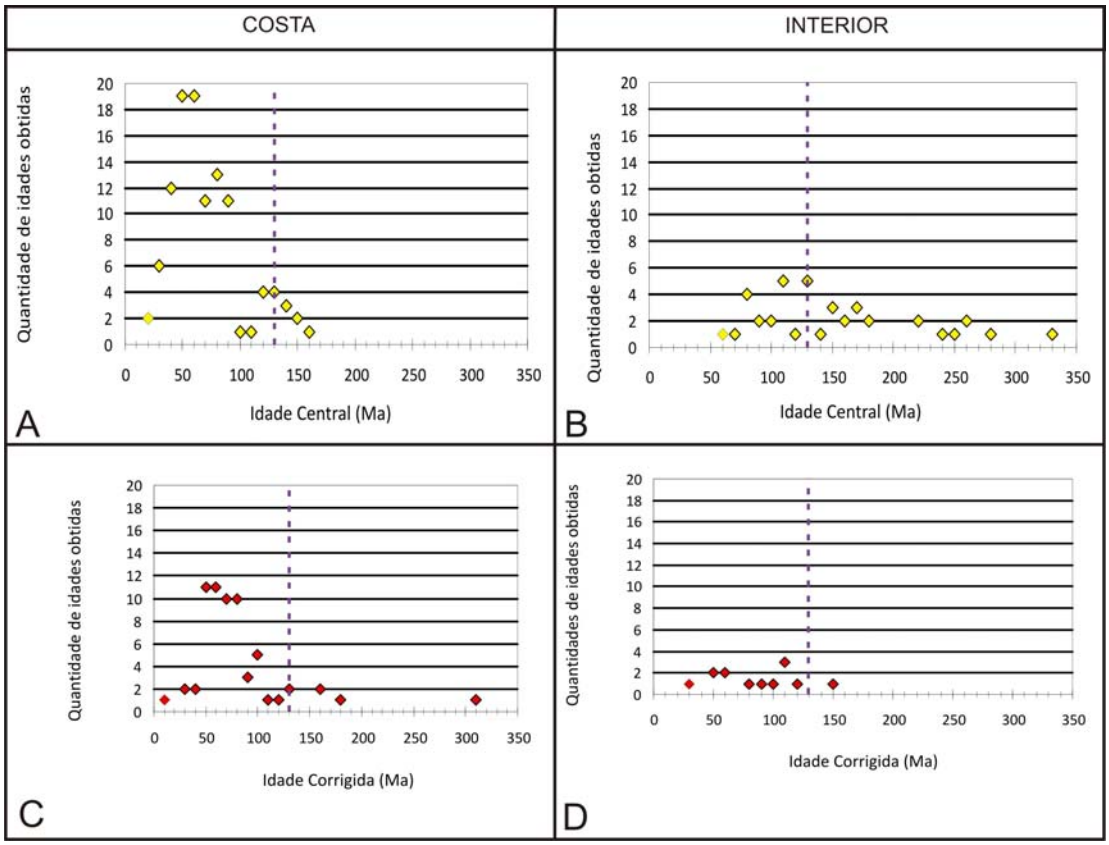

Figura 24: Idades centrais e corrigidas obtidas na região de costa e no interior do continente.

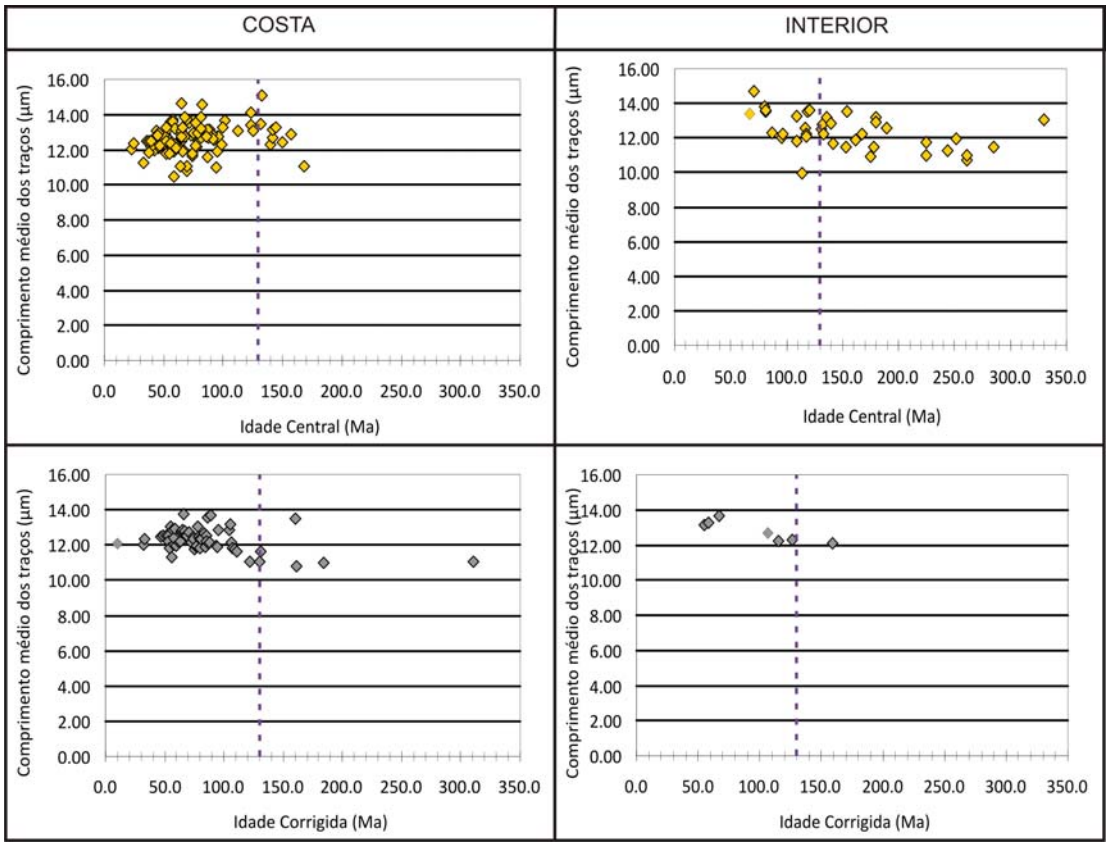

Figura 25: Distribuição dos comprimentos médios dos traços em relação às idades obtidas para as amostras, tanto para as idades centrais, quanto para idades corrigidas.

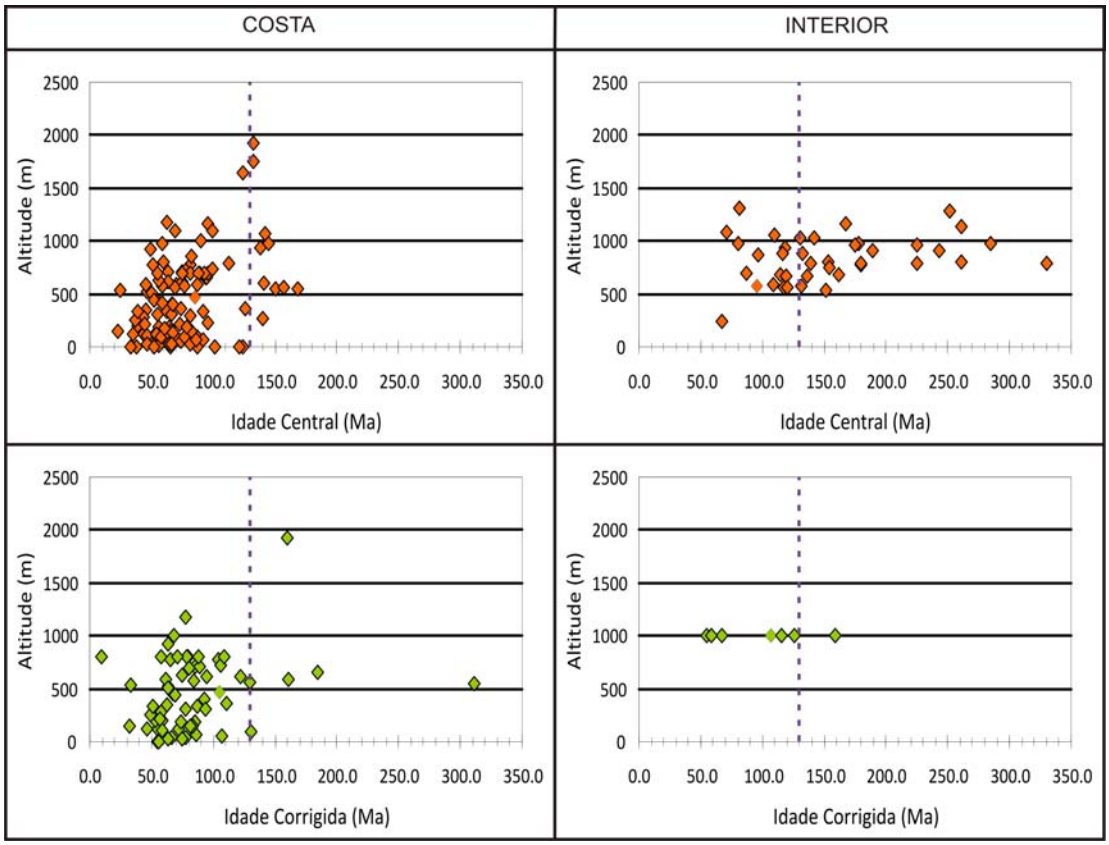

Figura 26: Distribuição das idades por TFA em relação à altitude, tanto para idade central como para idade corrigida.

Para uma melhor observação da distribuição das idades e dos comprimentos dos traços na região da margem continental do Sudeste do Brasil, foram criados mapas de interpolação de dados, mostrados nas figuras 27 a 33.

Os dados interpolados mostram a distribuição das idades centrais e corrigidas no Sudeste brasileiro, além da distribuição do comprimento médio dos traços para todos os trabalhos analisados. A análise dos mapas de interpolação das idades centrais mostra claramente a presença das idades mais jovens (entre 100 e 20 Ma) na parte da costa, enquanto que as idades mais antigas situam-se no interior do continente, principalmente na região sul de Minas Gerais e nordeste de São Paulo, onde ficam os planaltos interiores. No entanto, o mapa de idades corrigidas mostra que as idades mais jovens parecem predominar em quase todo o Sudeste, a não ser pela região ao sul do estado do Rio de Janeiro, que apresentam idades de até 330 Ma. Talvez isso possa ter ocorrido devido ao baixo número de amostras interpoladas em relação às amostras de idades centrais.

Já os mapas de interpolação dos comprimentos médios dos traços são mais uniformes entre si e parecem mostrar um mesmo padrão, com os maiores traços

encontrados na região Sul do país, no norte do estado do Rio de Janeiro, sul do Espírito Santo e sul de Minas Gerais.

A revisão dos dados TFA para o Sudeste do Brasil mostra que as idades obtidas estão situadas predominantemente entre 90 e 55 Ma (figuras 34 e 35), o que indica um resfriamento muito mais novo do que a abertura do Atlântico Sul.

Já um evento de resfriamento/soerguimento posterior é identificado por dois trabalhos (Tello Sáenz *et al.*, 2003 e Ávila, 2005). Estes autores identificam nas histórias termais das amostras analisadas a ocorrência de um evento de resfriamento contínuo na região, desde o Paleoceno até o Neógeno, onde as amostras finalmente saem da ZAP, por soerguimento, e entram na zona de estabilidade dos traços (com temperaturas inferiores a 60 ºC).

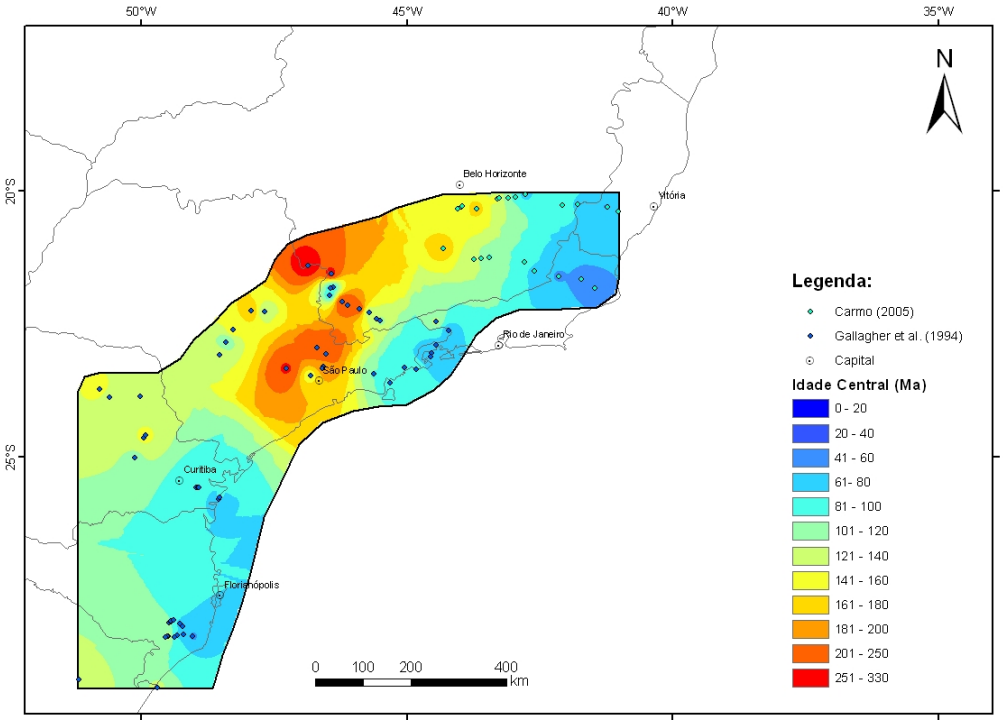

Figura 27: Mapa de interpolação das idades centrais TFA obtidas por Gallagher *et al.* (1994) e Carmo (2005).

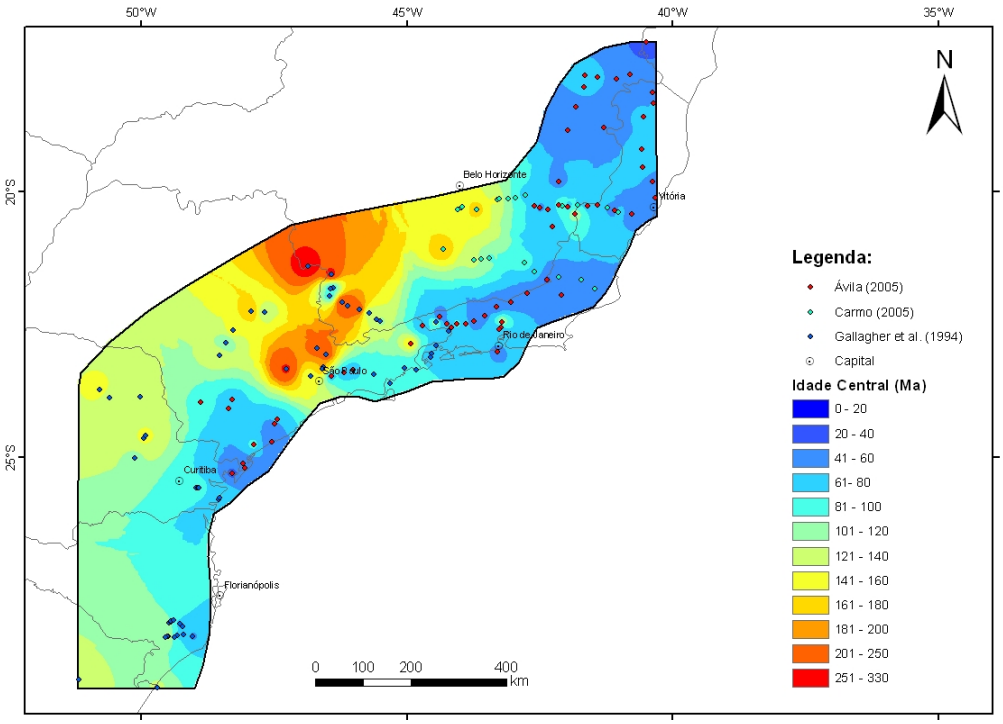

Figura 28: Mapa de interpolação das idades centrais TFA obtidas por Gallagher *et al.* (1994), Carmo (2005) e Ávila (2005).

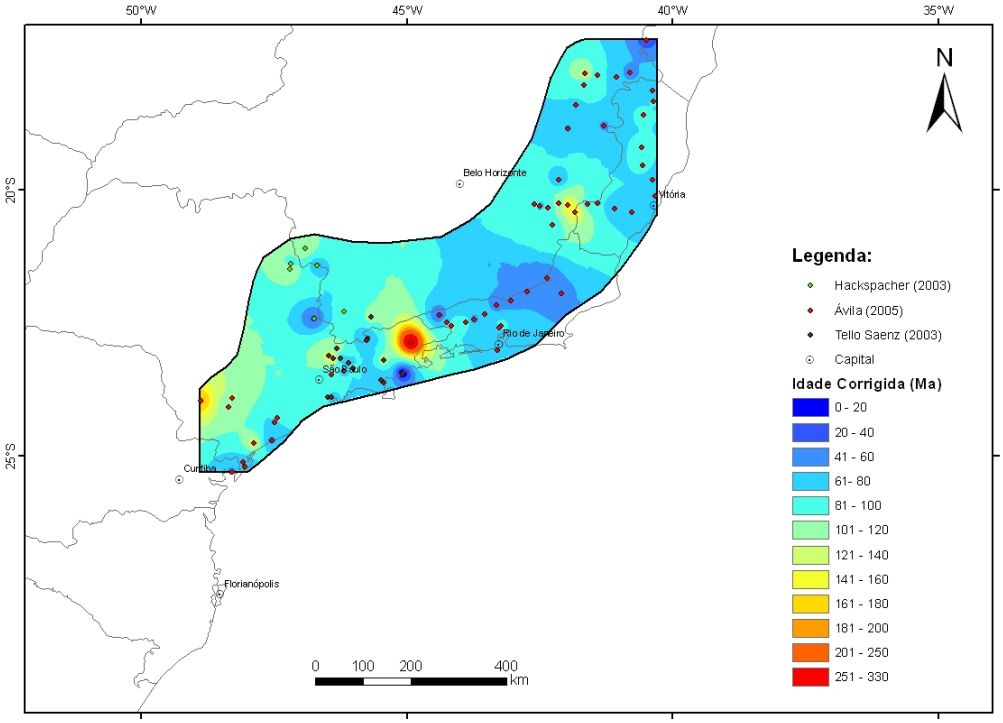

Figura 29: Mapa de interpolação das idades corrigidas TFA obtidas por Tello Saenz *et al.* (2003), Hackspacher *et al.* (2003) e Ávila (2005).

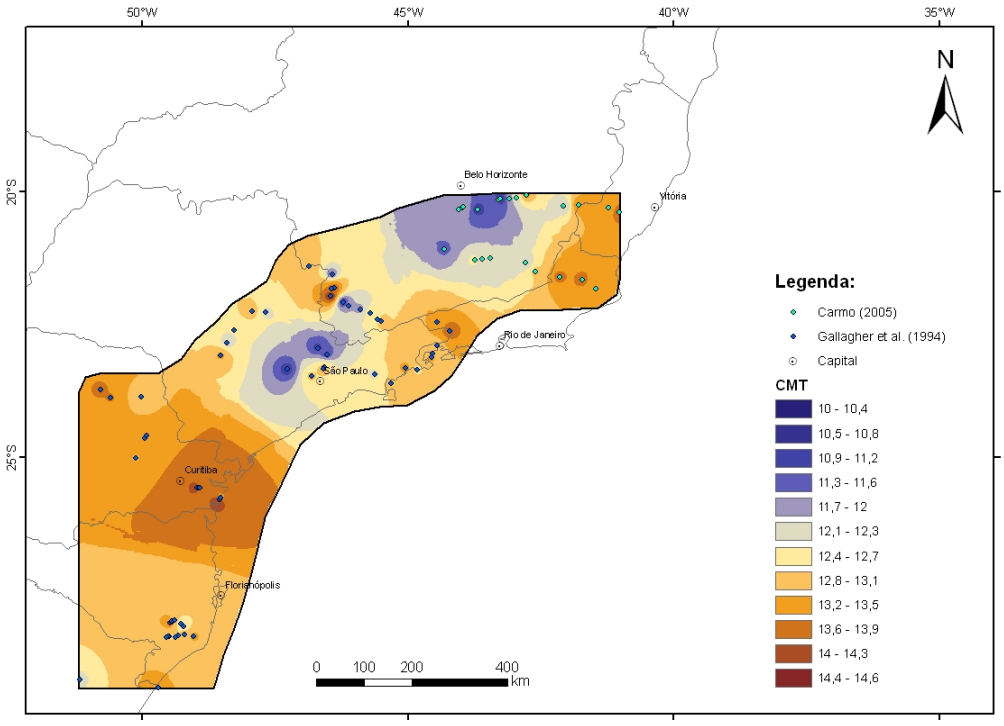

Figura 30: Mapa de interpolação dos comprimentos médios de traços de fissão em apatitas obtidos por Gallagher *et al.* (1994) e Carmo (2005).

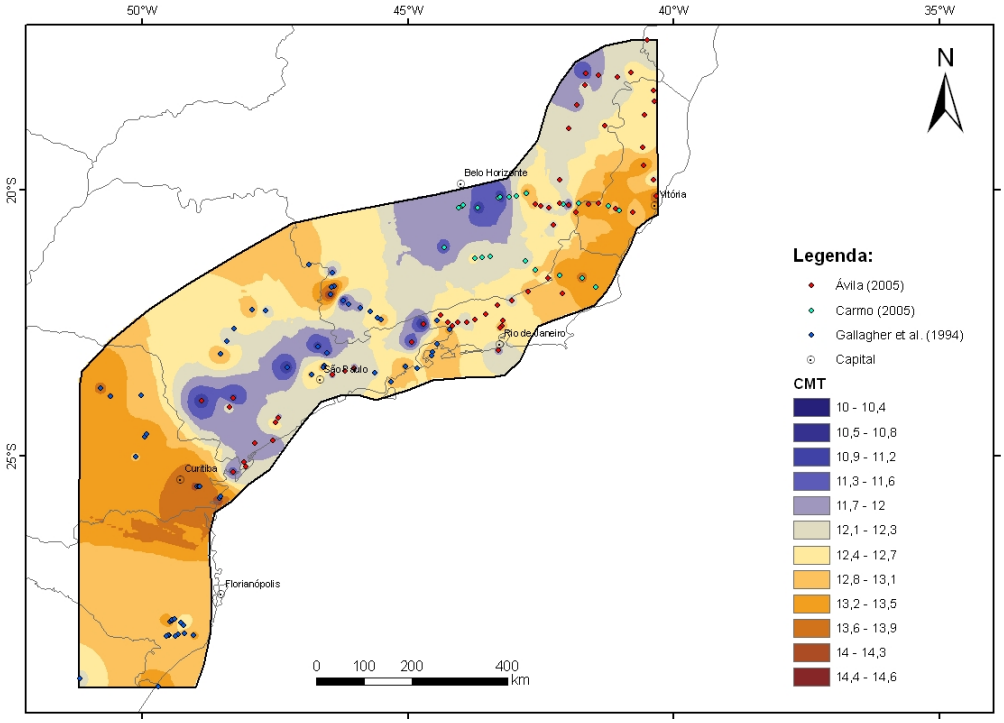

Figura 31: Mapa de interpolação dos comprimentos médios de traços de fissão em apatitas obtidos por Gallagher *et al.* (1994), Carmo (2005) e Ávila (2005).

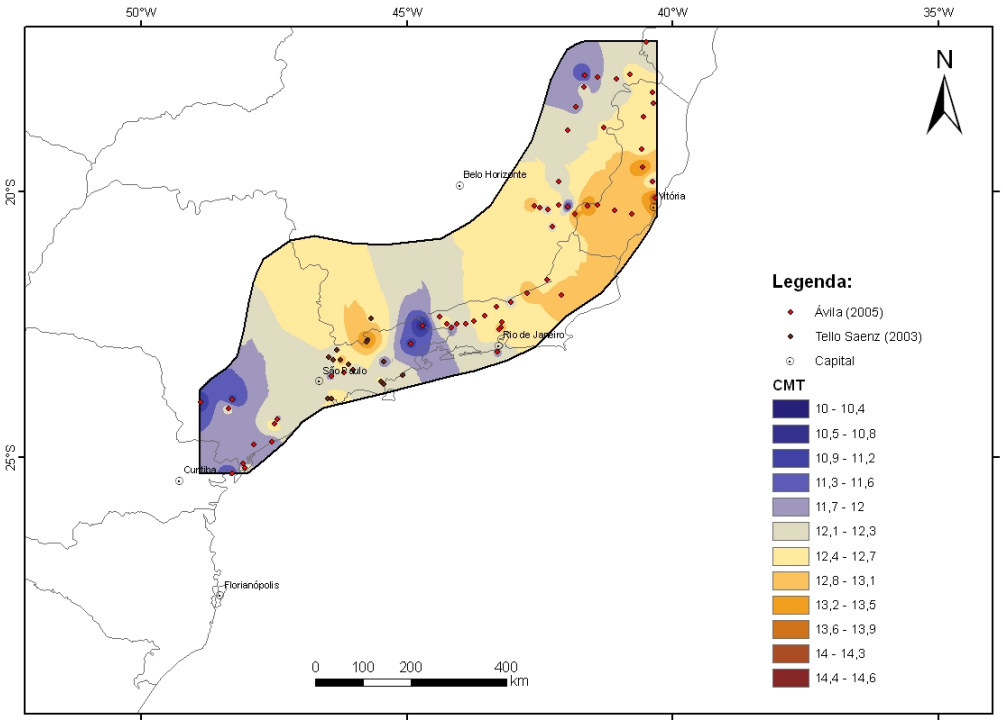

Figura 32: Mapa de interpolação dos comprimentos médios de traços de fissão em apatitas obtidos por Tello Saenz et al. (2003), Hackspacher et al. (2003) e Ávila (2005).

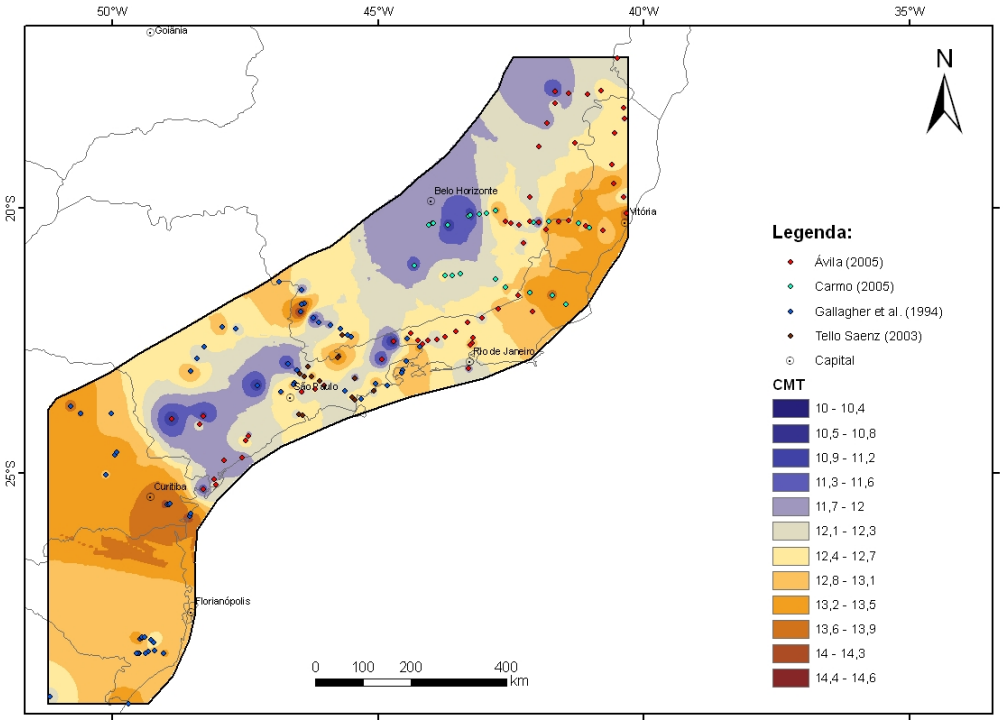

Figura 33: Mapa de interpolação dos comprimentos médios de traços de fissão em apatitas obtidos por Gallagher *et al.* (1994), Tello Saenz *et al.* (2003), Carmo (2005) e Ávila (2005)

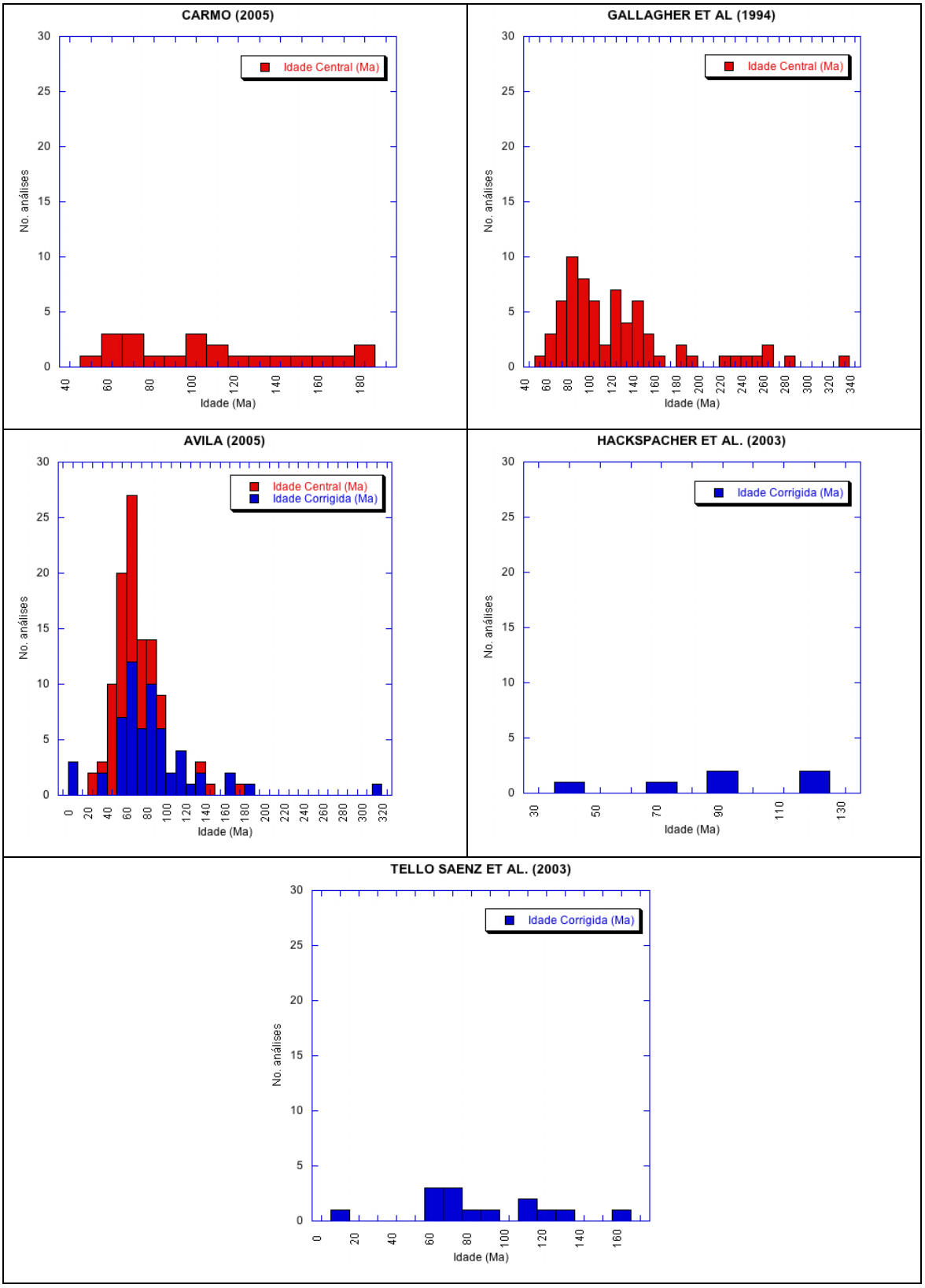

Figura 34: Frequência das idades obtidas para os trabalhos de Gallagher *et al.* (1994), Tello Sáenz *et al.* (2003), Hackspacher *et al.* (2003), Carmo (2005) e Ávila (2005).

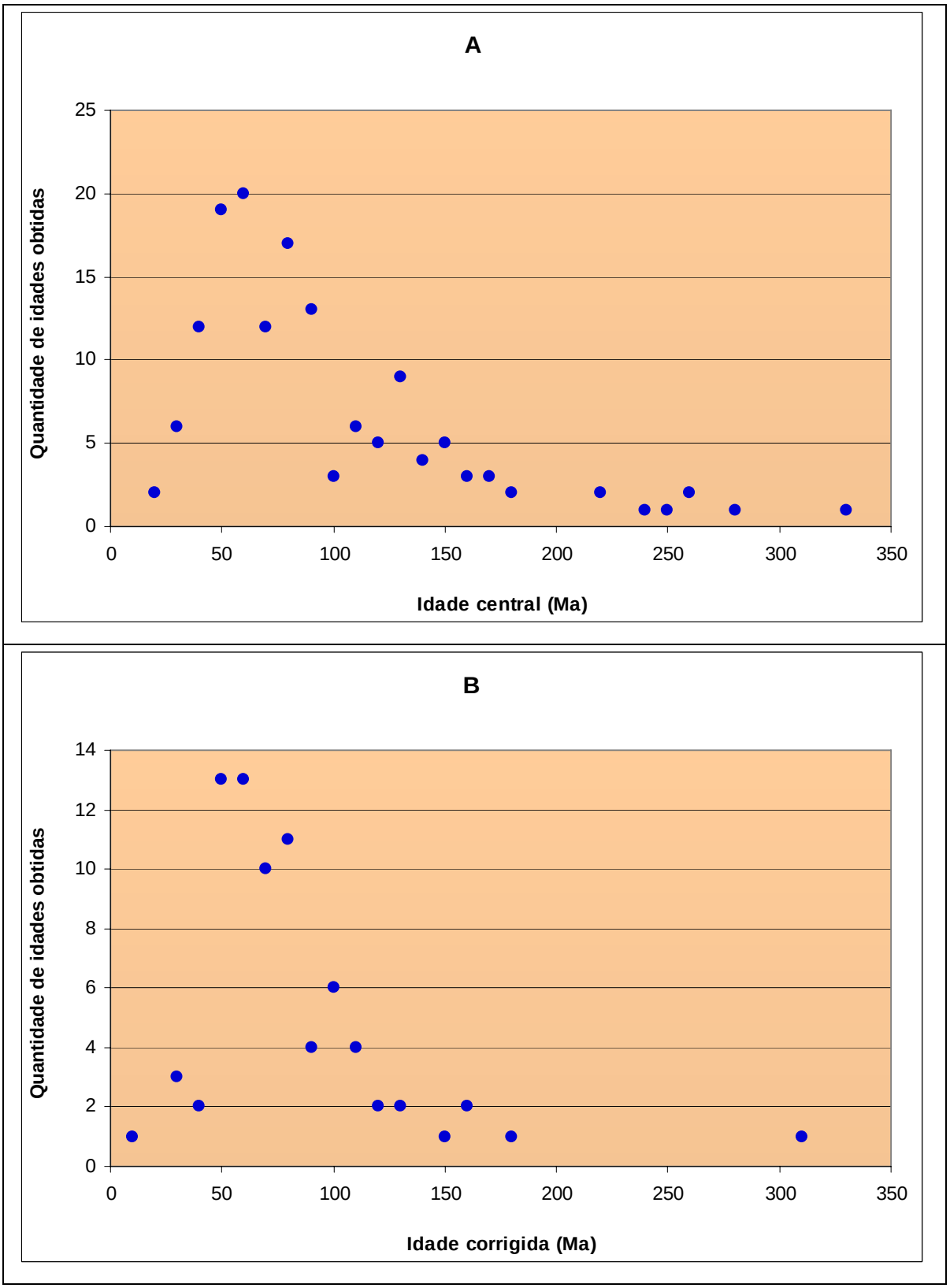

Figura 35: (A) Quantidade de idades centrais obtidas por Gallagher *et* al. (1994), Carmo (2005) e Ávila (2005); (B) Quantidade de idades corrigidas obtidas por Hackspacher *et al.* (2003), Tello Saenz *et al.* (2003) e Ávila (2005).

6. Conclusões

De acordo com os trabalhos analisados, pode-se inferir que a geomorfologia do Sudeste do Brasil foi configurada por dois eventos tectônicos principais: um iniciado no Eocretáceo, com o processo de rifteamento que resultou na formação do atual Oceano Atlântico, e outro no Neoretáceo-Paleoceno, devido à grande quantidade de idades TFA mais novas (entre 90 e 50 Ma) obtidas nas escarpas mais próxima à costa, compatíveis com a idade da reativação tectônica que deu origem à formação do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini *et al.,* 2005). A causa para a presença destas idades mais novas pode estar na denudação pós-rifte, causada pela erosão que carreou os sedimentos para as bacias da margem continental. O acúmulo de sedimentos nas bacias causa uma descompensação isostática entre a porção proximal (área fonte) e a região mais distal (no caso, a bacia que recebe os sedimentos), induzindo o soerguimento das rochas das escarpas próximas à zona costeira (reativação tectônica mais recente). Atividades magmáticas (intrusões de rochas alcalinas) no Neocretáceo também podem ter colaborado para resetar idades mais antigas. As idades mais antigas (entre 330 e 180 Ma) são encontradas na parte interior da margem, nos planaltos interiores na região sul de Minas Gerais e nordeste de São Paulo e na escarpa da Serra da Mantiqueira, que são áreas que concentram grandes altitudes no Sudeste do Brasil. Esta observação indica que as regiões interiores à margem passiva sofrem menos erosão e não sentem tanto os ajustes isotáticos. Apesar desta constatação, obtida a partir dos dados TFA da literatura, o processo responsável por esta reativação pós-rifte não foi discutido em maior profundidade por estes autores e os mecanismos associados permanecem incertos.

A partir das análises petrográficas e do teor de cloro realizadas, pode-se concluir que uma investigação da porcentagem dos elementos químicos cloro e flúor nas apatitas, antes da interpretação da história termal de uma região é uma abordagem recomendada, visto que a zona de *annealing* de uma cloroapatita é relativamente mais alta que da flúorapatita. Nos trabalhos compilados neste estudo, apenas Ávila (2005) e Carmo (2005) fizeram análises deste tipo.

7. Referências Bibliográficas

Alkmim F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. *In*: V. Mantesso, A.B., C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (Editor), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca Produções Culturais Ltda, São Paulo, pp. 17-34.

Allen P.A. & Allen J.R. 1990. *Basin analysis: principles and applications.*, Oxford, 451 pp.

Almeida F.F.F.d. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *An. Acad. Brasil. Ciênc.*, **48** (Supl.):15-26.

Almeida F.F.F.d., Amaral G., Cordani U.G. & Kawashita K. 1973. The precambrian evolution of the South American Cratonic Margin South of Amazon River. *In*: Nairn, A.E., Stehli, F.G. (Editor), *The ocean basins and margins* Plenum Publ., New York, pp. 411-446.

Almeida F.F.M., Neves B.B.B. & Carneiro C.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, **50**:77-111.

Almeida J.C.H., Tupinambá M., Heilbron M. & Trouw R. 1998. *In*: 39° Congresso Brasileiro de Geologia, *39*, p. 32-32.

Asmus H.E. & Baisch P.R. 1983. Geological evolution of the Brazilian continental margin *Episodes*, **4**:3-9.

Asmus H.E. & Ferrari A.L. 1978. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil. *In*: CENPES/DINTEP (Série Projeto REMAC), P. (Editor), *Aspectos Estruturais da Margem Continental Leste e Sudeste do Brasil.*, Rio de Janeiro, pp. 75-88.

Ávila J.N. 2005. *História térmica e cronologia de denudação da margem Sudeste do Brasil*, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 158 pp.

Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M. & Gonçalves J.H.E. 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil (Textos, Mapas & SIG).* Ed. UnB, Brasília.

Brown R.W., Gallagher K., Gleadow A.J.W. & Summerfield M.S. 2000. Morphotectonic evolution of the South Atlantic margins of Africa and South America. *In*: Summerfield, M.S. (Editor), *Geomorphology and Global Tectonics*. John Wiley & Sons, pp. 255-284.

Brown R.W., Rust D.J., Summerfield M.A., Gleadow A.J.W. & Dewit M.C.J. 1990. An Early Cretaceous Phase of Accelerated Erosion on the South-western Margin of Africa - Evidence from Apatite Fission-track Analysis and the Offshore Sedimentary Record. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements-International Journal of Radiation Applications and Instrumentation Part D*, **3**(3):339-350.

Burtner R.L., Nigrini A. & Donelick R.A. 1994. Thermochronology of lower cretaceous source rocks in the Idaho-Wyoming Thrust Belt. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **78**(10):1613-1636.

Carmo I.O. 2005. *Geocronologia do intemperismo Cenozóico no Sudeste do Brasil.*, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 134 pp.

Cesero P. & Ponte F.C. 1997. Análise comparativa da paleogeologia dos litorais atlânticos brasileiros e africano. *B. Geoci. PETROBRAS*, **11**(1/2):1-18.

Cobbold P.R., Meisling K.E. & Mount V.S. 2001. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *American Association Petrology Geologist Bulletin*, **85**(11):1925-1944.

Cordani U.G., Delhal J. & Ledent D. 1973. Orogéneses superposées dans la précambrien du Brésil Sud-oriental (Etats de Rio de Janeiro et Minas Gerais). *Rev. Bras. Geoc.*, **3**:1-22.

Dias A., Tello Saenz C.A., Iunes P.J., Osório A.M.A.B., Hadler N J.C., Hackspacher P., Godoy D.F., Soares C.J., Novaes F.P. & Barra B.C. 2008. *In*: Thermochronology Workshop, *1*, p. 53-60.

Donelick R.A., O'Sullivan P.B. & Ketcham R.A. 2005. Apatite fission track analysis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **58**:49-94.

Doranti C. 2006. *Estrutura da paisagem no leste de São Paulo e sudoeste de Minas Gerais: relações entre superfícies de erosão e termocronologia por traços de fissão.*, UNESP/Rio Claro, Rio Claro, 106 pp.

Faure G. 1977. *Principles of isotope geology* New York, 464 pp.

Fleischer R.L., Price P.B. & Walker R.M. 1965b. Effects of temperature, pressure, and ionization on the formation and stability of fission tracks in minerals and glasses. . *J. Geophys. Res.*, **70**(1497):502.

Fleischer R.L., Price P.B. & Walker R.M. 1975. *Nuclear tracks in solids. Principle and applications.* . University of California, Berkeley, Calif.

Fonseca A.C. 1993. Geocronologia das rochas graníticas e suas encaixantes na cidade do Rio de Janeiro - RJ. *Anuário do Inst. de Geociências da UFRJ (resumo das teses de mestrado)*, **16**:76-77.

Fracalossi C.P. 2007. *Uso da termocronologia por traços de fissão em apatita no reconhecimento de áreas de recarga e análises isotópicas de 234U/238U em águas subterrâneas do aqüífero Itararé.* , UNESP, Rio Claro, 80 pp.

Franco A.O.B. 2006. *Termocronologia por traços de fissão em apatitas na região do Arco de Ponta Grossa, entre os alinhamentos de Guapiara e São Jerônimo-Curiúva.* , UNESP/Rio Claro, Rio Claro, 123 pp.

Franco A.O.B., Hackspacher P.C., Godoy D.F., Ribeiro L.F.B. & Guedes S. 2005. História térmica do maciço alcalino de Poços de Caldas (SP/MG) e adjacências através da análise de datação por traços de fissão em apatitas. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**(3):351-358.

Franco A.O.B., Hackspacher P.C., Hadler Neto J.C., Ribeiro L.F.B., Guedes S., Ribeiro M.C.S. & Codazzi F. 2003a. *In*: 9º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3rd International Symposium on Tectonics, *Boletim de Resumos*, p. 330-333.

Gallagher K. & Brown R. 1997. The onshore record of passive margin evolution. *Journal of the Geological Society*, **154**:451-457.

Gallagher K., Hawkesworth C.J. & Mantovani M.S.M. 1994. The denudation history of the onshore continental margin of the SE Brazil inferred from apatite fission track data. *Journal of Geophysical Research*, **99**(B9):18,117-18,145.

Gilchrist A.R., Kooi H. & Beaumont C. 1994. Post - Gondwana geomorphic evolution of southwestern Africa: Implications for the controls on landscape development from observations and numerical experiments *Journal of Geophysical Research*, **99**(B6):12,211 - 12,228.

Gilchrist A.R. & Summerfield M.S. 1990. Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwarps. *Nature*, **346**:739-742.

Gleadow A.J.W. 2002. *Fission track dating methods - principles and techniques*. School of Earth Sciences - The University of Melbourne, Melbourne, 40 pp.

Gleadow A.J.W., Konh B.P., Gallagher K. & Cox S. 1996. *In*: Mesozoic Geology of the Eastern Australia Plate Conference *43*, p. 195-204.

Godoy D.F., Hackspacher P.C., Guedes S. & Hadler Neto J.C. 2006. Reconhecimento da tectônica mesozóica-cenozóica na borda leste da Bacia do Paraná através da aplicação de traços de fissão em apatitas no Domo de Pitanga (SW de Rio Claro, SP). . *Geociências*, **25**:151-164.

Godoy D.F., Siqueira M.C.S., Ribeiro L.F.B., Hackspacher P.C., Codazzi F., Hadler Neto J.C., Guedes S. & S. Tello C.A. 2001. *In*: 7º Simpósio de Geologia do Sudeste, *Boletim de Resumos*.

Guedes S., Hackspacher P., Hadler Neto J.C., Iunes P.J., Paulo S.R., Ribeiro L.F.B. & Tello Saenz C.A. 2000. *In*: 9 th International Conference on Fission Track Dating and Thermochronology, p. 139-141.

Hackspacher P., Ribeiro L.F.B., Fetter A.H., Dantas E.L., Hadler N J.C. & Tello S C.A. 2003. *In*: CBPM, South American Symposium on Isotopo Geology, Short Papers, *4*, p. 74-76.

Hackspacher P.C., Godoy D.F., Ribeiro L.F.B., Hadler Neto J.C. & Franco A.O.B. 2007. Modelagem térmica e geomorfologia da borda sul do Craton de São Francisco: termocronologia por traços de fissão em apatita. . *Revista Brasileira de Geociências*, **37**:928-938.

Hackspacher P.C., Hadler Neto J.C., Iunes P.J., Paulo S.R., Ribeiro L.F.B. & Tello S. C.A. 1999. *In*: 5º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, *Boletim*, p. 33-37.

Hadler Neto J.C., Tello C.A., Iunes P.J., Guedes S., Hackspacher P.C., Paulo S.R. & Ribeiro L.F.B. 2001. *In*: III Simposio Sudamericano de Geologia Isotopica, *CD-ROM*, p. 41-44.

Heilbron M., Duarte B.P., Valladares C.S., Nogueira J.R., Tupinambá M. & Eirado L.G. 2003. Síntese Geológica Regional do Bloco Oriental. In: Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Brasileiro. . *In*: Companhia Mineradora de Minas Gerais (COMIG); Secretaria de Desenvolvimento Econômico, G.d.M.G. (Editor), pp. 8-50.

Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos-Neto M., Silva L.C., Trouw R. & Janasi V. 2004. A Província Mantiqueira. *In*: Mantesso, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. & Brito-Neves, B.B. (Editors), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* . Beca Produções Culturais Ltda, São Paulo, pp. 203-235.

Hiruma S.T. 2007. *Significado morfotectônico dos planaltos isolados da Bocaina*, Universidade de São Paulo, São Paulo, 25 pp.

IBGE, 2006. Mapa de Unidades de Relevo do Brasil.

Jelinek A.R., Bastos Neto A.C., Lelarge M.L.V. & SolianiJr E. 1999. Apatite fission track dating of fluorite ore veins from Santa Catarina state, Brazil: a complex hydrothermal evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, **12**(4):367-377.

Jelinek A.R., Bastos Neto A.C. & Poupeau G. 2003. Análise por traços de fissão em apatitas do distrito fluorítico de Santa Catarina: relações entre hidrotermalismo e evolução da margem continental. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**(3):289-298.

Konh B.P. inédito. Denudation history of the SE Brazil margin from combined apatite fission track thermochronology and 40Ar/39Ar weathering geochronology.

Macedo J.M., Bacoccoli G. & Gamboa L.A.P. 1991. *In*: 2o Simpósio de Geologia do Sudeste, p. 429-437.

Maia A.O., Hackspacher P.C., Hadler Neto J.C., Guedes S., Curvo E.A.C., Tello C.A.S., Iunes P.J. & Ribeiro M.C.S. 2003. *In*: 9º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3rd International Symposium on Tectonics, *Boletim de Resumos*, p. 334-337.

Maia A.O., Siqueira M.C., Ribeiro L.F.B., Hackspacher P.C., Codazzi F., Hadler Neto J.C., Guedes S. & Tello Saenz C.A. 2001. *In*: 7º Simpósio de Geologia do Sudeste, *Boletim de Resumos*, p.

Meisling K.E., Cobbold P.R. & Mount V.S. 2001. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *American Association Petrology Geologist Bulletin*, **85**(11):1903-1924.

Milani E.J. 2004. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *In*: Mantesso, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. & Brito-Neves, B.B. (Editors), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio de Almeida*. Beca Produções Culturais Ltda., São Paulo, pp. 265-279.

Mizusaki A.M.P. & Thomaz Filho A. 2004. O magmatismo pós-paleozóico no Brasil. . *In*: Mantesso, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. & Brito-Neves, B.B. (Editors), *Geologia do continente sul-americano - evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca Produções Culturais Ltda, São Paulo, pp. 281-291.

Motoki A. & Netto A.M. 2005. *In*: 9º Simpósio de Geologia do Sudeste, 13º Simpósio de Geologia de Minas Gerais, *1*, p. 6-6.

Motoki A. & Netto A.M. 2006. *In*: XLIII Congresso Brasileiro de Geologia.

Naesser C.W. 1967. The use of apatite and sphene for fission track age determination. *Bull. Geol. Soc. America*, **78**:1523-1526.

Netto A.M., Poupeau G. & Tupinambá M. 2001. *In*: 7º Simpósio de Geologia do Sudeste, *Boletim de Resumos*.

Oliveira S.G., Hackspacher P.C., Hadler Neto J.C., Iunes P.J., Paulo S.R., Ribeiro L.F.B. & Sáenz C.A.T. 2000. Constraints on the evolution and thermal history of the continental platform of southeast Brazil, São Paulo state, using apatite fission track analysis (AFTA). *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:107-109.

Osorio A.M.A., Tello Saenz C.S., Iunes P.J., Dias A., Hadler Neto J.C., Guedes S., Hackspacher P.C., Soares C.J., Novaes F.P. & Barra B.C. 2008. *In*: Thermochronology Workshop, *1*, p. 45-52.

Price P.B. & Walker R.M. 1963. Fossil tracks of charged particules in mica and the age minerals. *Journal of Geophysical Research*, **65**(16):4847-4852.

Ramos R.R.C. 2003. *Sistemas aluviais terciários da Bacia de Resende, Estado do Rio de Janeiro, Brasil: análise de fácies e revisão estratigráfica.*, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 221 pp.

Renee P.R., M. E., Pacca I.G., Coe R.S., Glen J.M., Prévot M. & Perrin M. 1992. The Age of Paraná Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary *Science*, **258**:975-979.

Ribeiro L.F.B. 2003. *Morfotectônica da Região Centro-Leste do Estado de São Paulo e Áreas Adjacentes de Minas Gerais*, UNESP, Rio Claro.

Ribeiro L.F.B. & Hackspacher P.C. 1996. *In*: 39º Congresso Brasileiro de Geologia, *Boletim de Resumos,*, p. 429-432.

Ribeiro L.F.B., Hackspacher P.C. & Hadler Neto J.C. 2005. *In*: 10º Simpósio Nacional de Estudos Tectônico, *1*, p. 540-543.

Ribeiro L.F.B., Hackspacher P.C., Hadler Neto J.C., Iunes P.J. & Tello C.A.S. 2003a. *In*: 9º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3rd International Symposium on Tectonics, *Boletim de Resumos*, p. 327-329.

Ribeiro L.F.B., Hackspacher P.C., Hasui Y., Hadler Neto J.C., Iunes P.J. & Tello Saenz C.A. 1995. *In*: 5º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 391-393.

Ribeiro M.C.S. 2003. *História Tectônica e Exumação das Serras da Bocaina e Mantiqueira, SP/RJ.* , UNESP, Rio Claro.

Ribeiro M.C.S. 2007. *Termocronologia e história denudacional da Serra do Mar e implicações no controle deposicional da Bacia de Santos.* , UNESP, Rio Claro, 177f.: il., tabs., fots.; quadros.

Ribeiro M.C.S., Hackspacher P.C., Ribeiro L.F.B., Hadler Neto J.C. & Guedes S. 2003b. *In*: 9º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3rd International Symposium on Tectonics, *Boletim de Resumos*, p. 394-397.

Riccomini C. 1989. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*, Universidade de São Paulo, São Paulo, 256 pp.

Riccomini C., Sant'Anna L.G. & Ferrari A.L. 2004. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. *In*: Mantesso, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. & Brito-Neves, B.B. (Editors), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca Produções Culturais Ltda, São Paulo, pp. 383-405.

Riccomini C., Velázquez V.F. & Gomes C.B. 2005. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian plataform. *In*: Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C.B. (Editors), *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. Edusp, São Paulo, pp. 31-55.

Sadowski G.R. & Motidome M.J. 1987. Brazilian megafaults. *Revista geológica de Chile* **31**(1987):61-75.

Silva L.G.A.E. 2006. *A Interação entre os Eventos Tectônicos e a Evolução Geomorfológica da Serra da Bocaina, Sudeste do Brasil*, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Siqueira M.C., Ribeiro L.F.B., Hackspacher P., Tello Saenz C.A. & Hadler Neto J.C. 2001. *In*: 7º Simpósio de Geologia do Sudeste., p.

Sperle M., Braga L.S.F. & Karner G.D. 2000. *In*: 31st International Geological Congress, Abstract CD.

Tello Saenz C.A., Hackspacher P.C., Hadler Neto J.C., Iunes P.J., Guedes S., Ribeiro L.F.B. & Paulo S.R. 2003. Recognition of Cretaceous, Paleocene, and Neogene tectonic reactivation through apatite fission-track analysis in Precambrian areas of southeast Brazil: association with the opening of the south Atlantic Ocean. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**(7):765-774.

Tello Saenz C.A., Hadler Neto J.C., Iunes P.J., Guedes S., Hackspacher P.C., Ribeiro L.F.B., Paulo S.R. & Osório A.A.M. 2005. Thermochronology of the South American platform in the state of Sao Paulo, Brazil, through apatite fission tracks. *Radiation Measurements*, **39**(6):635-640.

Tupinambá M., Teixeira W. & Heilbron M. 2000. Neoproterozoic western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, south-eastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc*, **30**:7-11.

Zalán P.V. 1986. A tectônica transcorrente na exploração do petróleo: uma revisão. . *Rev. Bras. Geoc.*, **16**(3):245-257.

www.geotrack.com.au/afta-overview.htm

http://seamless.usgs.gov/index.php

Anexo I

Dados de traços de fissão em apatitas para o Sul e Sudeste do Brasil obtidos da literatura. As coordenadas geográficas assinaladas em amarelo não possuem *datum* definido.

Referência	Amostra	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Nº. grãos	Idade Central (Ma)	1σ±	Idade Aparente (Ma)	1σ±	Idade Corrigida (Ma)	1σ±	CMT (µm)	1σ±	Nº. traços	DP CMT (µm)	Teor Cl (wt%)
Ávila (2005)	ESIII-01	-42,6000	-20,2600	469	40	84,8	7,3	84,8	7,3	105,0	14,0	13,16	0,28	23	1,35	0,027
	ESIII-02	-42,5000	-20,2900	523	50	46,6	1,6	46,6	1,6	63,3	6,7	12,19	0,18	106	1,83	-
	ESIII-03	-42,3500	-20,3300	709	48	63,4	2,9	63,4	2,9	85,6	9,4	12,24	0,18	98	1,81	0,189
	ESIII-04	-42,1500	-20,2500	776	50	81,8	3,4	81,8	3,4	104,0	11,0	12.84	0,26	40	1,66	0,292
	ESIII-05	-41,9700	-20,2800	589	50	69,7	2,4	69,7	2,4	161,0	17,0	10,78	0,28	22	1,31	0,035
	ESIII-06	-41,8400	-20,4100	1927	13	132,0	33,0	132,0	33,0	160,0	43,0	13,47	0,15	49	1,06	0,385
	ESIII-07	-41,6000	-20,2600	710	50	75,0	2,9	75,0	2,9	89,0	10,0	13,68	0,14	47	0,96	0,062
	ESIII-08	-41,4100	-20,2400	1170	39	62,2	4,2	62,2	4,2	77,8	9,4	13,06	0,24	28	1,25	0,268
	ESIII-09	-41,0900	-20,3500	918	42	49,5	3,6	49,5	3,6	63,8	7,9	12,71	0,15	64	1,23	-
	ESIII-10	-40,7700	-20,4200	774	50	51,1	2,4	51,1	2,4	64,8	7,2	12,88	0,15	71	1,29	0,022
	ESIV-13	-40,3200	-20,1100	38	50	57,7	2,2	55,7	2,2	66,1	7,1	13,75	0,11	105	1,16	0,674
	ESIV-14	-40,3700	-19,8000	115	50	53,1	2,8	53,1	2,8	72,3	8,2	12,17	0,17	64	1,35	0,124
	ESIV-15	-40,5700	-19,5400	62	50	71,6	3,8	71,6	3,8	86,3	9,8	13,54	0,18	51	1,32	-
	ESIV-16	-40,5900	-19,1900	192	50	64,6	2,1	64,6	2,1	84,9	8,9	12,50	0,19	80	1,66	0,068
	ESIV-18	-40,5500	-18,5900	144	50	64,9	2,1	64,9	2,1	83,7	8,8	12,69	0,22	51	1,54	0,252
	ESIV-19	-40,3600	-18,3300	146	50	60,4	2,2	60,4	2,2	80,9	8,6	12,31	0,23	50	1,62	-
	ESIV-20	-40,3700	-18,1200	190	33	56,2	2,6	56,2	2,6	73,9	8,1	12,49	0,16	71	1,38	-
	ESI-22	-40,4900	-17,1800	148	23	23,1	1,9	23,1	1,9	32,1	4,2	12,02	0,34	26	1,76	-
	ESI-23	-40,8000	-17,7900	210	50	40,4	3,4	40,4	3,4	52,8	6,9	12,56	0,29	24	1,4	-
	ESI-24	-41,0600	-17,8700	345	50	45,5	1,7	45,5	1,7	62,4	6,7	12,12	0,23	61	1,81	-
	ESI-25	-41,4200	-17,8400	399	50	66,5	2,7	66,5	2,7	93,0	10,0	11,97	0,17	103	1,72	0,050
	ESI-26	-41,6600	-17,8100	559	24	69,3	7,6	69,3	7,6	130,0	19,0	11,07	0,57	13	2,04	-
	ESII-27	-41,6700	-18,0300	333	50	62,9	2,9	62,9	2,9	86,7	9,5	12,08	0,23	89	2,13	-
	ESII-28	-41,8200	-18,4000	303	50	55,0	2,8	55,0	2,8	77,4	8,7	11,94	0,23	64	1,85	0,048
	ESV-29	-41,9700	-18,8400	199	48	42,2	2,7	42,2	2,7	59,1	7,0	11,97	0,33	30	1,78	-
	ESV-31	-41,2900	-18,7800	276	11	43,8	2,4	43,8	2,4	58,1	6,6	12,40	0,27	48	1,9	-
	ESV-33	-42,1400	-19,8000	583	50	45,4	2,6	45,4	2,6	61,9	7,1	12,16	0,26	38	1,62	-
	ESV-34	-42,2600	-20,6600	808	50	59,4	3,8	59,4	3,8	79,6	9,4	12,31	0,21	80	1,85	-
	ESVI-41	-42,1000	-21,9500	115	50	43,9	2,5	43,9	2,5	54,9	6,3	13,06	0,16	46	1,12	0,079
	TR7-RJ10	-43,2900	-23,0200	45	28	54,4	4,1	54,4	4,1	77,2	9,7	11,89	0,87	11	2,88	-
	TR7-RJ4	-43,2100	-22,4500	931	5	138,0	30,0	138,0	30,0	-	-	-	-	-	-	-
	TR7-RJ5	-43,2300	-22,5500	620	33	74,8	4,7	74,8	4,7	95,0	11,0	12,82	0,37	19	1,63	-
	TR7-RJ6	-43,2700	-22,5900	458	15	52,5	4,0	52,5	4,0	67,3	8,5	12,77	0,39	18	1,66	-
	TR8-RJ8	-44,3900	-22,3600	541	71	24,5	1,1	24,5	1,1	32,7	3,6	12,35	0,33	25	1,69	-
	TR8-RJ10	-44,2500	-22,4900	510	26	49,9	3,5	49,9	3,5	63,8	7,8	12,81	0,36	19	1,55	-
	TR11-RJ1	-42,3600	-21,6500	120	30	35,2	3,3	35,2	3,3	46,3	6,3	12,49	0,37	20	1,67	-
	TR11-RJ2	-42,7300	-21,9100	102	30	46,1	2,2	46,1	2,2	58,3	6,5	12,93	0,20	50	1,4	-
	TR11-RJ3	-43,0500	-22,0800	202	23	39,0	2,8	39,0	2,8	53,0	6,5	12,19	0,25	61	1,92	-
	TR11-RJ4	-43,3100	-22,1600	252	30	37,2	2,2	37,2	2,2	48,9	5,7	12,50	0,24	50	1,73	-
	TR11-RJ5	-43,5400	-22,3300	438	17	52,4	3,9	52,4	3,9	68,8	8,6	12,51	0,31	25	1,56	-
	TR11-RJ6	-43,7400	-22,4300	330	26	39,0	3,0	39,0	3,0	51,2	6,5	12,51	0,39	7	1,03	-
	TR11-RJ7	-43,8900	-22,4800	312	30	66,2	4,6	66,2	4,6	94,0	11,0	11,90	0,36	30	1,95	-
	TR11-RJ8	-44,0600	-22,4900	330	30	92,0	7,1	92,0	7,1	-	-	-	-	-	-	-
	TR11-RJ9	-44,1700	-22,5600	367	30	73,6	4,4	73,6	4,4	111,0	13,0	11,61	0,46	32	2,59	-
	TR11-RJ10	-44,7100	-22,5200	410	17	58,6	8,8	58,6	8,8	-	-	10,46	0,39	8	1,1	-
	TR9-SP2	-48,2900	-23,9200	611	52	63,7	4,6	63,7	4,6	122,0	15,0	11,04	0,43	25	2,16	-
	TR9-SP4	-48,3600	-24,0800	720	52	77,9	4,2	77,9	4,2	106,0	12,0	12,16	0,39	21	1,78	-
	TR9-SP7	-47,5500	-24,7100	5	29	37,9	2,8	37,9	2,8	54,5	6,8	11,82	0,43	31	2,41	-
	TR10-SP1	-48,8800	-23,9700	650	7	94,0	19,0	94,0	19,0	184,0	41,0	11,00	1,29	4	2,58	-
	TR10-SP14	-47,8900	-24,7600	99	11	87,0	11,0	87,0	11,0	131,0	21,0	11,60	0,87	8	2,47	-
	TR10-SP16	-48,0800	-25,1200	32	30	51,8	4,7	51,8	4,7	75,0	10,0	11,78	0,34	30	1,84	-
	TR10-SP17	-48,0500	-25,2100	21	30	46,7	3,4	46,7	3,4	63,1	7,8	12,24	0,45	27	2,36	-
	TR11-SP11	-44,9300	-22,8600	545	31	168,0	11,0	168,0	11,0	311,0	37,0	11,08	0,28	34	1,63	-
	TR11-SP12	-46,0200	-23,3500	581	30	58,8	4,5	58,8	4,5	84,0	10,0	11,87	0,25	26	1,28	-
	TR11-SP13	-46,1900	-23,4100	622	30	55,8	4,5	55,8	4,5	74,4	9,6	12,35	0,37	31	2,04	-
	TR11-SP14	-46,4300	-23,4700	700	30	55,1	4,3	55,1	4,3	80,0	10,0	11,80	0,47	34	2,76	-
	TR11-SP15	-47,4900	-24,3800	210	30	44,8	3,1	44,8	3,1	57,1	6,9	12,84	0,26	30	1,43	-
	TR11-SP19	-47,4400	-24,2900	60	30	74,2	6,9	74,2	6,9	107,0	15,0	11,80	0,43	23	2,09	-
	PRI-10	-48,2900	-25,3000	4	9	33,0	1,8	33,0	1,8	55,7	6,3	11,28	0,38	30	2,08	0,009
Carmo (2005)	FTSEB-01b	-41,4570	-21,8182	120	25	54,0	4,0	-	-	-	-	13,20	0,20	100	1,9	0,004
	FTSEB-02	-41,7236	-21,6535	20	22	56,0	3,0	-	-	-	-	13,60	0,70	30	1,9	0,047
	FTSEB-04	-42,1512	-21,6005	100	30	58,0	5,0	-	-	-	-	13,60	0,30	20	1,5	0,098
	FTSEB-07a	-42,5950	-21,5003	220	20	73,0	3,0	-	-	-	-	12,80	0,20	100	2,4	0,749
	FTSEB-08	-42,7842	-21,3398	230	24	96,0	7,0	-	-	-	-	12,00	0,60	22	2,69	0,063
	FTSEB-11	-43,4569	-21,2410	580	20	96,0	6,0	-	-	-	-	12,00	0,30	100	2,8	0,019
	FTSEB-12	-43,6089	-21,2676	930	23	118,0	8,0	-	-	-	-	12,10	0,30	56	2	0,005
	FTSEB-16	-43,7461	-21,2831	1030	23	131,0	18,0	-	-	-	-	12,50	0,40	16	1,7	0,008
	FTSEB-18	-44,3167	-21,0826	980	22	178,0	12,0	-	-	-	-	11,50	0,20	100	2,2	0,002
	FTSEB-20	-44,0421	-20,3246	800	20	153,0	10,0	-	-	-	-	11,50	0,30	100	3,0	0,006
	FTSEB-21	-43,9748	-20,2949	1030	23	142,0	11,0	-	-	-	-	11,70	0,30	100	2,8	0,001
	FTSEB-22	-43,9594	-20,2873	1160	26	167,0	14,0	-	-	-	-	12,20	0,20	100	2,2	0,005
	FTSEB-24	-43,6922	-20,3244	960	20	175,0	7,0	-	-	-	-	10,90	0,30	100	3,1	0,003
	FTSEB-29	-43,2988	-20,1489	680	6	162,0	16,0	-	-	-	-	11,90	0,30	30	1,6	0,015
	FTSEB-30	-43,2676	-20,1361	680	28	114,0	11,0	-	-	-	-	9,99	1,20	13	4,4	0,098
	FTSEB-31	-43,0905	-20,1253	590	20	109,0	5,0	-	-	-	-	11,80	0,30	100	2,8	0,555
	FTSEB-32	-42,9651	-20,1093	700	20	87,0	4,0	-	-	-	-	12,30	0,30	100	2,6	0,003
	FTSEB-34	-42,7803	-20,0521	240	26	67,0	4,0	-	-	-	-	13,40	0,20	100	1,6	0,046
	FTSEB-49	-41,0227	-20,3821	1100	26	69,0	3,0	-	-	-	-	13,70	0,20	66	1,3	0,009
	FTSEB-50	-41,2308	-20,2989	980	20	59,0	3,0	-	-	-	-	13,20	0,20	100	1,5	0,004
	FTSEB-51	-41,7818	-20,2550	570	19	77,0	3,0	-	-	-	-	13,50	0,20	100	1,5	0,032
	FTSEB-52	-42,0679	-20,2704	650	20	95,0	5,0	-	-	-	-	11,90	0,30	100	2,7	0,328
Dias *et al*. (2008)	TF-42A	-	-	-	29	53,0	7,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	TF-42B	-	-	-	28	23,0	3,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	TF-44	-	-	-	32	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Referência	Amostra	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Nº. grãos	Idade Central (Ma)	1σ±	Idade Aparente (Ma)	1σ±	Idade Corrigida (Ma)	1σ±	CMT (µm)	1σ±	Nº. traços	DP CMT (µm)	Teor Cl (wt%)
Doranti (2006)	TF-702	-46,6373	-21,4612	958	78	-	-	92,2	4	119	11	12,63	-	-	-	-
	TF-708	-46,3064	-21,4521	827	118	-	-	33,8	3	74,5	4	10,84	-	-	-	-
	TF-709	-46,2677	-21,4333	1206	111	-	-	42	4	58	5	12,10	-	-	-	-
	TF-712	-46,2483	-21,5569	972	36	-	-	111,9	12	153	15	12,13	-	-	-	-
	TF-713	-46,2932	-21,5904	914	25	-	-	106,2	10	-	-	0,00	-	-	-	-
	TF-714	-46,4074	-21,6485	1023	108	-	-	120	12	-	-	0,00	-	-	-	-
Fonseca (1993)	RJ-1B	-	-	-	-	34,0	11,0	-	-	-	-	172,97	-	125	3,34	-
	RJ-4A	-	-	-	-	43,0	9,0	-	-	-	-	149,16	-	200	10,99	-
	RJ-5A	-	-	-	-	41,0	9,0	-	-	-	-	150,98	-	200	18,98	-
	RJ-14B	-	-	-	-	190,0	9,0	-	-	-	-	150,15	-	200	11,42	-
Fracalossi (2007)	TF-856	-47,3680	-22,5916		37	-	-	80	5	118	9	10.34		-	-	
	TF-858	-47,4544	-22,7388		51	-	-	69	4	97	8	11.48		-	-	
Franco *et al*. (2003a)	TF-71	-46,9148	-23,2209	-	-	-	-	-	-	106,00	21,00	-	-	-	-	-
	TF-74	-47,0635	-23,1920	-	-	-	-	-	-	40,00	4,00	-	-	-	-	-
	TF-106	-47,2411	-23,2292	-	-	-	-	193	19	139,00	12,00	-	-	-	-	-
	TF-338	-47,5489	-23,5101	-	-	-	-	-	-	59,00	8,00	-	-	-	-	-
	TF-69	-47,4435	-23,5948	-	-	-	-	89	13	128,00	18,00	-	-	-	-	-
	TF-65	-47,4064	-23,6753	-	-	-	-	69	14	64,00	9,00	-	-	-	-	-
	TF-336	-47,5716	-23,7621	-	-	-	-	-	-	54,00	8,00	-	-	-	-	-
Franco *et al*. (2005)	TF-506	-46,0400	-21,0933	1470	88	-		55,5	5	74	7	11,60		-	-	-
	TF-507	-46,0833	-21,9166	1290	98	-		56,5	5	74	8	11,86		-	-	-
	TF-509	-46,3500	-21,8666	1073	81	-		51,6	6	65	6	12,17		-	-	-
	TF-502	-46,6166	-21,7666	1180	79	-		51	5	63	9	12,53		-	-	-
	TF-311	-46,5660	-21,7666	1537	27	-		60	6	76	10	12,35		-	-	-
Franco *et al.* (2006)	TF-65	-47,8000	-24,0500	-	100	-		64	9	88	13	11,20		100	-	-
	TF-336	-47,8833	-24,1500	390	100	-		54	8	69	14	11,60		65	-	-
	TF561	-48,0500	-23,9500	-	28	-									-	-
	TF-566	-50,3167	-23,9500	-	5	-									-	-
	TF-567	-50,4500	-23,7167	569	6	-		33	3	68	8	10,92		6	-	-
	TF-571	-47,8000	-24,0500	-	4	-		53	13	92	18	11,20		2	-	-
	TF-619	-49,4333	-24,3500	-	48	-		54	3	86	6	11,40		27	-	-
	TF-620	-50,6833	-24,3167	-	10	-		56	10	109	20	11,04		6	-	-
	TF-621	-49,5500	-24,4167	-	58	-		52	5	106	11	11,00		19	-	-
	TF-623	-49,4167	-24,2000	-	4	-									-	-
	TF-625	-50,7333	-24,2167	-	7	-									-	-
	TF-629a	-49,4500	-23,4667	-	5	-									-	-
	TF-632	-50,0167	-23,4500	-	2	-									-	-
	TF-633	-49,5167	-23,3167		3	-									-	-
	TF-634	-49,7167	-22,8833	-	60	-		55	6	85	9	11,50		17	-	-
	TF-798b	-50,1000	-23,5167	-	6	-									-	-
	TF-785	-49,6500	-24,3833	-	14	-		51	6	92	14	11,13		11	-	-
Gallagher *et al*. (1994)	Bra866	-51,1700	-29,2000	274	12	139,8	10,0	-	-	-	-	12,29	0,31	33	1,75	-
	Bra872	-49,6900	-29,3400	0	15	123,7	7,0	-	-	-	-	13,38	0,20	41	1,28	-
	Bra874	-49,6900	-29,3400	0	1	121,2	27,0	-	-	-	-			-		-
	Bra875	-49,6900	-29,3400	0	7	101,0	10,0	-	-	-	-	13,65	0,32	5	0,64	-
	Bra405	-49,0300	-28,3800	0	19	52,2	5,0	-	-	-	-	13,29	0,35	24	1,7	-
	Bra406	-49,2000	-28,3400	120	14	64,7	6,0	-	-	-	-	13,07	0,26	64	2,06	-
	Bra408	-49,3300	-28,3600	130	24	67,5	3,0	-	-	-	-	12,74	0,23	40	1,45	-
	Bra410	-49,3800	-28,3900	150	20	82,3	4,0	-	-	-	-	12,83	0,21	98	2,09	-
	Bra413	-49,4900	-28,3800	550	18	150,3	16,0	-	-	-	-	12,41	0,29	71	2,42	-
	Bra414	-49,4900	-28,3800	555	21	157,0	14,0	-	-	-	-	12,85	0,19	100	1,93	-
	Bra415	-49,5100	-28,3800	600	6	141,2	13,0	-	-	-	-	12,68	0,60	11	1,89	-
	Bra417a	-49,5400	-28,3900	690	12	88,6	5,0	-	-	-	-	13,15	0,25	26	1,25	-
	Bra417b	-49,5400	-28,3900	690	19	95,4	4,0	-	-	-	-	12,72	0,23	89	1,62	-
	Bra878	-49,5400	-28,3900	701	12	92,3	7,0	-	-	-	-	12,58	0,35	27	1,78	-
	Bra879	-49,5400	-28,3900	701	20	81,0	6,0	-	-	-	-	12,71	0,27	45	1,81	-
	Bra880	-49,5400	-28,3900	701	14	74,8	4,0	-	-	-	-	12,93	0,66	5	1,32	-
	Bra881	-49,5400	-28,3900	701	18	88,0	7,0	-	-	-	-	12,66	0,72	17	2,88	-
	Bra419	-49,4800	-28,1200	1650	20	123,7	6,0	-	-	-	-	14,14	0,19	59	1,47	-
	LFT5/24	-49,4800	-28,1200	1750	27	132,3	5,0	-	-	-	-	15,10	0,27	43	1,72	-
	Bra885	-49,4500	-28,1000	1160	10	95,7	6,0	-	-	-	-	12,75	0,35	51	2,46	-
	Bra420	-49,4400	-28,0900	1100	11	99,4	8,0	-	-	-	-	13,25	0,41	12	1,35	-
	Bra424	-49,4000	-28,0800	1005	9	90,1	10,0	-	-	-	-	12,86	0,27	15	1	-
	Bra429	-49,2700	-28,1400	170	16	60,7	4,0	-	-	-	-	12,13	0,43	27	2,21	-
	Bra430	-49,2300	-28,1900	90	18	77,0	8,0	-	-	-	-	12,25	0,32	53	2,34	-
	Bra431	-48,5500	-25,8000	0	23	65,1	4,0	-	-	-	-	14,65	0,28	27	1,45	-
	Bra432	-48,5300	-25,7600	0	23	87,0	4,0	-	-	-	-	12,93	0,20	45	1,3	-
	Bra433	-48,9600	-25,5800	850	14	82,7	7,0	-	-	-	-	14,57	0,21	29	1,12	-
	Bra434	-48,9400	-25,5800	590	18	86,8	4,0	-	-	-	-	13,12	0,20	99	1,99	-
	Bra435	-48,9200	-25,5700	300	14	81,1	7,0	-	-	-	-	13,84	0,25	26	1,27	-
	Bra438	-50,1200	-25,0200	790	4	112,7	10,0	-	-	-	-	13,10	0,36	9	1,02	-
	Bra440	-49,9500	-24,6500	1070	5	141,7	43,0	-	-	-	-	13,16	0,68	6	1,51	-
	Bra441	-49,9200	-24,6000	980	8	144,6	5,0	-	-	-	-	13,25	0,25	58	1,55	-
	Bra442	-50,5900	-23,8800	670	27	118,9	5,0	-	-	-	-	13,51	0,18	60	1,36	-
	Bra443	-50,7800	-23,7300	750	12	154,4	15,0	-	-	-	-	13,53	0,24	19	1,45	-
	Bra447	-50,0200	-23,8700	580	20	131,5	6,0	-	-	-	-	12,74	0,17	81	1,51	-
	Bra802	-48,5200	-23,0800	671	20	135,8	7,0	-	-	-	-	13,18	0,23	51	1,62	-
	Bra804	-48,4000	-22,8400	870	2	96,6	8,0	-	-	-	-	12,19	0,90	13	3,13	-
	Bra805	-48,2700	-22,6100	533	2	151,2	29,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Bra808	-47,6700	-22,2700	564	6	117,3	9,0	-	-	-	-	12,25	0,47	18	1,94	-
	Bra810	-47,6700	-22,2700	564	12	120,5	10,0	-	-	-	-	13,60	0,28	20	1,23	-
	Bra813	-47,9300	-22,2500	777	17	180,2	32,0	-	-	-	-	12,92	0,22	58	1,65	-
	Bra794	-46,7000	-22,9400	793	20	224,9	11,0	-	-	-	-	11,00	0,23	101	2,34	-
	Bra796	-46,5300	-23,0600	914	12	243,4	19,0	-	-	-	-	11,25	0,33	65	2,62	-

Referência	Amostra	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Nº. grãos	Idade Central (Ma)	1σ±	Idade Aparente (Ma)	1σ±	Idade Corrigida (Ma)	1σ±	CMT (µm)	1σ±	Nº. traços	DP CMT (µm)	Teor Cl (wt%)
	Bra797	-46,5800	-23,3000	914	20	189,0	14,0	-	-	-	-	12,57	0,34	45	2,26	-
	Bra798	-46,5900	-23,3300	793	20	179,6	11,0	-	-	-	-	13,21	0,36	22	1,63	-
	Bra799	-46,8200	-23,4700	793	20	139,4	8,0	-	-	-	-	12,83	0,38	46	2,53	-
	Bra800	-47,2700	-23,3400	808	10	261,2	37,0	-	-	-	-	10,97	0,52	22	2,37	-
	Bra824	-46,8600	-21,4000	792	20	330,3	22,0	-	-	-	-	13,06	0,11	100	1,13	-
	Bra827	-46,4300	-21,5500	975	20	284,9	10,0	-	-	-	-	11,49	0,24	101	2,37	-
	Bra829	-46,3800	-21,8100	975	20	80,1	5,0	-	-	-	-	13,83	0,38	18	1,57	-
	Bra831	-46,4400	-21,8200	1311	20	81,0	6,0	-	-	-	-	13,54	0,25	100	2,15	-
	Bra832	-46,4400	-21,8200	1311	20	81,0	3,0	-	-	-	-	13,58	0,16	101	1,61	-
	Bra834	-46,4500	-21,9600	1082	20	71,1	5,0	-	-	-	-	14,67	0,40	14	1,43	-
	Bra836	-46,2100	-22,0800	1135	13	261,0	14,0	-	-	-	-	10,71	0,33	81	2,99	-
	Bra837	-46,1100	-22,1500	1290	20	251,9	9,0	-	-	-	-	11,95	0,22	100	2,16	-
	Bra838	-45,9000	-22,2100	960	20	225,2	12,0	-	-	-	-	11,77	0,25	100	2,44	-
	Bra839	-45,7100	-22,2800	876	14	116,3	13,0	-	-	-	-	12,55	0,56	24	2,69	-
	Bra841	-45,5700	-22,4000	884	20	132,5	6,0	-	-	-	-	12,23	0,28	102	2,86	-
	Bra843	-45,5100	-22,4300	1059	20	109,4	5,0	-	-	-	-	13,27	0,36	38	2,19	-
	Bra849	-44,4500	-22,4600	366	9	125,4	12,0	-	-	-	-	13,10	0,66	14	2,38	-
	Bra850	-44,2200	-22,6200	396	19	67,2	3,0	-	-	-	-	13,87	0,18	60	1,39	-
	Bra853	-44,4600	-22,8900	190	20	78,3	3,0	-	-	-	-	12,94	0,16	101	1,6	-
	Bra854	-44,5400	-23,0500	30	20	64,5	3,0	-	-	-	-	12,75	0,20	102	2,03	-
	Bra855	-44,5600	-23,1100	30	20	66,2	4,0	-	-	-	-	13,30	0,17	100	1,65	-
	Bra858	-44,8200	-23,3500	61	17	91,6	4,0	-	-	-	-	12,63	0,22	103	2,22	-
	Bra859	-45,0500	-23,3200	30	3	81,4	14,0	-	-	-	-	13,23	0,68	10	2,05	-
	Bra860	-45,3200	-23,6000	61	16	86,1	6,0	-	-	-	-	12,78	0,22	71	1,8	-
	Bra861	-45,6300	-23,4400	731	20	99,1	3,0	-	-	-	-	12,29	0,21	101	2,14	-
Godoy *et al*. (2001)	M-7	-	-	863	-	-	-	62	7,0	-	-	-	-	-	-	-
	M-6	-	-	1064	-	-	-	79	9,0	-	-	-	-	-	-	-
	S-1	-	-	1004	-	-	-	37	4,8	-	-	-	-	-	-	-
Godoy (2006)	TF-643	-47,7120	-22,5955	508	3	-	-	242	90,7	-	-	-	-	-	-	-
	TF-852	-47,7946	-22,8155	544	74	-	-	87	5,0	135	11	10,65	-	-	-	-
	TF-694	-47,6695	-22,5614	472	99	-	-	93	6	118	10	12,50	-	-	-	-
	TF-888	-47,6624	-22,5348	502	118	-	-	64	4	88	8	11,68	-	-	-	-
	TF-890	-47,6361	-22,5001	563	112	-	-	73	5	110	13	10,80	-	-	-	-
	TF-641	-47,7086	-22,4181	-	13	-	-	90	9	132	13	11,25	-	-	-	-
	TF-720	-47,8122	-22,7293	468	111	-	-	143	8	179	13	12,30	-	-	-	-
	TF-698	-47,7730	-22,8471	527	85	-	-	97	6	137	11	11,40	-	-	-	-
Guedes *et al*. (2000)	TF-17	-	-	-	-	-	-	49	3	62	4	-	-	-	-	-
	TF-22	-	-	-	-	-	-	49	3	62	4	-	-	-	-	-
	TF-29	-	-	-	-	-	-	49	3	62	4	-	-	-	-	-
	TF-30	-	-	-	-	-	-	49	3	62	4	-	-	-	-	-
	TF-1	-	-	> 1000	-	-	-	132	6	172	8	-	-	-	-	-
	TF-9	-	-	> 1000	-	-	-	132	6	172	8	-	-	-	-	-
	TF-10	-	-	> 1000	-	-	-	132	6	172	8	-	-	-	-	-
	TF-12	-	-	< 1000	-	-	-	71	4	89	5	-	-	-	-	-
	TF-13	-	-	< 1000	-	-	-	71	4	89	5	-	-	-	-	-
	TF-5	-	-	< 1000	-	-	-	71	4	89	5	-	-	-	-	-
	TF-11	-	-	> 1000	-	-	-	132	6	172	8	-	-	-	-	-
	TF-25	-	-	> 1000	-	-	-	132	6	172	8	-	-	-	-	-
	TF-24	-	-	< 1000	-	-	-	71	4	89	5	-	-	-	-	-
	TF-31	-	-	< 1000	-	-	-	71	4	89	5	-	-	-	-	-
	LF-12	-	-	-	-	-	-	127	23	179	38	-	-	-	-	-
	LF-16	-	-	-	-	-	-	78	12	119	23	-	-	-	-	-
	LF-17	-	-	-	-	-	-	65	10	90	17?	-	-	-	-	-
	LF-17A	-	-	-	-	-	-	109	15	170	30	-	-	-	-	-
	LF-22	-	-	-	-	-	-	92	17	135	30	-	-	-	-	-
	M-7	-	-	-	-	-	-	76	9	99	12	-	-	-	-	-
	LF-23	-	-	-	-	-	-	85	15	133	29	-	-	-	-	-
Hackspacher *et al*. (1999)	M-7	-45,6372	-22,3221	-	-	-	-	76	9	99	12	-	-	-	-	-
	LF-16	-	-	-	-	-	-	78	12	119	23	-	-	-	-	-
	LF-23	-	-	-	-	-	-	85	15	133	19	-	-	-	-	-
Hackspacher *et al*. (2003)	TF-381	-47,1983	-21,4881	-	-	-	-	-	-	115	10	-	-	-	-	-
	TF-382	-47,1809	-21,3836	-	-	-	-	-	-	93	21	-	-	-	-	-
	TF-384	-46,9196	-21,0874	-	-	-	-	-	-	118	15	-	-	-	-	-
	TF-383	-46,6989	-21,4184	-	-	-	-	-	-	69	14	-	-	-	-	-
	TF-110	-46,7512	-22,4172	-	-	-	-	-	-	37	5	-	-	-	-	-
	TF-96	-46,1822	-22,2894	-	-	-	-	-	-	86	15	-	-	-	-	-
Hackspacher *et al*. (2007)	TF-93	-	-	-	100	-	-	80	9	115	13	-	-	-	-	-
	TF-95	-	-	-	100	-	-	79	9	107	13	-	-	-	-	-
	TF-96	-	-	-	100	-	-	62	6	110	12	-	-	-	-	-
	TF-110	-	-	-	N/D	-	-	62	6	110	10	-	-	-	-	-
	TF-136	-	-	-	27	-	-	143	24	Cálc. Impossível		-	-	-	-	-
	TF-137	-	-	-	Não divulgado	-	-	95	6	150	15	-	-	-	-	-
	TF-311	-	-	-	27	-	-	60	6	76	10	-	-	-	-	-
	TF-366	-	-	-	89	-	-	130	8	185	16	-	-	-	-	-
	TF-373	-	-	-	Não divulgado	-	-	114	6	149	15	-	-	-	-	-
	TF-376	-	-	-	Não divulgado	-	-	90	6	144	15	-	-	-	-	-
	TF-377	-	-	-	75	-	-	89	6	Cálc. Impossível		-	-	-	-	-
	TF-381	-	-	-	60	-	-	95	12	115	20	-	-	-	-	-
	TF-485	-	-	-	49	-	-	109	11	139	17	-	-	-	-	-
	TF-488	-	-	-	80	-	-	100	5	124	7	-	-	-	-	-
	TF-493b	-	-	-	97	-	-	54	5	66	8	-	-	-	-	-
	TF-502	-	-	-	79	-	-	51	5	63	9	-	-	-	-	-
	TF-503	-	-	-	82	-	-	59	4	71	8	-	-	-	-	-
	TF-505	-	-	-	Não divulgado	-	-	42	4	52	7	-	-	-	-	-

Referência	Amostra	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Nº. grãos	Idade Central (Ma)	1σ±	Idade Aparente (Ma)	1σ±	Idade Corrigida (Ma)	1σ±	CMT (µm)	1σ±	Nº. traços	DP CMT (µm)	Teor Cl (wt%)
	TF-506	-	-	-	88	-	-	55	5	74	7	-	-	-	-	-
	TF-507	-	-	-	98	-	-	56	5	74	8	-	-	-	-	-
	TF-509	-	-	-	81	-	-	51	6	65	6	-	-	-	-	-
	TF-511	-	-	-	48	-	-	221	29	334	42	-	-	-	-	-
	TF-556	-	-	-	112	-	-	118	10	194	22	-	-	-	-	-
	TF-559	-	-	-	104	-	-	120	11	180	21	-	-	-	-	-
	TF-560	-	-	-	96	-	-	131	9	180	20	-	-	-	-	-
Hiruma (2007)	BOC -29	-44,4471	-22,7874	1434	80	60,0	7,0	49	6	65	7	12,40	1,51	17	1,51	-
	BOC-61	-44,7178	-22,9346	1290	47	222,0	26,0	183	24	260	23	11,80	1,34	95	1,34	-
	BOC-75	-44,4680	-22,8672	1179	79	84,0	9,0	69	8	91	9	12,40	1,66	75	1,66	-
	BOC-84	-44,6117	-22,6739	1058	63	303,0	32,0	239	31	326	30	12,10	1,80	42	1,8	-
	BOC-94			1192	38	72,0	10,0	59	9	-	-		-	-		-
	BOC-100	-44,2758	-22,8103	1063	115	46,0	5,0	38	5	54	5	11,90	1,63	74	1,63	-
	BOC-127	-44,7631	-22,7895	1885	59	222,0	23,0	174	22	249	21	11,80	1,27	31	1,27	-
	BOC-152	-44,4327	-22,7344	1425	7	137,0	25,0	114	22	201	21	11,10	1,48	5	1,48	-
	BOC-154	-44,4459	-22,8748	1000	101	72,0	8,0	59	7	80	8	12,20	1,67	46	1,67	-
	BOC-156	-44,3724	-22,8612	1098	95	94,0	10,0	77	9	103	10	12,30	1,16	39	1,16	-
	BOC-161	-44,7257	-22,8907	1446	37	173,0	21,0	142	19	233	8	11,30	1,28	24	1,28	-
	BOC-172			1193	44	122,0	16,0	96	14	-	-		-	-		-
	BOC-174	-44,7621	-23,0133	1192	94	117,0	13,0	96	12	130	11	12,20	1,66	55	1,66	-
	BOC-178			1892	13	268,0	58,0	220	49	-	-		-	-		-
	BOC-188	-44,5941	-22,6765	593	58	149,0	17,0	122	16	213	15	11,10	1,26	35	1,26	-
Jelinek *et al*. (1999)	Surface	-	-	230	4	146,6	39,9	-	-	-	-	8,32	1,75	5	3,92	-
	SLT-1	-	-	-230,7	15	143,8	9,9	-	-	-	-	8,73	0,52	25	2,59	-
	SLT-3	-	-	-180	4	130,7	6,8	-	-	-	-	8,91	0,73	27	3,82	-
	SLT-2	-	-	-180	16	121,3	8,0	-	-	-	-	8,36	0,75	20	3,88	-
	Cocal-2	-	-	25	5	120,4	44,0	-	-	-	-	8,39	0,66	14	2,46	-
	Cocal-4	-	-	-175	41	116,4	3,9	-	-	-	-	10,68	0,79	26	4,05	-
	Fumaça	-	-	45,3	8	109,9	13,9	-	-	-	-	8,66	0,79	17	3,27	-
	Aquário-3	-	-	-226,4	22	107,9	5,3	-	-	-	-	8,03	0,42	43	2,74	-
	Aquário-1	-	-	157,3	35	107,0	3,9	-	-	-	-	10,28	1,02	8	2,87	-
	Cocal-1	-	-	-175	31	98,3	3,9	-	-	-	-	8,78	0,50	57	3,79	-
	Cocal-1*	-	-	-175	30	92,9	4,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Cocal-3	-	-	25	29	97,2	4,0	-	-	-	-	10,61	0,75	25	3,77	-
	Aquário-4	-	-	-31,5	24	96,3	4,5	-	-	-	-	10,70	1,04	17	4,28	-
	Aquário-2	-	-	12	11	89,0	8,2	-	-	-	-	6,24	0,80	14	2,99	-
	SLT-4	-	-	-180	23	88,0	4,0	-	-	-	-	9,88	0,84	13	3,03	-
	Cocal-5	-	-	-108,5	30	85,8	3,5	-	-	-	-	9,95	1,02	13	3,68	-
	Cocal-6	-	-	-75	39	76,5	7,9	-	-	-	-	7,14	0,53	23	2,55	-
Jelinek *et al*. (2003)	SUP-6	-49,1906	-28,4339	40	9	53,3	3,4	-	-	-	-	11,8	0,3	40	2,2	Fluorapatitas
					8	62,8	4,8									
					2	52,2	9,2									
					4	62,6	8,6									
	SUP-11	-49,0625	-28,2936	420	6	65,3	5,1	-	-	-	-	12,2	0,2	40	1,31	Fluorapatitas
	SUP-12	-49,0717	-28,2836	320	11	55,8	3,1	-	-	-	-	13,0	0,1	74	1,21	Fluorapatitas
					7	60,4	4,7									
	SUP-13	-49,0544	-28,1264	320	5	48,4	4,0	-	-	-	-	11,7	0,1	104	1,48	Fluorapatitas
					6	57,0	6,2									
	SUP-14	-49,0369	-28,0772	300	6	49,7	4,9	-	-	-	-	13,3	0,1	104	1,55	Fluorapatitas
					6	50,7	5,9									
					7	46,9	4,5									
	SUP-15	-49,0206	-28,0489	300	8	67,7	3,7	-	-	-	-	12,6	0,1	177	1,55	Fluorapatitas
					9	65,4	5,3									
	SUP-16	-49,0306	-28,0400	340	5	55,5	2,7	-	-	-	-	13,3	0,1	300	1,51	Fluorapatitas
					5	54,1	3,7									
	SUP-18	-49,0847	-28,0200	500	14	47,4	2,0	-	-	-	-	12,0	0,1	200	1,53	Fluorapatitas
					12	51,7	2,6									
	SUP-20	-49,1789	-28,0183	410	6	59,4	2,9	-	-	-	-	12,9	0,1	260	1,56	Fluorapatitas
					4	62,1	6,2									
	SUP-22	-49,1786	-28,0594	400	3	63,3	6,7	-	-	-	-	11,1	0,3	40	1,7	Fluorapatitas
	SUP-23	-49,1844	-28,0803	300	8	55,8	3,3	-	-	-	-	11,7	0,2	65	1,63	Fluorapatitas
	SUP-24	-49,1664	-28,1139	200	8	64,8	4,2	-	-	-	-	11,7	0,2	59	1,61	Fluorapatitas
	SUP-26	-48,6489	-28,2356	20	7	60,2	5,2	-	-	-	-	11,6	0,1	135	1,75	Fluorapatitas
	SUP-27	-48,8683	-28,3881	20	10	57,1	3,2	-	-	-	-	12,5	0,1	203	1,68	Fluorapatitas
					6	64,3	4,6									
	SUP-30	-48,9667	-28,2525	280	7	55,1	5,0	-	-	-	-	11,2	0,2	111	1,9	Fluorapatitas
	SUP-32	-48,9167	-28,4606	200	23	45,7	1,9	-	-	-	-	12,6	0,1	229	1,66	Fluorapatitas
	SUP-33	-48,8411	-28,2072	60	2	65,2	9,7	-	-	-	-	10,8	0,3	56	2,14	Fluorapatitas
	SUP-34	-48,7789	-28,1828	0	4	54,1	5,3	-	-	-	-	11,9	0,1	128	1,7	Fluorapatitas
	SUP-39	-48,7131	-28,0431	20	21	52,3	2,8	-	-	-	-	12,0	0,2	136	1,88	Fluorapatitas
					11	50,4	4,4									
	NF-40	-49,1833	-28,0672	109	20	42,0	1,9	-	-	-	-	11,5	0,1	200	1,77	Fluorapatitas
					4	42,6	3,6									
	NF-41	-49,1833	-28,0672	109	17	41,8	2,0	-	-	-	-	11,9	0,1	200	1,87	Fluorapatitas
	NF-42	-49,1833	-28,0672	109	17	40,9	1,8	-	-	-	-	11,1	0,1	11	1,88	Fluorapatitas
					8	39,0	2,5									
Maia *et al*. (2001)	S-10	-	-	-	-	-	-	-	-	26,0	4,0	-	-	-	-	-
	S-19	-	-	-	-	-	-	-	-	31,0	5,0	-	-	-	-	-
Maia *et al*. (2003)	TF-381	-46,9606	-21,3902	-	60	-	-	-	-	115	10	-	-	-	-	-
	TF-382	-46,9584	-21,2215	-	64	-	-	-	-	93	21	-	-	-	-	-
	TF-383	-46,9802	-20,9953	-	72	-	-	-	-	69	14	-	-	-	-	-
	TF-384	-47,0116	-20,9296	-	42	-	-	-	-	118	15	-	-	-	-	-
Motoki & Netto (2005)	PC2	-	-			84,0	5,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Motoki *et al*. (2006)	-	-	-	-	-	-	-	68	2	-	-	-	-	-	-	-

Referência	Amostra	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Nº. grãos	Idade Central (Ma)	1σ±	Idade Aparente (Ma)	1σ±	Idade Corrigida (Ma)	1σ±	CMT (µm)	1σ±	Nº. traços	DP CMT (µm)	Teor Cl (wt%)
	-	-	-	-	-	-	-	67	4	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	68	2	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	54	1	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	56	2	-	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	66	3	-	-	-	-	-	-	-
Netto *et al*. (2001)	-	-	-	-	-	-		59,0	7,0			-	-	-	-	-
	-	-	-					66,0	3,0			-	-	-	-	-
Oliveira *et al*. (2000)	TF-9/TF-10	-	-	> 1000	-	-	-	86	6	121	9	-	-	-	-	-
	TF-12/TF-13	-	-	< 1000	-	-	-	46	3	62	5	-	-	-	-	-
	TF-21/TF-22	-	-		-	-	-	58	4	80	4	-	-	-	-	-
Osório *et al*. (2008)	CT-5	-	-	1306	8	123,0	20,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	CT-1	-	-	1324	25	160,0	27,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	EA-13	-	-	1391	27	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	CT-3	-	-	1077	26	130,0	21,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	CT-31	-	-	723	26	96,0	16,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	CT-4	-	-	944	20	58,0	18,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	TF-40	-	-	1063	24	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	TF-39	-	-	1063	26	67,0	9,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	TF-20	-	-	0	22	10,0	1,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	CT-30	-	-	1288	34	243,0	15,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	CT-28	-	-	659	11	160,0	21,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	TF-42A	-	-	45	29	53,0	7,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	TF-42B	-	-	45	28	23,0	3,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	TF-44	-	-	0	32	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ribeiro *et al*. (1995)	17	-	-	-	~ 140	-	-	75	12	-	-	-	-	-	-	-
	22	-	-	-	~ 140	-	-	75	13	-	-	-	-	-	-	-
	16	-	-	-	~ 140	-	-	88	15	-	-	-	-	-	-	-
	17A	-	-	-	~ 140	-	-	95	13	-	-	-	-	-	-	-
	23	-	-	-	~ 140	-	-	95	17	-	-	-	-	-	-	-
	18	-	-	-	~ 140	-	-	129	27	-	-	-	-	-	-	-
	1	-	-	-	~ 140	-	-	135	23	-	-	-	-	-	-	-
	6	-	-	-	~ 140	-	-	207	43	-	-	-	-	-	-	-
	12	-	-	-	~ 140	-	-	214	46	-	-	-	-	-	-	-
	7	-	-	-	~ 140	-	-	215	40	-	-	-	-	-	-	-
	5	-	-	-	~ 140	-	-	230	39	-	-	-	-	-	-	-
	2	-	-	-	~ 140	-	-	258	55	-	-	-	-	-	-	-
Ribeiro & Hackspacher (1996)	LF-5	-46,5629	-23,0567	-	-	-	-	124	20	191	38	11,73	-	-	-	-
	LF-12	-46,6320	-23,0706	-	-	-	-	110	20	155	33	12,26	-	-	-	-
	LF-10	-46,5945	-22,9530	-	-	-	-	155	25	267	53	11,05	-	-	-	-
	LF-1	-46,5136	-22,9893	-	-	-	-	120	20	207	44	10,99	-	-	-	-
	LF-2	-46,5117	-22,9976	-	-	-	-	127	22	180	36	11,34	-	-	-	-
	LF-6	-46,4702	-22,9510	-	-	-	-	153	25	216	43	11,99	-	-	-	-
	LF-7	-46,4533	-22,9358	-	-	-	-	114	19	165	33	11,92	-	-	-	-
	LF-13	-46,4371	-22,8711	-	-	-	-	108	20	168	37	11,54	-	-	-	-
	LF-23	-46,4034	-22,9577	-	-	-	-	74	13	116	25	11,45	-	-	-	-
	LF-17a	-46,3392	-22,9890	-	-	-	-	95	13	148	26	11,45	-	-	-	-
	LF-17	-46,3350	-22,9831	-	-	-	-	56	8	79	15	12,10	-	-	-	-
	LF-18	-46,3265	-22,9789	-	-	-	-	136	31	205	52	11,53	-	-	-	-
	LF-22	-46,3825	-22,9119	-	-	-	-	80	15	118	26	11,68	-	-	-	-
	LF-16	-46,3633	-22,8748	-	-	-	-	68	11	103	20	11,62	-	-	-	-
Ribeiro L.F. (2003)	M-40	-	-	-	-	-	-	77 ± 9	± 11%	114 ± 1	± 11%	-	-	-	-	-
	M-41	-	-	-	-	-	-	55 ± 14	± 25%	142 ± 18	± 27%	-	-	-	-	-
	M-44	-	-	-	-	-	-	254 ± 20	± 8%	387 ± 50	± 13%	-	-	-	-	-
	M-7	-	-	-	-	-	-	62 ± 7	± 11%	89 ± 10	± 15%	-	-	-	-	-
	M-6	-	-	-	-	-	-	79 ± 9	± 11%	107 ± 13	± 15%	-	-	-	-	-
	M-4	-	-	-	-	-	-	80 ± 9	± 8%	115 ± 13	± 13%	-	-	-	-	-
	M-5	-	-	-	-	-	-	88 ± 7	± 11%	126 ± 11	± 15%	-	-	-	-	-
	M-220	-	-	-	-	-	-	43 ± 4	± 8,9%	55 ± 5	± 13%	-	-	-	-	-
	M-230	-	-	-	-	-	-	45 ± 5	± 9%	59 ± 6	± 13%	-	-	-	-	-
	M-3	-	-	-	-	-	-	49 ± 6	± 13%	69 ± 10	± 14%	-	-	-	-	-
	M-33	-	-	-	-	-	-	25 ± 4	± 14	39 ± 6	± 17%	-	-	-	-	-
	M-1	-	-	-	-	-	-	22 ± 2	± 11%	32 ± 4	± 15%	-	-	-	-	-
	M-56	-	-	-	-	-	-	75 ± 6	± 11%	124 ± 12	± 11%	-	-	-	-	-
	M-92	-	-	-	-	-	-	139 ± 12	± 11%	193 ± 19	± 10%	-	-	-	-	-
	M-231	-	-	-	-	-	-	54 ± 5	± 9,4%	67 ± 7	± 14%	-	-	-	-	-
	M-183	-	-	-	-	220,0	20,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ribeiro, M.C. (2003)	Div-01	-	-	1030	-	-	-	76,5 ± 3	4%	92 ± 4	4,30%	-	-	-	-	-
	Div-03	-	-	1016	-	-	-	133 ± 15	11%	180 ± 15	8,30%	-	-	-	-	-
	Div-04	-	-	970	-	-	-	112 ± 10	9%	143 ± 13	9%	-	-	-	-	-
	Ca-19	-	-	770	-	-	-	86 ± 3	3,50%	112 ± 4	3,60%	-	-	-	-	-
	S-1A	-	-	863	-	-	-	37 ± 4	13,50%	45 ± 6	13,30%	-	-	-	-	-
	S-1B	-	-	1124	-	-	-	62 ± 7	11%	89 ± 10	11,20%	-	-	-	-	-
	S-3B	-	-	1080	-	-	-	79 ± 9	11%	100 ± 11	14%	-	-	-	-	-
	S-3C	-	-	965	-	-	-	88 ± 7	8%	116 ± 9	8%	-	-	-	-	-
	S-10	-	-	860	-	-	-	26 ± 4	15%	31 ± 5	16%	-	-	-	-	-
	S-11	-	-	904	-	-	-	68 ± 3	6%	92 ± 5	5,40%	-	-	-	-	-
	S-12	-	-	900	-	-	-	75 ± 3	5%	90 ± 4	4,40%	-	-	-	-	-
	S-14	-	-	1268	-	-	-	61 ± 3	6%	74 ± 4	5,40%	-	-	-	-	-
	S-19	-	-	259	-	-	-	31 ± 5	16%	36 ± 6	16%	-	-	-	-	-
Ribeiro *et al*. (2003a)	M-33	-	-	-	100	-	-	35,0	6,0	49	10	-	-	-	-	-
	M-1	-	-	-	100	-	-	30,0	5,0	40	8	-	-	-	-	-
Ribeiro *et al*. (2003b)	S-10	-	-	860	-	-	-	26,0	4,0	-	-	-	-	-	-	-
	S-14	-	-	1268	-	-	-	61,2	3,8	-	-	-	-	-	-	-
Ribeiro *et al*. (2005)	LF-1	-	-	-	100	-	-	120	20	207	44	10,99	0,20	-	2	-

Referência	Amostra	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Nº. grãos	Idade Central (Ma)	1σ±	Idade Aparente (Ma)	1σ±	Idade Corrigida (Ma)	1σ±	CMT (µm)	1σ±	Nº. traços	DP CMT (µm)	Teor Cl (wt%)
	LF-5	-	-	-	100	-	-	124	22	191	38	11,73	0,21	-	2,09	-
	LF-16	-	-	-	100	-	-	68	11	103	20	11,62	0,17	-	1,68	-
	LF-17	-	-	-	100	-	-	56	8	79	15	12,10	0,17	-	1,7	-
	LF-17a	-	-	-	100	-	-	95	13	148	26	11,45	0,17	-	1,72	-
	LF-18	-	-	-	100	-	-	136	31	205	52	11,53	0,16	-	1,56	-
	LF-22	-	-	-	100	-	-	80	15	118	26	11,68	0,15	-	1,56	-
	LF-23	-	-	-	100	-	-	74	13	116	25	11,45	0,18	-	1,83	-
	LF-2	-	-	-	100	-	-	127	22	180	36	11,34	0,19	-	1,9	-
	LF-6	-	-	-	100	-	-	153	25	216	43	11,99	0,16	-	1,6	-
	LF-7	-	-	-	100	-	-	114	19	165	33	11,92	0,17	-	1,7	-
	LF-10	-	-	-	100	-	-	155	25	267	53	11,05	0,20	-	2,03	-
	LF-12	-	-	-	100	-	-	110	20	155	33	12,26	0,19	-	1,9	-
	LF-13	-	-	-	100	-	-	108	20	168	37	11,54	0,20	-	2	-
Ribeiro (2007)	TF-685	-	-	98	28	-	-	35	15	62	26	-	-	10	-	-
	TF-753	-	-	302	46	-	-	52	3	61	17	-	-	5	-	-
	TF-755	-	-	661	89	-	-	57	4	73	15	-	-	3	-	-
	TF-756	-	-	458	101	-	-	68	3	85	17	-	-	45	-	-
	TF-758	-	-	73	54	-	-	45	4	61	6	-	-	32	-	-
	TF-122	-	-	1132	125	-	-	52	5	68	6	-	-	55	-	-
	TF-124	-	-	1376	142	-	-	48	4	62	6	-	-	25	-	-
	TF-125	-	-	1088	87	-	-	42	4	54	5	-	-	100	-	-
	TF-126	-	-	520	100	-	-	59	6	-	-	-	-	-	-	-
	TF-127	-	-	72	24	-	-	51	6	-	-	-	-	-	-	-
	TF-129A	-	-	35	67	-	-	34	3	46	6	-	-	15	-	-
	TF-130	-	-	35	100	-	-	47	3	69	6	-	-	29	-	-
	TF-499	-	-	954	35	-	-	84	4	113	50	-	-	7	-	-
	TF-652	-	-	735	46	-	-	73	4	102	6	-	-	48	-	-
	TF-653	-	-	747	54	-	-	45	4	61	6	-	-	-	-	-
	TF-654	-	-	699	62	-	-	64	9	-	-	-	-	-	-	-
	TF-655	-	-	710	31	-	-	63	8	85	10	-	-	25	-	-
	TF-657	-	-	655	24	-	-	42	5	64	8	-	-	16	-	-
	TF-660	-	-	843	72	-	-	64	4	87	5	-	-	29	-	-
	TF-661	-	-	1027	72	-	-	49	23	65	21	-	-	29	-	-
	TF-664A	-	-	975	21	-	-	61	5	-	-	-	-	-	-	-
	TF-665A	-	-	639	96	-	-	59	6	76	8	-	-	9	-	-
	TF-665B	-	-	639	31	-	-	48	4	62	5	-	-	11	-	-
	TF-666	-	-	77	14	-	-	48	15	-	-	-	-	-	-	-
	TF-728	-	-	608	69	-	-	44	2	68	4	-	-	11	-	-
	TF-732	-	-	765	65	-	-	47	2	54	3	-	-	95	-	-
	TF-734	-	-	70	30	-	-	61	27	100	46	-	-	16	-	-
	TF-735	-	-	70	39	-	-	71	24	-	-	-	-	-	-	-
	TF-813	-	-	62	31	-	-	57	3	-	-	-	-	-	-	-
	TF-814	-	-	77	41	-	-	34	3	70	4	-	-	28	-	-
	TF-815	-	-	66	20	-	-	75	4	-	-	-	-	-	-	-
	TF-816	-	-	65	31	-	-	57	3	-	-	-	-	-	-	-
	TF-818	-	-	89	14	-	-	95	10	-	-	-	-	-	-	-
	TF-819	-	-	50	35	-	-	55	14	78	20	-	-	29	-	-
	TF-820	-	-	188	55	-	-	43	3	-	-	-	-	-	-	-
	TF-823	-	-	53	14	-	-	74	4	-	-	-	-	-	-	-
	TF-825	-	-	81	35	-	-	73	3	125	49	-	-	30	-	-
	TF-826	-	-	60	35	-	-	40	4	-	-	-	-	-	-	-
	TF-119	-	-	860	100	-	-	26	4	31	5	-	-	100	-	-
	TF-120	-	-	854	100	-	-	68	3	92	5	-	-	100	-	-
	TF-121	-	-	900	100	-	-	75	3	90	4	-	-	100	-	-
	TF-123	-	-	1268	100	-	-	31	5	36	6	-	-	100	-	-
	TF-128	-	-	259	100	-	-	31	5	36	6	-	-	100	-	-
	TF-29	-	-	653	100	-	-	62	± 13%	88,2	± 14%	-	-	± 1,6%	-	-
	TF-30	-	-	680	100	-	-	53	± 12,1%	71	± 13%	-	-	± 1,4%	-	-
	TF-32	-	-	684	100	-	-	61	± 10%	79	± 11%	-	-	± 1,1%	-	-
	TF-33	-	-	756	100	-	-	64	± 11%	83	± 12%	-	-	± 1,5%	-	-
	TF-34	-	-	1072	100	-	-	44	± 12%	59	± 13%	-	-	± 1,2%	-	-
	TF-35	-	-	1027	100	-	-	51	± 12%	66	± 18%	-	-	± 1.2%	-	-
	TF-39	-	-	1063	100	-	-	50	± 10%	67	± 11%	-	-	± 1,0%	-	-
Silva (2006)	CBL-284	-44,4898	-22,9517	1592	29	84,9	3,4	-	-	-	-	13,02	0,22	40	1,97	-
	RML-84	-44,6597	-22,7707	2088	12	145,7	9,7	-	-	-	-	12,86	0,31	28	1,95	-
	F-2	-44,5679	-22,5304	460	30	58,5	2,8	-	-	-	-	13,46	0,20	121	2,18	-
	CBL-02	-44,4372	-22,9814	15	22	60,7	3,4	-	-	-	-	10,55	0,35	61	2,77	-
Siqueira *et al*. (2001)	CA-1	-	-	670	-	-	-	6	0,4			-	-	-	-	-
	DIV-1	-	-	1037	-	-	-	75,6	3			-	-	-	-	-
Tello Saenz *et al*. (2003)	TF-1	-45,6787	-22,3940	> 1000	100	-		79,6	11%	107	12%	12,71	0,19	-		-
	TF-9	-46,3210	-22,9818	> 1000	100	-		80,4	8%	115	12%	12,21	0,18	-		-
	TF-10	-46,4717	-23,1227	> 1000	100	-		88,9	8%	126	9%	12,28	0,18	-		-
	TF-11	-46,3908	-23,1712	> 1000	100	-		106,9	10%	159	11%	12,13	0,21	-		-
	TF-4	-45,7499	-22,7990	< 1000	100	-		53,8	9,00%	67,2	10%	13,65	0,16	-		-
	TF-5	-45,7617	-22,8209	< 1000	100	-		42,5	8,00%	55,1	9%	13,14	0,17	-		-
	TF-12	-46,2437	-23,1718	< 1000	100	-		45,4	9%	58,9	10%	13,25	0,15	-		-
	TF-13	-46,0956	-23,2593	< 1000	100	-		49,4	13%	68,5	14%	12,60	0,17	-		-
	TF-17	-45,4337	-23,2025	~ 800	100	-		71	14%	108,9	15%	11,79	0,19	-		-
	TF-22	-45,4843	-23,5672	~ 800	100	-		56,8	10,00%	78,7	11%	12,47	0,15	-		-
	TF-29	-46,4933	-23,8903	~ 800	100	-		61,8	13%	88,2	14%	12,13	0,17	-		-
	TF-30	-46,4288	-23,9012	~ 800	100	-		52,6	12%	71	13%	12,75	0,15	-		-
	TF-21	-45,4309	-23,6181	~ 800	100	-		40,2	10%	57,4	11%	12,00	0,15	-		-
	TF-20	-45,0812	-23,4488	~ 800	100	-		6,95	9,00%	9,9	10%	12,07	0,13	-		-
Tello Saenz *et al*. (2005)	CT-1	-	-	> 1000	-	-	-	107	14%	160	17%	-	-	-	-	-

Referência	Amostra	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Nº. grãos	Idade Central (Ma)	1σ±	Idade Aparente (Ma)	1σ±	Idade Corrigida (Ma)	1σ±	CMT (µm)	1σ±	Nº. traços	DP CMT (µm)	Teor Cl (wt%)
	CT-2	-	-	> 1000	-	-	-	72	10%	113	14%	-	-	-	-	-
	CT-3	-	-	> 1000	-	-	-	83	13%	130	16%	-	-	-	-	-
	CT-5	-	-	> 1000	-	-	-	86	13%	123	16%	-	-	-	-	-
	CT-6	-	-	> 1000	-	-	-	67	12%	106	16%	-	-	-	-	-
	CT-31	-	-	> 1000	-	-	-	80	9%	125	13%	-	-	-	-	-
	CT-32	-	-	> 1000	-	-	-	97	12%	151	15%	-	-	-	-	-
	CT-33	-	-	> 1000	-	-	-	68	8%	105	13%	-	-	-	-	-
	CT-4	-	-	< 1000	-	-	-	39	10%	58	14%	-	-	-	-	-
	TF-31	-	-	-	-	-	-	74	14%	96	17%	-	-	-	-	-
	TF-32	-	-	-	-	-	-	61	10%	79	14%	-	-	-	-	-
	TF-33	-	-	-	-	-	-	64	11%	83	15%	-	-	-	-	-
	CT-10	-	-	-	-	-	-	44	12%	59	16%	-	-	-	-	-
	TF-35	-	-	-	-	-	-	51	18%	66	21%	-	-	-	-	-
	TF-39	-	-	-	-	-	-	50	10%	67	14%	-	-	-	-	-
	CT-9	-	-	-	-	-	-	41	13%	59	14%	-	-	-	-	-
	TF-45	-	-	-	-	-	-	61	11%	87	15%	-	-	-	-	-
	CT-7	-	-	-	-	-	-	45	14%	66	17%	-	-	-	-	-
	CT-8	-	-	-	-	-	-	57	10%	89	14%	-	-	-	-	-
	CT-11	-	-	-	-	-	-	39	9%	53	13%	-	-	-	-	-
	TF-42B	-	-	-	-	-	-	17	11%	23	15%	-	-	-	-	-
	TF-51	-	-	-	-	-	-	62	11%	89	15%	-	-	-	-	-
	TF-24	-	-	-	-	-	-	100	12%	142	16%	-	-	-	-	-
	TF-25	-	-	-	-	-	-	183	10%	259	13%	-	-	-	-	-
	TF-52	-	-	-	-	-	-	254	8%	387	13%	-	-	-	-	-
	TF-53	-	-	-	-	-	-	77	11%	114	15%	-	-	-	-	-
	CT-28	-	-	-	-	-	-	103	8%	160	13%	-	-	-	-	-
	CT-29	-	-	-	-	-	-	131	8%	206	13%	-	-	-	-	-
	CT-30	-	-	-	-	-	-	152	8%	243	13%	-	-	-	-	-
	TF-55	-	-	-	-	-	-	25	14%	39	17%	-	-	-	-	-
	TF-56	-	-	-	-	-	-	22	11%	32	15%	-	-	-	-	-

CMT - comprimédio médio do traço
DP CMT - desvio padrão do CMT
As coordenadas assinaladas em amarelo não possuem *datum* definido.