

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

**EXUMAÇÃO TECTÔNICA E EVOLUÇÃO ASSOCIADA DO RELEVO
NO ARCO DE PONTA GROSSA, SUL-SUDESTE DO BRASIL**

Ana Olivia Barufi Franco-Magalhães

Orientador: Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher

Tese de Doutorado elaborada junto ao
Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional,
para obtenção do Título de Doutor em Geologia Regional

Rio Claro (SP)
2009

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher (Orientador)

Prof. Dr. Antonio Roberto Saad

Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira

Dr. Gilmar Vital Bueno

Prof. Dr. Sandro Guedes de Oliveira

Ana Olivia Barufi Franco-Magalhães
- discente -

Rio Claro, 19 de novembro de 2009

Resultado: Aprovada

"Science is like a long road paved with observations, ideas, and understandings. From a distance it looks like a smooth strip of ribbon meandering through time. But up close, it can be seen as a rocky road indeed - a mix of insight and oversight, design and serendipity, precision and error, implication and revision."

J. Marvin Herndon

"Às minhas eternas raízes, donde advém todo meu vigor..."

W&J

Agradecimentos

Ao longo destes anos de pesquisa, diversas pessoas e instituições foram importantes para o cumprimento das diferentes etapas deste projeto.

Inicialmente, gostaria de agradecer à FAPESP – Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo pelo financiamento desta pesquisa (Processo 05/58704-7) e pelo suporte financeiro do Projeto Temático “*História da Exumação da Plataforma Sul-americana a exemplo da região Sudeste Brasileira: Termocronologia por Traços de Fissão e sistemáticas Ar/Ar e Sm/Nd*” (Processo 00/03960-5), no primeiro ano desta pesquisa. Agradeço também ao DAAD (Deutscher Akademischer Austauschdienst, Serviço Alemão de Intercâmbio Acadêmico) pelo auxílio financeiro no Doutorado-Sanduiche.

Ao orientador Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher, pela confiança em minha capacidade e aprendizado, por compartilhar seus conhecimentos e experiências, e também por estar sempre disposto às discussões e aos novos desafios.

Ao colega de profissão e amigo de coração Prof. Dr. Antonio Roberto Saad, pela convivência, por seu estímulo e dedicação em todas as etapas desde o início deste trabalho, e também pelas inúmeras e proveitosas discussões e conversas sobre vários assuntos geológicos (e não-geológicos).

Ao PrivatDozent Dr. Ulrich Anton Glasmacher da Universität Heidelberg, pela sua credibilidade e apoio depositados durante minha etapa do Doutorado-Sanduiche na Alemanha. E a Friederike Bauer, pela grande amizade e constante ajuda nas “aventuras em terras germânicas”.

Ao Núcleo de Cronologia e Cronometria da Unesp/Rio Claro, em especial ao Daniel Godoy, Carolina Doranti, Marli Carina Ribeiro (Obrigada pela impressora!), Luis Felipe Ribeiro (Montanha). E a Fulvia Chavarette, pela eterna amizade.

Ao Grupo de Cronologia do Instituto de Física da Unicamp, nas pessoas do Prof. Dr. Julio Cesar Hadler Neto, Pedro José Iunes e Eduardo Curvo pela atenção e disponibilidade sempre dedicadas. Em especial ao Prof Dr. Sandro Guedes de Oliveira pelas ilustres sugestões no Exame de Qualificação.

Ao Prof. Dr. Carlos Alberto Tello Saenz, do Departamento de Física Química e Biologia da UNESP/Presidente Prudente, pelo auxílio na metodologia de traços de fissão

em zircão e disponibilidade em seu laboratório. E ao Airton Dias, pela ajuda durante o aprendizado da técnica de preparo das amostras.

Ao IPEN (Instituto de Pesquisas Nucleares), pela irradiação das amostras de traços de fissão em apatita e zircão, em especial ao Adolfo Marra Neto.

Aos companheiros da Pós-Graduação, em especial a Carolina Del Roveri (Obrigada pela leitura do texto!), Elizandra Gomig, Patrick Martins, Fred Gradella, Fabio Machado e Iata Souza. Devo agradecimentos especiais a Rosângela, por auxiliar em diversos e inúmeros trâmites burocráticos, e aos Profs. Drs. Norberto Morales e Alexandre Perinotto, coordenadores dos Programas de Pós-Graduação em Geologia Regional e Geociências e Meio-Ambiente (em exercício na época), respectivamente, pela oportunidade e pela saudável convivência na organização dos eventos científicos.

Aos funcionários do Departamento de Petrologia e Metalogenia/UNESP: Vânia Roveratti, Neusa da Silva (Neusinha), Adilson Rossini e Nelson Lopes Jr., pelo apoio técnico.

Às minhas irmãs, Carolina e Ana Tereza; e ao meu avô Antônio, pela amizade e carinho. E aos meus pais Walter e Teresinha, meu porto-seguro nos momentos obscuros. Sou eternamente grata por todas as abdições feitas em favor de meus estudos. Por simplesmente me aceitarem como sou e me apoiarem integralmente. Certamente não teria vencido mais essa etapa sem o exemplo de vida de vocês!

Ao Marcelo, marido e companheiro de tantos anos. Muito obrigada por entender minha (às vezes longa!) ausência em certas ocasiões e momentos, por me incentivar a sempre buscar o melhor. Sou grata por sua paciência e dedicação. ***Amo-te profundamente!***

Por fim, a Deus – porque sem Ti ninguém é forte.

SUMÁRIO

Índice	i
I INTRODUÇÃO	1
II MÉTODOS, TÉCNICAS E REVISÃO CONCEITUAL	6
III SÍNTESE GEOLÓGICA-GEOMORFOLÓGICA REGIONAL	36
IV EVOLUÇÃO TECTONO-MAGMÁTICA DO ARCO DE PONTA GROSSA E RELAÇÕES COM A ABERTURA DO OCEANO ATLÂNTICO-SUL	54
V EVOLUÇÃO DO RELEVO X TERMOCRONOLOGIA	66
VI TERMOCRONOLOGIA POR TRAÇOS DE FISSÃO EM APATITA E ZIRCÃO: RESULTADOS, INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES	72
VII CONSIDERAÇÕES FINAIS	92
VIII REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	96

ÍNDICE

I. INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação	1
1.2 Localização da área de estudo	4
1.3 Objetivos e justificativa da escolha do tema e da área	5

II. MÉTODOS, TÉCNICAS E REVISÃO CONCEITUAL

2.1 Introdução	6
2.2 Termocronologia por traços de fissão	7
2.2.1 Formação dos traços de fissão e a equação da idade	7
2.2.1.1 Cálculo e correção da idade	16
2.2.2 Temperatura de fechamento e Zona de Retenção Parcial	18
2.2.3 Encurtamento dos traços de fissão devido a temperatura	21
2.2.3.1 Encurtamento dos Traços de Fissão em Apatitas	22
2.2.3.2 Encurtamento dos Traços de Fissão em Zircões	24
2.2.4 – Modelagens de histórias térmicas	26
2.3 Procedimentos Laboratoriais	29
2.3.1 Análise das amostras e cálculo de idades de traços de fissão	34

III. SÍNTESE GEOLÓGICA-GEOMORFOLÓGICA REGIONAL

3.1 Introdução	36
3.2 Embasamento Pré-cambriano e unidades fanerozóicas	36
3.3 Contexto Geomorfológico do Arco de Ponta Grossa	48

IV. EVOLUÇÃO TECTONO-MAGMÁTICA DO ARCO DE PONTA GROSSA E RELAÇÕES COM A ABERTURA DO OCEANO ATLÂNTICO-SUL	54
V. EVOLUÇÃO DO RELEVO X TERMOCRONOLOGIA	
5.1 Introdução	66
5.2 Modelos de evolução do relevo aplicados ao Arco de Ponta Grossa	71
VI. TERMOCRONOLOGIA POR TRAÇOS DE FISSÃO EM APATITA E ZIRCÃO: RESULTADOS, INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES	
6.1 Introdução	72
6.2 Resultados	73
6.3 Interpretações e Discussões	79
VII. CONSIDERAÇÕES FINAIS	
7.1 Aplicabilidades	92
7.2 Conclusões	94
VIII. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	96

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 Localização e contexto geológico regional da área em estudo, com os principais segmentos estruturais.	2
Figura 2 Mapa geológico simplificado da região sudeste brasileira, com as principais zonas de falha.	3
Figura 3 Localização das principais rodovias e municípios da área de estudo.	4
Figura 4 Representação de <i>Íon Explosion Spike Theory</i> e formação dos traços de fissão em um mineral.	8
Figura 5 (A) Termocronômetros e respectivas temperaturas de fechamento efetiva. (B) Ilustração da Zona de Retenção Parcial (ZRP) e seus limites superior e inferior.	19
Figura 6 Temperatura de fechamento (°C) em função da taxa de (°C/Ma) estimada para sistemáticas de traços de fissão em apatita, zircão e titanita, e (U-Th)/He em apatita e zircão.	21
Figura 7 (A) História térmica modelada pelo programa THA e (B) respectivo histograma teórico de traços confinados medidos na amostra.	28
Figura 8 Províncias Estruturais e mapa geológico da região estudada.	37
Figura 9 Carta estratigráfica com respectivas Superseqüências da Bacia do Paraná.	43
Figura 10 Principais bacias terciárias do Rifte Continental do Sudeste do Brasil.	47

Figura 11 Contexto geológico-regional do segmento ocidental do Rifte Continental do Sudeste do Brasil.	48
Figura 12 Modelo Digital de Elevação da região sudeste brasileira, e respectivo perfil da região do Arco de Ponta Grossa.	49
Figura 13 Seções paleoestruturais com direção NW-SE (<i>strike</i>), ilustrando a evolução tectônica da Bacia do Paraná.	55
Figura 14 Principais intrusões magmáticas pós-Cretáceas do sudeste brasileiro.	56
Figura 15 Mapa da Província Magmática Paraná – Etendeka.	57
Figura 16 Reconstrução tectônica das bacias sedimentares na configuração pré-deriva continental.	59
Figura 17 Mapa topográfico da América do Sul e Oeste da África, e batimétrico do Oceano Atlântico Central e Sul.	61
Figura 18 Esquema da origem, episódios associados e recuo erosivo da Serra do Mar, na região entre a Bacia do Paraná, no continente, e a Bacia de Santos, a sudeste.	63
Figura 19 Coluna Estratigráfica da Bacia de Santos.	64
Figura 20 Processos térmicos associados a falhas normais que influenciam idades termocronológicas.	67
Figura 21 Efeito da amplitude topográfica na estruturação das isothermas na crosta superior, a partir da temperatura de fechamento (T_c) de um sistema isotópico de datação.	69

- Figura 22** Efeito da quantificação das taxas de exumação tectônica e erosão na amplitude topográfica durante a evolução do relevo. 70
- Figura 23** Idades de traços de fissão em zircão (Ma) vs. altitude (m). 74
- Figura 24** Idade de traços de fissão em apatita vs. média do comprimento dos traços confinados. 74
- Figura 25** Idade de traços de fissão em apatita (Ma) vs. Altitude (m). 75
- Figura 26** Idades de traços de fissão em apatita e zircão (Ma) vs. altitude (m). 81
- Figura 27** Idades de traços de fissão em apatita e zircão (Ma) vs. temperatura de fechamento (°C). 84
- Figura 28** Mapa geológico da área de estudo com as idades de TFA. 85
- Figura 29** Histórias térmicas modeladas das amostras TF-1072, TF-929, TF-934, e respectivos histogramas de traços confinados. 88
- Figura 30** Mapa de isópacas da Bacia de Santos entre Oligoceno e Mioceno e principais áreas-fonte. 90
- Figura 31** Modelo Digital de Elevação do Arco de Ponta Grossa com amostras coletadas para análise por traços de fissão. 91

ÍNDICE DE FOTOS

Foto 1 Deslocamentos em cristal de apatita.	9
Foto 2 Grãos de zircão selecionados para datação por traços de fissão.	31
Foto 3 Grãos de zircão dispostos lado a lado e incrustados no Teflon®.	32
Foto 4 Grão de zircão com tempo considerado ótimo para o ataque químico.	33
Foto 5 Visada SW evidenciando o alinhamento do relevo na direção NW, em função da intrusão dos diques de diabásio.	50
Foto 6 Visada W-SW evidenciando o alinhamento do relevo na direção N-NW, em função da intrusão dos diques de diabásio.	50
Foto 7 Visada para E do Segundo Planalto (a) para o Primeiro Planalto Paranaense (b), nas proximidades da cidade de Curitiba (PR).	51
Foto 8 Visada E do Terceiro Planalto (a) para o Segundo Planalto Paranaense (b), nas proximidades da cidade de Guarapuava (PR).	52

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1 Descrição de campo e litológica das amostras coletadas e respectivo mineral utilizado para datação.

Anexo 2 Tempo total de ataque químico das amostras de zircão datadas e respectivas características dos grãos.

Anexo 3 Mapa geológico da área de estudo com as amostras coletadas para análise por TFA e TFZ.

Anexo 4 Mapa geológico da área de estudo com as idades de TFZ.

Anexo 5 Mapa geológico da área de estudo com as idades de TFA.

Anexo 6 Eventos tectono-sedimentares-magmáticos Meso-Cenozóicos que afetaram a evolução geológica da área de estudo.

RESUMO

A evolução do Arco de Ponta Grossa relaciona-se aos diversos eventos de reativação da Plataforma Sul-americana no sudeste brasileiro a partir do Cretáceo Inferior. A análise multi-métodos dos traços de fissão em apatita e zircão no eixo central do Arco de Ponta Grossa permitiu identificar períodos de exumação nas seguintes épocas: (1) Cretáceo Inferior (idades de traços de fissão em zircão entre 138 ± 51 Ma e 107 ± 22), relacionado aos processos tectônicos, magmáticos e de exumação do evento de ruptura do Gondwana Sul-Occidental; (2) Cretáceo Superior (idades de traços de fissão em zircão entre 90 ± 14 Ma e 69 ± 21 Ma; e idades de traços de fissão em apatitas entre 74 ± 14 Ma e 66 ± 2 Ma), relacionado ao alçamento do embasamento cristalino como resposta à uma anomalia térmica causada pela passagem da Pluma de Trindade sob o sudeste brasileiro, e conseqüente geração tectônica de relevo e erosão que forneceu sedimentos para as bacias de Santos e do Paraná; (3) Cretáceo Superior – Paleoceno Inferior, evento tectônico relacionado a um soerguimento regional que resultou no alçamento e erosão das bordas das bacias da Plataforma Sul-americana, em especial a Bacia do Paraná. Este evento também é associado ao tectonismo gerador das bacias do Rifte Continental Sudeste do Brasil, no segmento central; (4) Oligoceno-Mioceno (idades de traços de fissão em apatitas entre 26 ± 3 Ma e 14 ± 2 Ma) há o registro da mais recente reativação das zonas de falha NW, em especial a Zona de Falha de São Jerônimo-Curiúva, associada ao rearranjo do campo de tensões neste período, e conseqüente erosão das porções de rocha, que marca o início da sedimentação no segmento sul do Rifte Continental Sudeste do Brasil, composto pela Bacia de Curitiba, grábens de Guaraqueçaba, Sete Barras e Cananéia; e as formações Pariquêra-Açu e Alexandra. As histórias térmicas refletem estabilidade dos níveis de base regionais e instalação de processos de peneplanação, responsáveis pelo escalonamento do relevo na região neste período.

Palavras-Chave: Arco de Ponta Grossa, Termocronologia por traços de fissão, Exumação Tectônica, Paleógeno, Neógeno.

ABSTRACT

The evolution of Ponta Grossa Arch is genetically related to the post-rift reactivation of the South American Platform since Early Cretaceous. Apatite and Zircon low-temperature thermochronology analysis in Ponta Grossa Arch provided the following interpretations: (1) Zircon fission-track ages between 138 ± 51 Ma and 107 ± 22 are related to the tectonic, magmatic and exhumation processes occurred during the Gondwana break-up in Early Cretaceous; (2) Zircon fission-track ages between 90 ± 14 Ma and 69 ± 21 Ma, and apatite fission-track ages between 74 ± 14 Ma and 66 ± 2 Ma are evidenced the basement uplift as a response of thermal anomaly induced by Trindade plume since this time, as also evidenced in other areas of SE-Brazil during Late Cretaceous. The resulting highlands were the main source-area for the Coniacian-Maastrichian sediments of the Santos (Santos formation) and Paraná (Bauru Group) basins; (3) Between Late Cretaceous and Early Paleocene, the tectonic processes caused uplift and erosion of the Paleozoic interior basins, specially the Paraná Basin. At this time, preexisting shear zones were reactivated, formed the Continental Rift Basins of SE Brazil and continental sediments were deposited in these basins at the northern part of the study-area during this time; (4) During Oligocene to Miocene, apatite fission-track ages between 26 ± 3 Ma and 14 ± 2 Ma indicate the youngest reactivation of the NE-SW Precambrian shear zones and consequent exhumation of high elevated area. The origin of the Continental Rift Basins of SE Brazil in the study area (Curitiba basin, Guaraqueçaba, Sete Barras and Cananéia Grabens, and Pariquera-Açu and Alexandra formations) is probably related to the movement along NW-SE trending fault zones (São Jerônimo-Curiúva Fault Zone). Thermal histories evidenced local and sea base-level stability and peneplanation processes caused dissection in high-elevated areas.

Keywords: Ponta Grossa Arch, low-temperature thermochronology, Tectonic exhumation, Paleogene, Neogene.

1.1 Apresentação

Estudos realizados no continente emerso, na margem continental brasileira e áreas oceânicas adjacentes, permitiram a definição e associação entre grandes estruturas transversais, bacias interiores e marginais, e feições submersas, possibilitando assim correlações das áreas oceânicas e do interior continental. Desse modo, estudos realizados integrando a faixa delimitada na margem continental brasileira e no oceano pelos lineamentos do Rio de Janeiro e Florianópolis (ALVES, 1981; ASMUS & GUAZELLI, 1981) e, no continente emerso, pelo Arco de Ponta Grossa, Arco do Rio Grande e Sinclinal de Torres, são os responsáveis pelo melhor entendimento do papel dessas estruturas na origem do Oceano Atlântico-Sul e evolução tectono-sedimentar dessa porção do território brasileiro.

À luz do conhecimento atual, o Arco de Ponta Grossa e seus alinhamentos estruturais parecem condicionar, muito fortemente, a evolução tectônica dessa faixa de estruturação desde o Devoniano, porém com maior acentuação após o Carbonífero Superior, principalmente durante a Reativação Wealdeniana (Jurássico ao Plioceno) (ALMEIDA, 1969; 1981; ALMEIDA & MELO, 1981; ALMEIDA, 1982; FERREIRA, 1982a; FULFARO et al., 1982; ZALÁN et al., 1990; ZALÁN, 2004). É uma das feições tectônicas arqueadas mais expressivas da porção sul-oriental da América do Sul (SANFORD & LANGE, 1960; ZALAN et al., 1987).

Delineado como uma megaestrutura soerguida, com eixo dirigido para NW no sentido do interior da Bacia do Paraná (Figuras 1 e 2), o Arco de Ponta Grossa é caracterizado por alinhamentos estruturais-magnéticos com extensões não inferiores a 600 km e larguras variáveis entre 20 e 100 km, marcados geologicamente por enxames de diques de diabásio, que ocupam e acompanham os principais planos de fraturas e falhas (FERREIRA et al., 1981; FERREIRA, 1982a; MACHADO JR., 2000).

Definido na sua forma atual com base no trabalho de Portela Filho & Ferreira (2003), o Arco de Ponta Grossa corresponde ao limite erosivo leste da Bacia do Paraná, e é limitado a nordeste pelo Alinhamento de Guapiara e a sudoeste pelo Alinhamento do Rio Piquiri (FERREIRA et al., 1981; ALMEIDA, 1983; MACHADO JR., 2000). Sua região central é balizada pelos alinhamentos São Jerônimo-Curiúva e Rio Alonzo (FERREIRA, 1982a;

ALMEIDA, 1983), além do Alinhamento do Rio Ivaí, situado entre os alinhamentos do Rio Piquiri e do Rio Alonzo (ALMEIDA, 1982).

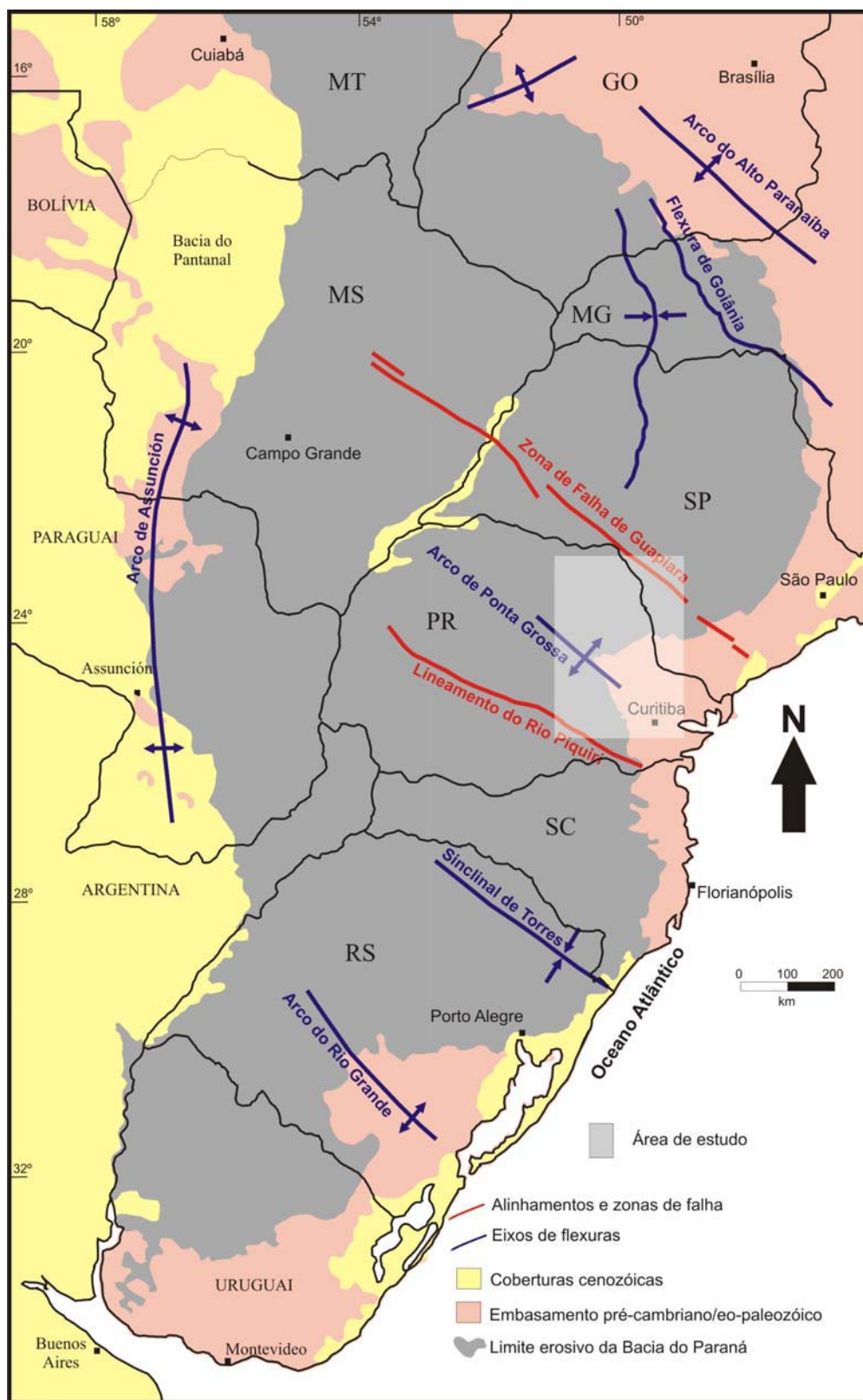


Figura 1 – Localização e contexto geológico regional da área em estudo, com os principais segmentos estruturais definidos por Zalán et al. (1990). Modificado de Trzaskos (2006).

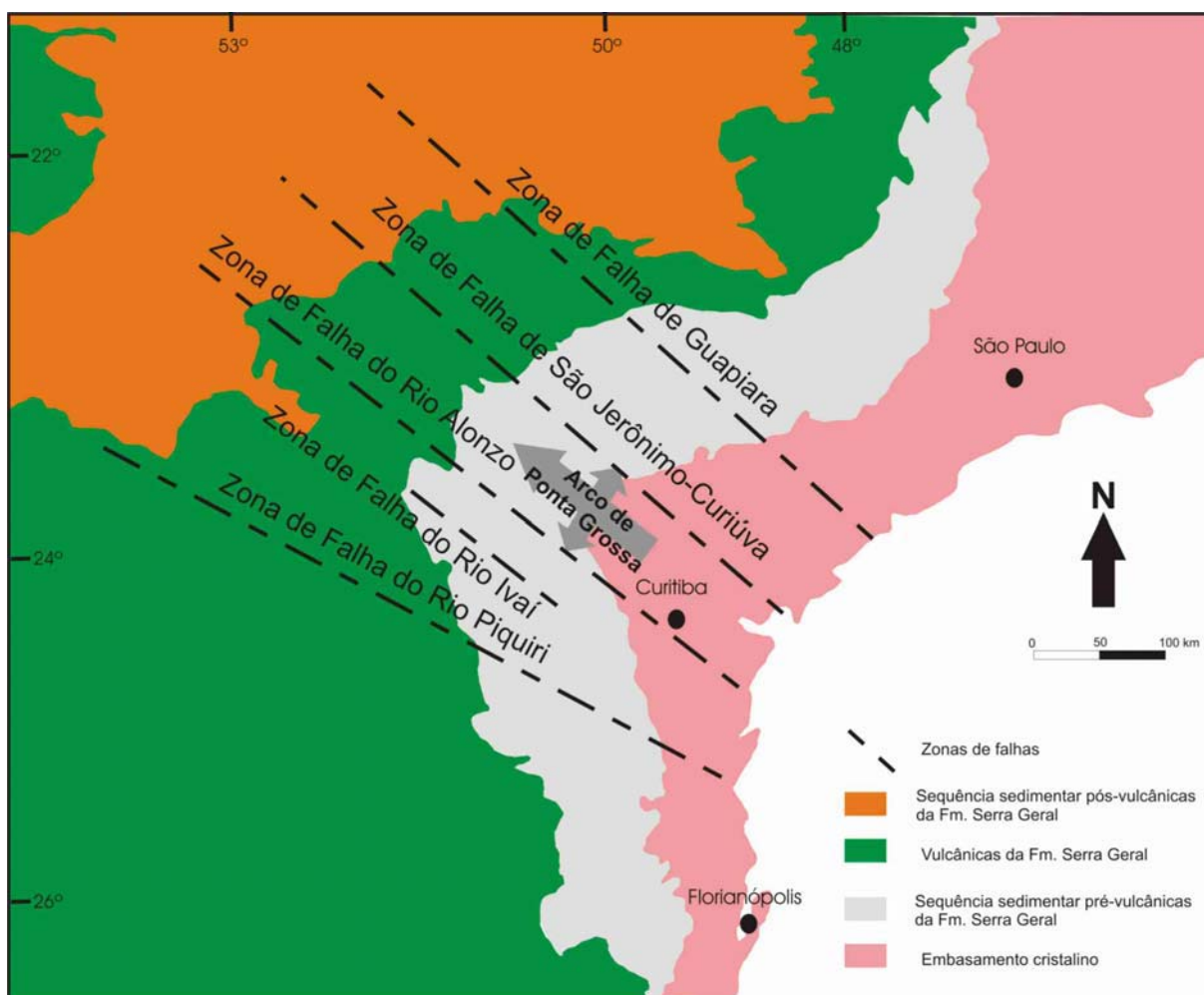


Figura 2 – Mapa geológico simplificado da região sudeste brasileira, com as principais zonas de falha. Modificado de Pinese (1989) e Zalan et al. (1990).

Tais alinhamentos encerram espessos enxames de diques de diabásio, do Cretáceo Inferior (RENNE et al., 1992, TURNER et al., 1994), dirigidos preferencialmente segundo NW-SE. Secundariamente, há também diques de direção E-W e NE-SW, apresentando mergulhos subverticais e comprimentos de até 100 km (PORTELA FILHO & FERREIRA, 2003). Segundo Zalán et al. (1990), o paralelismo dos alinhamentos que constituem o Arco de Ponta Grossa é uma clara indicação de sua origem tectônica, já que esta é uma das duas mais importantes direções de falhas e lineamentos da Bacia do Paraná. Entretanto, outros estudos não descartam a possibilidade de tal feição se relacionar a respostas flexurais da crosta à sobrecarga de sedimentos da Bacia do Paraná (CHANG et al., 1992), atuação de plumas mantélicas (ERNESTO et al., 2002) ou ainda um ramo abortado de uma junção tríplice, cujos segmentos NE e SW desenvolveram-se (HERZ, 1977; RICCOMINI, 1995; MILANI et al., 2000; COUTINHO, 2008).

1.2 – Localização da área de estudo

A área estudada engloba rochas pré-cambrianas e alcalinas, além da faixa de afloramentos da seqüência Siluriana-Cretácea da Bacia do Paraná, na região do Arco de Ponta Grossa, desde seu limite setentrional representado pelo alinhamento estrutural de Guapiara, até seu limite meridional representado pelo alinhamento estrutural do Rio Piquiri (VIEIRA, 1973; FERREIRA, 1982b; SOARES et al., 1982; ZALÁN et al., 1987; ARTUR & SOARES, 2002) (Figura 2).

A área selecionada está inserida entre os paralelos 23°00'S e 25°30'S e os meridianos 51°00'W e 48°00'W. As atividades de campo foram feitas no Estado do Paraná e no extremo Sul do Estado de São Paulo (Figura 3). As amostras foram coletadas preferencialmente em trends WNW-ESSE, paralelas à faixa de estruturação principal do Arco de Ponta Grossa.

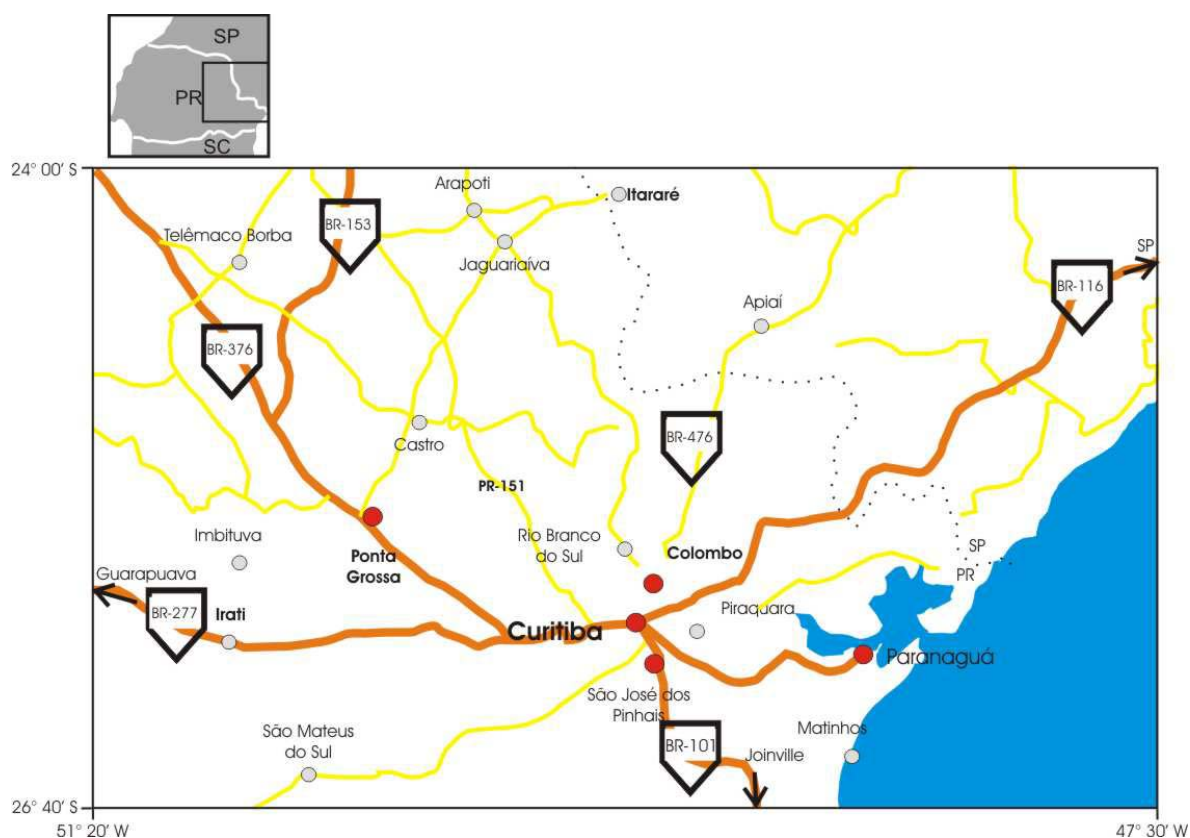


Figura 3 – Localização das principais rodovias e municípios da área de estudo. Modificado de www.googlemap.com.

As principais rodovias que integram a área são as BR- 116 (Rodovia Régis Bittencourt, São Paulo-Curitiba), BR-376 (Rodovia do Café, trecho Curitiba – São Luis do Purunã – Ponta Grossa - Ortigueira), BR-277 (trecho Curitiba – Guarapuava), BR-476 (trecho Curitiba –

Lapa), PR-151 (trecho Ponta Grossa – Castro – Jaguariaíva), além de outras estradas estaduais e secundárias.

1.3 – Objetivos e justificativa da escolha do tema e da área

A relação de dados geológicos, evidências de campo e análise multi-métodos dos traços de fissão em apatita (TFA) e zircão (TFZ) permitem elucidar o entendimento da exumação tectônica e evolução do Arco de Ponta Grossa a partir do Mesozóico, além de verificar sua influência na abertura do Oceano Atlântico-Sul e na evolução tectono-estratigráfica das bacias de Santos e do Paraná.

A análise TFA (geotermômetro de 120°C; NAESER & FORBES, 1976; GLEADOW & DUDDY, 1981; GREEN et al., 1989; BROWN et al., 1994; REINERS & EHLERS, 2005) e TFZ (geotermômetro de 240°C; ZAUN & WAGNER, 1985; HURFORD, 1986; BRANDON et al., 1998; YAMADA et al., 1995; TAGAMI et al., 1998; BERNET, 2009) possibilitam a reconstrução de histórias tectono-termais na porção rasa da crosta superior, na região do Arco de Ponta Grossa, através da associação com eventos termotectônicos, relacionados a reativação de zonas de cisalhamento e de falhas e eventos de soerguimento e de erosão.

Entretanto, o conhecimento acerca da evolução desta feição ainda é parcial e não-satisfatório, apesar da quantidade razoável de dados que permeiam a literatura geocientífica. Questões como sua dinâmica e história evolutiva a partir do Mesozóico, principalmente à partir do Cretáceo Inferior, provável idade de estruturação, possível(is) mecanismo(s) gerador(es), época(s) de (re?) ativação, atuação de plumas mantélicas e relação com os eventos tectônicos de soerguimento das Serras do Mar e da Mantiqueira.

A quantificação e identificação dos processos responsáveis pela evolução do relevo são importantes para o entendimento da paisagem atual, em função da modelagem de eventos termotectônicos atuantes nesta porção e também das características exógenas da área de estudo aflorante.

2.1 Introdução

A história evolutiva e o estudo termocronológico do Arco de Ponta Grossa têm sido desenvolvidos através de análises multi-métodos, englobando atividades de campo, cálculo de idades de TFA, modelagem e interpretação de histórias térmicas, compilação de base geológica, além da conectividade a estudos estruturais, estratigráficos e vulcanológicos/petroológicos.

No decorrer desta pesquisa foram consultadas, analisadas e selecionadas diversas publicações científicas (resumos, resumos expandidos, relatórios internos, artigos completos, dissertações e teses) sobre os variados temas envolvidos neste projeto de doutorado. Todas as informações geológicas foram analisadas criticamente, revistas e integradas ao texto, mapas geológicos, figuras, diagramas ou tabelas mais recentes. Em alguns casos foram feitos pequenos ajustes e/ou adaptações em mapas e figuras integrados, quando constatada qualquer irregularidade e/ou inconsistência, principalmente quando os mesmos apresentam escalas gráficas diferentes. Desse modo, o mapa geológico e de pontos aqui apresentado foram levemente simplificados, devido à incompatibilidade de escalas de apresentação, confecção e impressão, mas ilustra todas as unidades geológicas, seus respectivos domínios litológicos e principais estruturas.

A estratégia utilizada para a realização das diversas etapas desta pesquisa foi:

- 1 – Análise e compilação bibliográfica das diversas temáticas, principalmente traços de fissão, bem como geologia e tectônica da área em questão;
- 2 – Aquisição, atualização e síntese da cartografia geológica;
- 3 – Cinco etapas de trabalho de campo para coleta de dados geológicos, geomorfológicos, estruturais e amostras para TFA e TFZ, e petrografia;
- 4 – Processamento das amostras para análise por TFA e TFZ e preparo para o envio ao Reator Nuclear;
- 5 – Análise e descrição petrográfica de algumas amostras coletadas para traços de fissão;

6 – Contagem e medição das amostras de traços de fissão e respectivos cálculos de idades e constantes;

7 – Confeção de Modelos Digitais de Elevação para a área estudada no programa ArcGis;

8 – Modelagem de histórias térmicas, interpretação das idades obtidas e correlação às evidências de campo e descrições na literatura, principalmente referente à tectônica, estratigrafia, petrologia e geomorfologia da área;

9 – Integração dos dados;

10 – Elaboração da história evolutiva do Arco de Ponta Grossa, com base em ferramentas termocronológicas.

2.2 – Termocronologia por traços de fissão

A termocronologia por traços de fissão começou a ser utilizada como uma ferramenta de datação de eventos geológicos em meados da década de 1960, através dos trabalhos de Young (1958) e Silk & Barnes (1959), seguidos por Price & Walker (1962), que descobriram que as micas contêm traços naturais que podem ser revelados opticamente, através de ataque químico com ácido fluorídrico. Essa descoberta foi o ponto de partida para a busca de traços naturais (também chamados de traços fósseis) em diferentes tipos de materiais, tais como minerais e vidros. Desde então, iniciaram-se os estudos pela busca destes traços, tanto espontâneos, originados pela fissão de núcleos instáveis, como o ^{238}U por exemplo; como por absorção de Raios- γ ou partículas (nêutrons ou partículas- α).

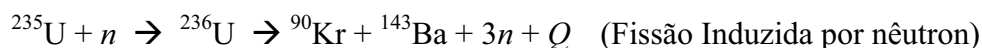
Atualmente, esta técnica tem sido aplicada no estudo de uma grande variedade de problemas geológicos e geomorfológicos, como por exemplo proveniência sedimentar, modelagem de histórias térmicas de bacias sedimentares, evolução crustal de cinturões orogênicos e episódios de denudação/exumação intracontinentais (FITZGERALD et al., 1995; BRANDON et al., 1998; GALLAGHER et al., 1998; BERNET & SPIEGEL, 2004; REINERS & EHLERS, 2005; dentre outras).

2.2.1 – Formação dos traços de fissão e a equação da idade

A fissão nuclear é um dos modos de desintegração que ocorre nos núclídeos pesados e instáveis (radioativos). Na reação de fissão, núcleos-pai instáveis decaem para dois núclídeos-

filho, aproximadamente de mesma massa atômica, porém com leve assimetria. As reações por fissão podem ocorrer tanto espontânea como artificialmente através da radiação- γ ou do bombardeamento com nêutrons, prótons ou outras partículas (WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992).

A reação por fissão foi descoberta em 1939 por Hahn & Strassmann, ao bombardearem átomos de U^{235} com nêutrons. Exemplos de reações por fissão são:



Dentre as muitas teorias formuladas na década de 1960 para explicar o processo de formação de traços nucleares, a mais aceita baseia-se no princípio do *spike*, termo utilizado para descrever um evento muito rápido e intenso que ocorre quando uma partícula energizada atravessa um sólido. Foi formulada a partir de experimentos teóricos de Fleischer et al. (1975) e passou a ser denominada de “Teoria da Explosão Iônica” (*Ion Explosion Spike Theory*).

Fissões espontâneas são produzidas ao longo do tempo em minerais e vidros naturais que contêm pequenas quantidades (ppm) de urânio como impureza. Como mencionado acima, o ^{238}U é o único radionuclídeo que pode produzir fissões espontâneas em quantidades mensuráveis. Quando uma dessas fissões ocorre, o ^{238}U , o isótopo mais abundante do urânio, e muitas vezes presente como impureza na rede cristalina dos minerais (Figura 4a), decai por fissão espontânea em outros dois fragmentos com massa atômica média entre 95 e 135 (FLEISHER et al., 1975), que viajam em direções opostas com altas energias (~100 e 70 MeV, respectivamente) (Figura 4b). No percurso, estes fragmentos de fissão interagem com os átomos da rede cristalina, dando origem a uma região ionizada. A porção da rede danificada pela passagem dos fragmentos é chamada de traço latente (Figura 4c) (WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992).

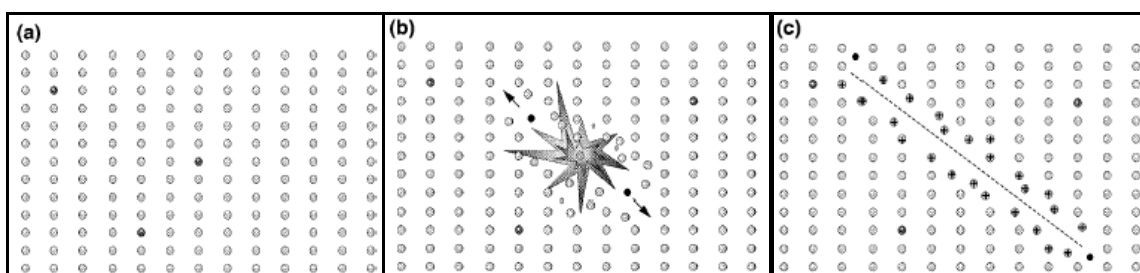


Figura 4 – Representação de *Íon Explosion Spike Theory* e formação dos traços de fissão em um mineral. Modificado de Gallagher et al. (1998).

Os traços latentes são produzidos continuamente em minerais, como por exemplo a apatita e o zircão, ao longo de sua história geológica, seguindo a lei de decaimento radioativo com uma constante de decaimento por fissão espontânea λ_f .

Em trabalhos aplicados, tais como Datação por Traços de Fissão ou Análise Quantitativa do Urânio, é necessária uma determinação cuidadosa do número de átomos fissionados do ^{238}U e ^{235}U por unidade de volume (densidade) nos minerais, vidro e plástico (detectores), cuja técnica de revelação óptica será detalhada adiante. Entretanto, algumas hipóteses fazem-se necessárias (WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992):

- (1) Os átomos fissionados são distribuídos homogeneamente no volume do detector;
- (2) Todos os traços possuem comprimento l igual e o início da fissão é o centro de cada traço;
- (3) Os traços são isotropicamente distribuídos, sem nenhuma orientação preferencial, cuja probabilidade de formação no detector é a mesma em todas as direções;
- (4) Os traços não são curvos e nem possuem movimento circular. As feições curvas podem indicar defeitos na rede cristalina (Foto 1).

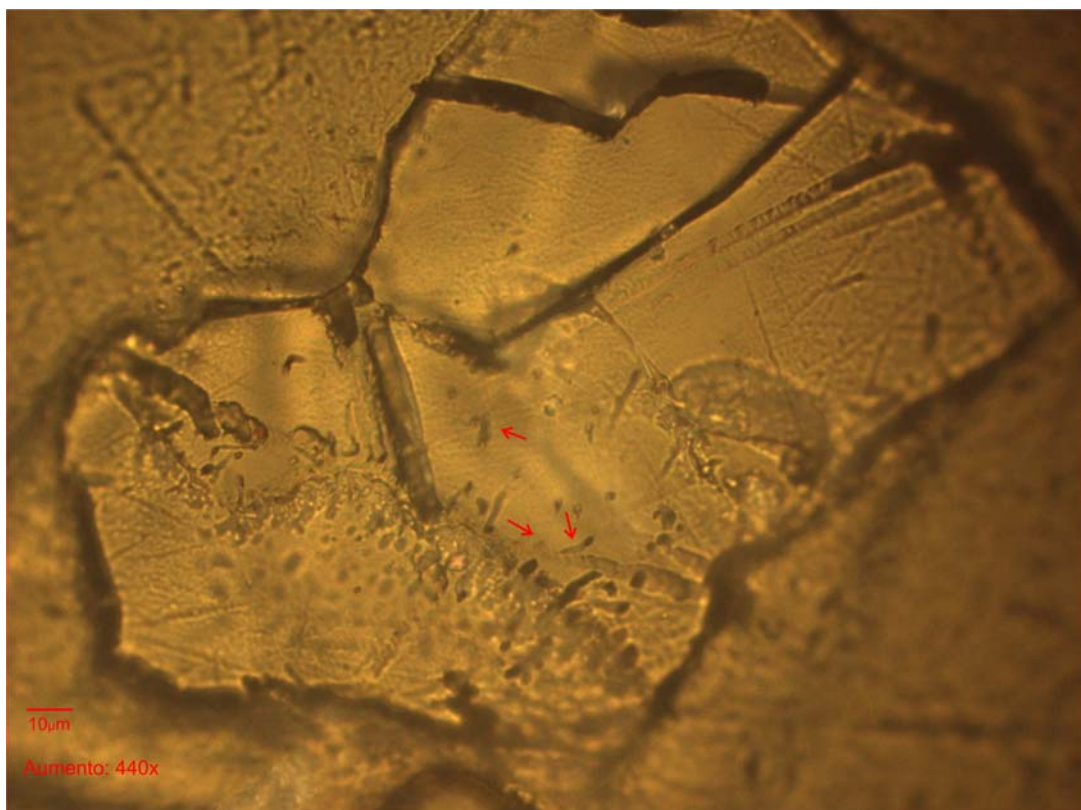


Foto 1 – Deslocamentos (indicados pelas setas) em cristal de apatita. Atenção é extremamente necessária para não confundir traços de fissão com deslocamentos da rede cristalina. Amostra TF-619.

A fissão espontânea ocorre somente em nuclídeos pesados, com número atômico maior que 90 e massa atômica maior que 230. Esses nuclídeos são isótopos de elementos pertencentes à Série dos Actínídeos (Th, Pa, U, Np, Pu, dentre outros), cuja maioria também se desintegra por outros processos, tais como decaimento- α . Somente ^{232}Th e dois isótopos do U (^{235}U e ^{238}U) podem ocorrer em concentrações passíveis de medição, como constituintes primários de substâncias naturais (WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992).

À primeira instância, a equação da idade de traços de fissão obedece aos mesmos princípios dos métodos geocronológicos, baseados no decaimento natural de átomos-pai instáveis para átomos-filho estáveis. As equações aqui apresentadas são baseadas em Halliday et al. (2002).

Inicialmente, λ (= constante de desintegração ou constante de decaimento) possui valor característico para cada radionuclídeo. Como este decaimento é uma reação de primeira ordem, não se pode presumir se um nuclídeo decairá ou não. Pode-se afirmar que uma amostra que contém N nuclídeos, tal reação ocorrerá a uma taxa proporcional ao N:

$$-\frac{dN}{dt} = \lambda N \quad (1)$$

Onde, λ = constante de desintegração ou constante de decaimento (ano^{-1}), que possui valor próprio para cada radionuclídeo.

Re-escrevendo a equação:

$$\frac{dN}{N} = -\lambda(dt) \quad (2)$$

Aplicando a integral em ambos os lados da equação:

$$\int_{N_0}^N \frac{dN}{N} = -\lambda \int_{t_0}^t dt \quad (3)$$

Obtém-se a equação:

$$\ln N - \ln N_0 = -\lambda(t - t_0) \quad (4)$$

Na Equação 4, N_0 é o número de radionuclídeos, em uma determinada amostra, para o mesmo tempo inicial t_0 . Então, se $t_0 = 0$:

$$\ln \frac{N}{N_0} = -\lambda t \quad (5)$$

Re-escrevendo:

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (6)$$

A Equação (6) é representativa da Lei do Decaimento Radioativo em um determinado tempo t . Dessa forma, o número de decaimentos sofridos pelos nuclídeos (N_D), ou seja, quantos nuclídeos decaíram entre t_0 e t , respectivamente entre nuclídeos-pai e nuclídeos-filho, obedece à seguinte equação:

$$N_D = N_0 - N \quad (7) \quad ; \text{ sendo que } N = N_0 e^{-\lambda t}$$

Substituindo os termos:

$$N_D = N_0 e^{\lambda t} - N \quad (8)$$

Re-escrevendo:

$$N_D = N (e^{\lambda t} - 1) \quad (9)$$

A Equação (9) é a equação-base dos métodos geocronológicos, incluindo o método por traços de fissão.

No caso do método de datação por traços de fissão, os nuclídeos-filho são equivalentes aos traços de fissão espontâneos, como um produto do decaimento do ^{238}U . Entretanto, deve-se considerar que este radionuclídeo não decai somente por fissão espontânea mas também por emissão de partículas- α , originando uma seqüência de decaimentos que termina no ^{206}Pb . Assim sendo, a probabilidade do decaimento do ^{238}U (λ) é associada tanto ao decaimento- α (λ_α) como por fissão espontânea (λ_f) e pode ser escrita da seguinte maneira:

$$\lambda = \lambda_\alpha + \lambda_f \quad (10)$$

Porém,

$$\lambda_{\alpha} \gg \lambda_f$$

Levando-se em consideração este ponto fundamental do método, podemos re-escrever a Equação 9 da seguinte forma:

$$N_s = N_U^{238} (e^{\lambda t} - 1) \left(\frac{\lambda_f}{\lambda_{\alpha} + \lambda_f} \right) \quad (11)$$

Onde:

$$N_U^{238} = \text{Número de átomos de } ^{238}\text{U por unidade de volume}$$

O número de decaimento por fissão espontânea ocorrido na amostra durante o tempo t é dado pela equação a seguir, considerando que o U^{238} pode sofrer tanto decaimento- α ou fissionar.

$$F_s = C^{238} \frac{\lambda_f}{\lambda_{\alpha}} N_U (e^{\lambda_{\alpha} t} - 1) \quad (12)$$

Onde:

F_s = Número de decaimento por fissão espontânea no tempo t

C^{238} = Concentração isotópica do U^{238} no urânio natural = 99,275%

N_U = Número de átomos de urânio natural por unidade de volume da amostra

λ_{α} = Constante de decaimento alfa do ^{238}U = constante de decaimento total do $^{238}\text{U} = 1,55125 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$

Na equação 11, sabe-se que N^{238} é o número total de átomos de U^{238} por unidade de volume. Dessa forma, o número de traços de fissão espontâneos por unidade de área pode ser chamada de densidade de traços de fissão espontâneos (ρ_s), que pode ser escrita da seguinte maneira:

$$\rho_s = \varepsilon^{238} N_U C^{238} \frac{\lambda_f}{\lambda_{\alpha}} (e^{\lambda_{\alpha} t} - 1) \quad (13)$$

onde:

ε^{238} = É um fator de eficiência de detecção, que representa a razão entre o número de traços de fissão do U^{238} observados, por unidade de superfície; e o número de fissões espontâneas ocorridas no mineral, por unidade de volume.

C^{238} = Concentração isotópica do U^{238} no urânio natural = 99,275%

N_U = Número de átomos de urânio por unidade de volume

Para se livrar das difíceis determinações de ε e N_U^{238} , a amostra é irradiada com nêutrons térmicos em um reator nuclear para que ocorram as fissões induzidas do U^{235} .

Assim sendo, a densidade de traços de fissão induzidos (ρ_i) pode ser escrita da seguinte forma:

$$\rho_I = \varepsilon C^{235} N_U \int_0^{+\infty} \sigma(E) \phi(E) dE \quad (14)$$

onde:

ε = É o fator de eficiência de observação, referente aos traços de fissão induzidos

C^{235} = Concentração isotópica do U^{235} no urânio natural = 0,720%

$\sigma(E)$ = Seção de choque para a reação $^{235}U(n,f)$, para nêutrons de energia E ;

$\Phi(E)$ = Fluência de nêutrons com energia E , por unidade de energia.

Se $R = \int \sigma(E) \phi(E) dE$, a equação dos traços de fissão induzidos pode ser re-escrita como:

$$\rho_I = \varepsilon C^{235} N_U R \quad (15)$$

onde:

$R = \int \sigma(E) \phi(E) dE$, que é a propabilidade por núcleo-alvo de U da reação $^{235}U(n,f)$ ocorrendo na amostra durante a irradiação. Para nêutrons térmicos, esta equação pode ser simplificada por: $R = \sigma \phi$

Colocando as equações 13 e 15 em termos de N_u , admitindo-se que ambas as equações são equivalentes e colocando as equações em termos de t temos que:

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \ln \left[1 + \left(\frac{\lambda_\alpha}{\lambda_f} \right) \left(\frac{\rho_s}{\rho_i} \right) \left(\frac{C_{235}}{C_{238}} \right) \left(\frac{\varepsilon}{\varepsilon^{238}} \right) R \right] \quad (16)$$

E substituindo o valor de R , temos que:

$$t = \frac{1}{\lambda_{\alpha}} \ln \left[1 + \left(\frac{\rho_s}{\rho_l} \right) \left(\frac{\lambda_{\alpha}}{\lambda_f} \right) \left(\frac{g}{C_{238}} \right) (\sigma \phi) \right] \quad (17)$$

onde:

T = Idade Aparente de traços de fissão (Ma)

$g = 0.55$, que é um fator de geometria.

Tal fator corresponde à geometria inicial das superfícies investigadas para contagem de traços espontâneos e induzidos. No caso da apatita, idealmente, $g = 2\pi/4\pi = 1/2$, mas devido à eficiência de ataque químico e contagem dos traços, este fator varia entre 0.5 e 0.6 (IWANO & DANHARA, 1998; JONCKHEERE, 2003). Para o zircão, g é experimentalmente determinado como sendo igual a 0.684 (IWANO & DANHARA, 1998), consistente com os valores ideais, mas assim como a apatita, também apresenta diferenças reais devido à eficiência da contagem da superfície interna.

Nas equações envolvendo fluência de nêutrons, é assumido que as fissões são induzidas por nêutrons térmicos no U^{235} . Dessa forma, se a quantidade de fissões induzidas no ^{235}U por nêutrons térmicos for muito maior que a fissão induzida por nêutrons rápidos no ^{238}U , R_U é dado por:

$$R \approx \sigma_{\text{térmico}} \phi^{235} C \quad (18)$$

onde:

C^{235} = Concentração isotópica do ^{235}U no urânio natural = 0,720%

$\sigma_{\text{térmico}}$ = Seção de choque do ^{235}U para fissões induzidas por nêutrons térmicos
 $= 580,2 \times 10^{-24} \text{ cm}^2 = 580,2 \text{ b}$

Φ = Fluência de nêutrons térmicos ($\times 10^{15} \text{ cm}^{-2}$).

Neste trabalho, a determinação de R , um dos fatores fundamentais para a determinação da idade, segue o método descrito em Bigazzi et al. (1995a, 1995b, 1995c, 1999), Iunes (1999) e Iunes et al. (2002). Assim:

$$R = \frac{\rho_v}{N_U^v \mathcal{E}^v} \quad (19)$$

onde:

ρ_v = Média ponderada da densidade das micas acopladas aos vidros dopados de U (dosímetros)

N_u^v = Número de átomos de urânio por unidade de volume do vidro (é variável conforme o vidro utilizado na irradiação) (IUNES et al., 2002)

ε^v = Razão entre a densidade superficial de traços observados na mica e o número de eventos de fissão ocorridos por unidade de volume do vidro (é variável conforme o vidro utilizado na irradiação) (IUNES et al., 2002).

Um dos maiores problemas do método de datação por traços de fissão está na dificuldade em determinar o valor de R_U em posições com baixa termalização dos nêutrons utilizando-se dosimetrias tradicionais (GREEN & HURFORD, 1984, por exemplo). Isso ocorre porque tais dosimetrias não medem as fissões induzidas do ^{238}U e do ^{232}Th por nêutrons rápidos que, normalmente respondem diferentemente às fissões induzidas do ^{235}U por nêutrons epitérmicos. Assim sendo, recomenda-se que a utilização desse método seja realizada somente em posições de irradiação com alto grau de termalização dos nêutrons (HURFORD 1990a, b), pois restringe as dificuldades relacionadas às fissões induzidas por nêutrons epitérmicos e rápidos no detector.

Para resolver esse problema da baixa termalização dos nêutrons no método aplicado, Iunes (1999) desenvolveu uma dosimetria com filmes finos de tório natural, que quantifica o número de fissões por núcleo-alvo de ^{232}Th ocorridas no mineral durante a irradiação com nêutrons.

Seguindo essa metodologia, quando um filme fino de tório natural é justaposto à um detector de traços (muscovita, por exemplo) e seguidamente irradiados com nêutrons em um reator nuclear, a densidade de traços de fissão induzidos, observados no detector depois do ataque químico, ρ_{Th} , pode ser descrita como:

$$\rho_{Th} = N_{Th} \varepsilon_{Th} R_{Th} \quad (20)$$

onde:

N_{Th} = número de átomos de ^{232}Th por unidade de área

2.2.1.1 – Cálculo e correção da idade

Como explícito na Equação 17, a idade de traços de fissão é dependente dos valores N_s e N_i , ou ρ_s e ρ_i . Dessa forma, para testar a presença de duas ou mais populações de idades individuais (idade grão-a-grão) presentes em cada amostra faz-se uso de artifícios estatísticos e medidas de dispersão de dados.

Galbraith & Laslett (1993) introduziram o conceito “idade central” como uma maneira de se obter idades mais precisas para amostras com duas ou mais populações de idades (idades mistas). Esta idade é essencialmente caracterizada como a média pesada da distribuição normal das idades grão-a-grão (Equação 20). A dispersão das idades é calculada através do método do chi-quadrado (χ^2), que representa o grau de variação e dispersão das idades e, conseqüentemente o grau de incerteza pelas variações do erro de Poisson (GALBRAITH, 1981; HURFORD, 1990b; GALBRAITH & LASLETT, 1993).

$$\bar{X} = \frac{\sum \frac{X_i}{\sigma_i^2}}{\sum \frac{1}{\sigma_i^2}} \quad \sigma_x = \frac{1}{\sqrt{\sum \frac{1}{\sigma_i^2}}} \quad (20)$$

Uma vez calculada a idade de traços de fissão em apatitas via média ponderada, faz-se necessária a correção desta idade, devido ao efeito do *annealing*. O encurtamento dos traços pelo aumento da temperatura causa também diminuição na densidade superficial dos mesmos, implicando diretamente em uma redução da idade aparente. Modelos para resultados experimentais de Guedes et al. (2004) mostram que não há uma relação linear do encurtamento do traço e a redução da densidade superficial, mostrando um desvio nessa relação.

Para se calcular o valor da correção da idade, deve-se primeiramente comparar os valores de ρ/ρ_0 (ou ρ_s/ρ_i) x l/l_0 para os diferentes tipos cristalográficos de apatita (basal, prismático e sem orientação), de diferentes localidades, denominadas de Apatita Strontian – Escócia (Cl/F~0); Apatita Durango – México (Cl/F=0.13); Apatita Renfrew – Canadá (Cl/F=0.01) Apatita Otway - Austrália (Cl/F=0-0.6) (GREEN, 1988) e Apatita Itambé – Brasil (Cl/F=0.03) (TELLO SAENZ et al., 2006). Neste caso, foram utilizados os parâmetros

propostos por Guedes et al.(2004), em que foram baseados nos dados obtidos a partir da medida de traços confinados em seções prismáticas e sem orientações para amostras de apatita de Itambé (TELLO SAENZ et al., 2006).

Com a finalidade de se calcular a redução da densidade superficial (ρ/ρ_0) dos traços foi utilizada a seguinte equação:

$$\left(\frac{\rho}{\rho_0}\right) = \left(\frac{l}{l_0}\right) \left\{ 1 - \left[1 + \left(kl_0 \left(\frac{l}{l_0} \right) \right)^n \right]^{-2} \right\} / \left\{ 1 - \left[1 + (kl_0)^n \right]^{-2} \right\} \quad (21)$$

onde:

ρ/ρ_0 = Redução da densidade superficial dos traços

l/l_0 = Relação das medidas dos traços fósseis e teórica (redução do comprimento dos traços)

k e n = Parâmetros constantes relacionados às propriedades dos traços de fissão no mineral e com a cinética do *annealing* e do ataque químico. Para este trabalho, $k = 0,091$ e $n = 19$ (GUEDES et al., 2004).

Assim sendo, a idade corrigida de traços de fissão obedece à seguinte equação:

$$t_c = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\left(\left(e^{t_a \lambda} - 1 \right) \frac{1}{c} \right) + 1 \right] \quad (22)$$

onde:

t_c = Idade corrigida de traços de fissão

t_a = Idade aparente de traços de fissão

c = fator de correção = ρ/ρ_0 (obtido através da Equação 21).

O cálculo de erro da idade segue a série de Taylor e é tido como uma somatória de propagação de erros relativos. Dessa forma:

$$\frac{\Delta t_c}{t_c} = \sqrt{\left[\left(\frac{\Delta \rho_s}{\rho_s} \right)^2 + \left(\frac{\Delta \rho_i}{\rho_i} \right)^2 + \left(\frac{\Delta c}{c} \right)^2 + \left(\frac{\Delta \lambda_{fe}}{\lambda_{fe}} \right)^2 + \left(\frac{\Delta R}{R} \right)^2 \right]} \quad (23)$$

2.2.2 – Temperatura de fechamento e Zona de Retenção Parcial

Cada sistema isotópico, independentemente se baseado em quantidade de isótopos radioativos e seus produtos (por exemplo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K/Ar, U/Pb, Rb/Sr, Sm/Nd, Re/Os, $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, Séries do U, ^{14}C) ou em danos de decaimento radioativo cumulativos no material geológico (por exemplo, traços de fissão, Termoluminescência/Luminescência Opticamente Estimulada), se comporta como um sistema aberto a altas temperaturas, no qual os nuclídeos-filho são removidos por difusão e não conseguem ser retidos nem acumulados. Dessa forma, não há acréscimos nem perdas tanto dos nuclídeos-pai como dos nuclídeos-filho. Entretanto, um sistema fechado a temperaturas mais baixas tem as características de acumular no mineral os produtos de decaimento radioativo (nuclídeos-filho), enquanto outros (nuclídeos-pai) são perdidos (DODSON, 1973).

O cálculo de idade aparente de uma rocha ou mineral com base no acúmulo de produtos de decaimento radioativo corresponde ao registro no tempo de quando a rocha resfriou a uma específica temperatura crítica do mineral para aquele sistema isotópico. Isso ocorre porque os produtos de desintegração não fazem parte do retículo cristalino do material e podem se difundir através dos sólidos. As taxas de difusão são bastante dependentes da temperatura e da energia de ativação. Isso faz com que se determine uma temperatura crítica para cada sistema isotópico, chamada de temperatura de fechamento e definida por Dodson (1973) como a temperatura na idade aparente do mineral. Corresponde a temperatura de resfriamento do material em que os produtos de desintegração são supostamente retidos inteiramente. A idade isotópica seria então medida a partir do tempo em que a temperatura do material ficou abaixo da temperatura de fechamento.

No caso do sistema de traços de fissão, os traços latentes sofrem apagamento total (não são retidos nem acumulados) quando submetidos a temperaturas mais altas (mudança de gradiente geotérmico e no fluxo térmico, subsidência, movimentações tectônicas, dentre outros). Sabe-se que o limite entre o sistema aberto, onde ocorre fissão espontânea e os traços são retidos, e o sistema fechado, no qual também há fissão espontânea, mas os traços são apagados (não são retidos), não é instantâneo. Todavia, a fissão do núcleo de ^{238}U e a conseqüente acumulação dos traços latentes ocorre progressivamente quando a temperatura de fechamento é atingida dentro de um intervalo de temperatura conhecido como Zona do *Annealing* Parcial ou Zona de Retenção Parcial (WAGNER, 1972; SHARMA et al., 1980; BRAUN et al., 2006). Temperatura de fechamento efetiva (HAACK, 1977) é entendida como a temperatura na qual a acumulação de traços se inicia, integrando fenômenos de geração e/ou

encurtamento dos traços ao longo de tempo geológico em função de diferentes taxas de resfriamento. É utilizada para relacionar idades de resfriamento a temperaturas (DODSON, 1973) (Figura 5).

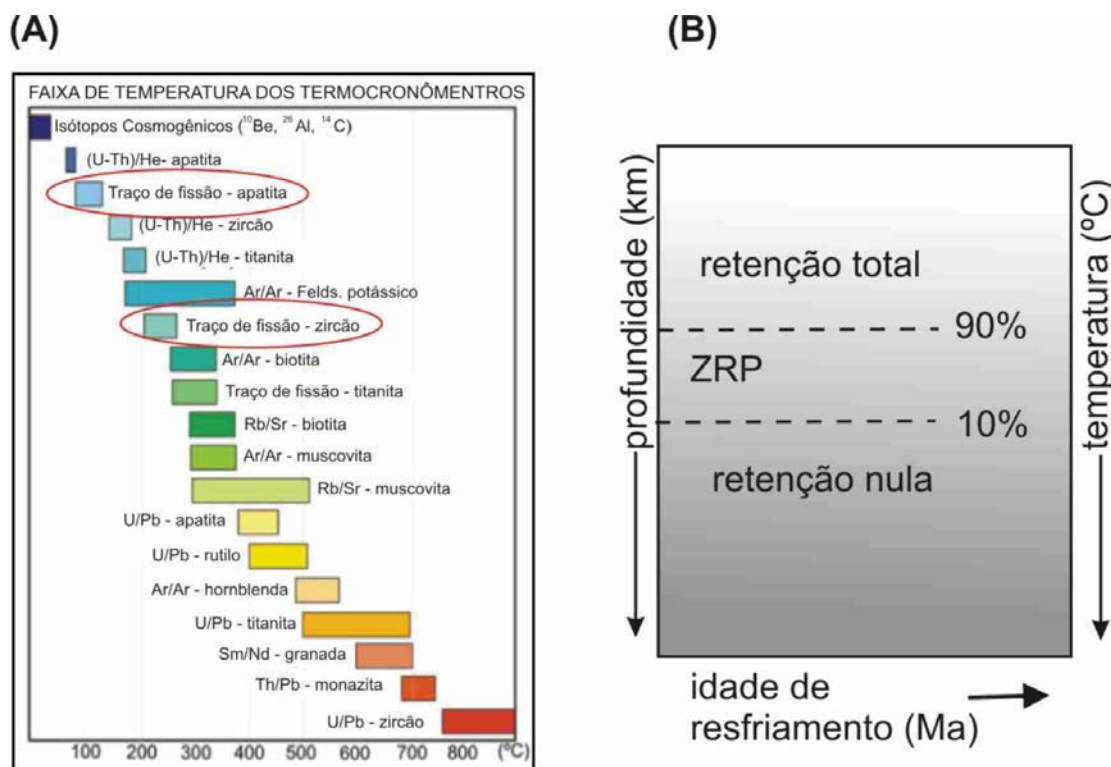


Figura 5 – (A) Termocronômetros e respectivas temperaturas de fechamento efetiva (ver texto para explicação adaptado de P. Fitzgerald, S. Baldwin, G. Gehrels, P. Reiners e M. Ducea). Em destaque, os métodos utilizados nesta pesquisa. (B) Ilustração da Zona de Retenção Parcial (ZRP) e seus limites superior e inferior, bem como o comportamento da retenção dos produtos de decaimento em função da história de resfriamento e da temperatura (modificado de BERNET, 2009).

A comunidade de traços de fissão tem usado amplamente o termo *Zona de Annealing Parcial* (ou *Partial Annealing Zone*), primeiramente descrito por Wagner & Van Den Haute (1992) e definido como a faixa de temperatura na qual os traços de fissão são parcialmente acumulados ao longo do tempo geológico. Ultimamente a literatura tem sido apresentada com o termo *Zona de Retenção Parcial*, inicialmente proposto por Lister & Baldwin (1996), que apresenta uma conotação mais ampla dentro dos sistemas termocronológicos e é definida como uma faixa de temperatura transicional onde ocorrem acumulação de produtos de decaimento radioativo (tais como traços de fissão, He, etc) e perda de outros elementos. De uma maneira geral, a Zona de Retenção Parcial encontra-se em equilíbrio a temperatura constante (BERNET, 2009). No caso da apatita, a Zona de Retanção Parcial ocorre entre $60 \pm 10^\circ\text{C}$ e $110 \pm 10^\circ\text{C}$, de forma que os traços de fissão espontâneos são acumulados e tornam-

se estáveis se submetidos a temperaturas abaixo de 100°C, na escala do tempo geológico (NAESER & FORBES, 1976; GLEADOW & DUDDY, 1981; GREEN et al., 1989; BROWN et al., 1994; REINERS & EHLERS, 2005). Já para o zircão, o início da Zona de Retenção Parcial varia em média de ~ 200°C a 280°C, podendo chegar até a 360°C (ZAUN & WAGNER, 1985; HURFORD, 1986; BRANDON et al., 1998; YAMADA et al., 1995b; TAGAMI et al., 1998).

Os limites da Zona de Retenção Parcial são usualmente definidos como 10% e 90% de retenção (acumulação) dos produtos de decaimento (traços latentes) (WOLF et al., 1998). Isso significa que somente 10% dos produtos de decaimento estão retidos no mineral enquanto 90% são perdidos devido a difusão. O mesmo ocorre para o limite de 90%, conforme ilustra a Figura 5B (BERNET, 2009).

Naeser et al. (1969), Wagner & Reimer (1972), Dodson (1973), Saini et al. (1978), Sharma et al. (1980) e Bernet (2009) acrescentam que a temperatura de fechamento é dependente da história e da taxa de resfriamento da rocha. Tomando como exemplo as análises por TFA e taxas de resfriamento de 0.1°C/Ma, 1°C/Ma, 10°C/Ma e 100°C/Ma, as respectivas temperaturas de fechamento variam entre 62°C, 78°C, 94°C e 110°C. No caso de análises por TFZ, a temperatura de fechamento varia entre aproximadamente 190°C, 210°C, 240°C e 260°C para as respectivas taxas de resfriamento de 0.1°C/Ma, 1°C/Ma, 10°C/Ma e 100°C/Ma (ZAUN & WAGNER, 1985; TAGAMI et al., 1990). A Figura 6 ilustra a influência das taxas de resfriamento na temperatura de fechamento para as diferentes sistemáticas de traços de fissão e (U-Th)/He.

Os métodos termocronológicos de baixa temperatura (descritos na literatura como *low-temperature thermochronology*), que incorporam as Sistemáticas (U-Th)/He, traços de fissão e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, são amplamente utilizados no entendimento de histórias de resfriamento de regiões da crosta superior, bem como na reconstrução de taxas de exumação por processos de falhamento e erosão.

Se por um lado, o efeito de encurtamento dos traços é prejudicial por afetar as idades, por outro ele permite a reconstrução termocronológica de uma amostra a partir da idade em que ela cruzou pela última vez a isoterma de 120°C (GLEADOW & DUDDY, 1981) e 240°C (HASEBE et al., 1994; YAMADA et al., 1995a, b; TAGAMI et al., 1996; TAGAMI & SHIMADA, 1996), respectivamente para a apatita e zircão (Figura 5A).

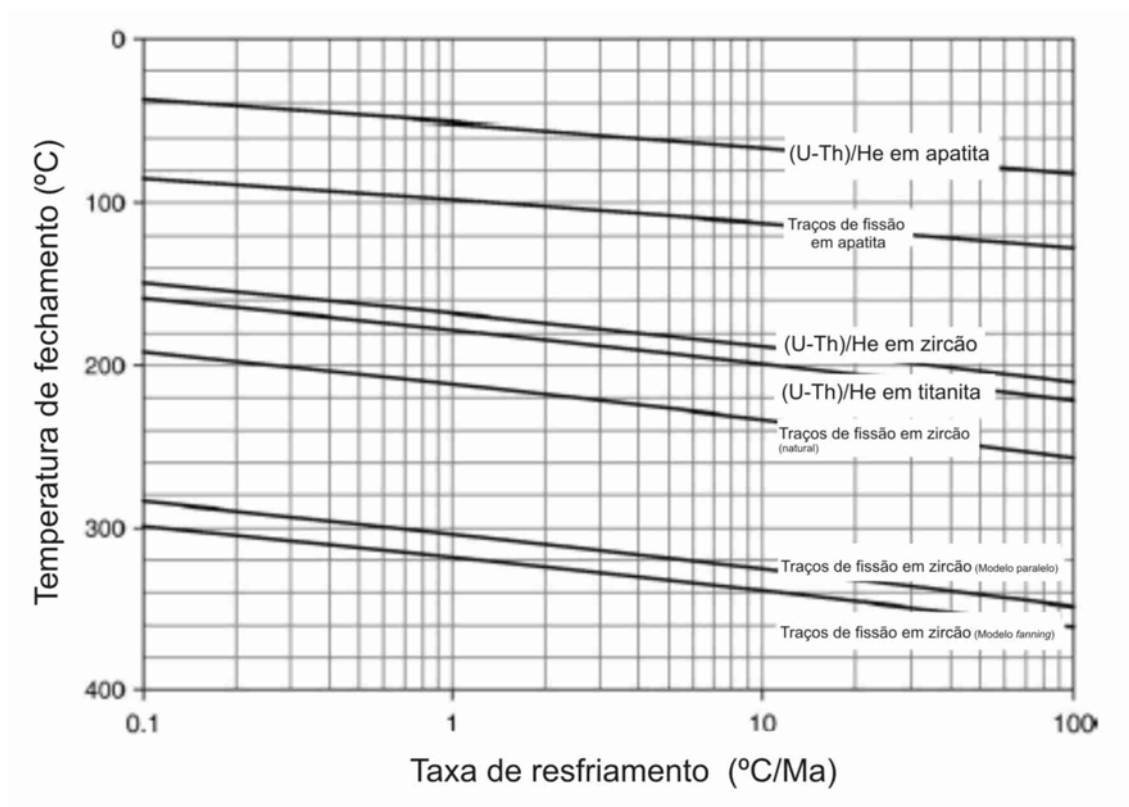


Figura 6 – Temperatura de fechamento (°C) em função da taxa de (°C/Ma) estimada para sistemáticas de traços de fissão em apatita, zircão e titanita, e (U-Th)/He em apatita e zircão. Todas as curvas foram calculadas com base nos parâmetros de Dodson (1973). Modificado de Bernet (2009).

2.2.3 – Encurtamento dos traços de fissão devido a temperatura

Como já escrito previamente, os traços latentes representam uma zona de defeito radioativo numa rede cristalina, de forma que sua estrutura, antes ordenada, passe a sofrer distúrbios com a passagem dos fragmentos de fissão. O encurtamento irreversível dos traços de fissão ocorre quando a rocha que contém o mineral a ser analisado é colocada a temperaturas elevadas e, como consequência de um processo de ativação por difusão térmica, ocorre o *annealing*, definido aqui como o encurtamento dos traços de fissão devido a temperatura. A faixa de temperatura com que ocorre tal processo varia de acordo com os diferentes minerais e também com a taxa de aquecimento (WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992).

O encurtamento dos traços de fissão é o fenômeno que qualifica o método como a única ferramenta termocronológica capaz de reconstruir eventos geológicos, através de modelagens tempo x temperatura. Sob condições geológicas, o encurtamento dos traços é muito comum, cujo primeiro resultado é a redução da densidade superficial dos traços de fissão e a diminuição do comprimento médio dos traços confinados, e consequentemente da idade.

Através desse processo, há uma tendência na diminuição da idade (tendência a ser mais jovem) com o aumento da temperatura do sistema (proximidade da Zona de Retenção Total) (WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992).

2.2.3.1 – Encurtamento dos Traços de Fissão em Apatitas

Devido à sua anisotropia, o encurtamento dos TFA é caracterizado por dois processos. O mais dominante é o encurtamento progressivo de cada traço, de forma que os traços perpendiculares ao eixo-c cristalográfico são encurtados mais rapidamente que aqueles paralelos ao eixo-c cristalográfico da apatita. Conforme o processo se apresentar mais intenso, os traços se rompem em porções descontínuas. A distribuição do comprimento de traços em apatitas com o apagamento total dos traços refletem uma interação de ambos processos (GREEN et al., 1986).

As taxas de encurtamento dos traços nas apatitas devido ao aumento da temperatura são totalmente dependentes dos componentes químicos e cristalográficos. A razão $Cl/(F + Cl)$ domina tal relação (GREEN et al., 1986; 1989), embora a substituição de outros ânions (OH) e cátions (ETR, Mn e Sr) tem igual importância (CARLSON et al., 1999; BARBARAND et al., 2003). Além disso, tal taxa é também dependente da orientação cristalográfica dos traços, de modo que traços ortogonais ao eixo-c cristalográfico sofrem encurtamento com o aumento da temperatura mais rapidamente do que aqueles paralelos ao eixo-c (GREEN et al., 1986; DONELICK et al., 1999).

Contudo, Tello Saenz (1998) afirma que a anisotropia descrita acima não se mostra como o principal problema para a descrição física do processo de encurtamento devido a temperatura. O fenômeno mais relevante seria a segmentação do traço, ou seja, o *gap*, que se caracteriza por ser uma estrutura dos traços de fissão que não sofreu ataque químico, provavelmente devido a um problema de agrupamento imperfeito entre defeitos atômicos e pontuais, que ocorre somente a condições de encurtamento intenso.

A temperatura é certamente o parâmetro mais importante que influencia a estabilidade dos traços de fissão em minerais. Tal fato foi comprovado por Fleischer et al. (1965) quando investigava o efeito de altas temperaturas nos traços de fissão em zircão, olivina e mica.

Experimentos laboratoriais realizados por Green et al. (1986) têm sido utilizados para se entender tal processo, através de comprimentos de traços confinados em amostras de fluorapatitas aquecidas a tempo variável (entre 20 minutos e 500 dias) respectivamente a

temperaturas constantes (entre 95 e 400°C). Tais dados são plotados em termos de diagrama de Arrhenius, que relaciona a função logarítmica do tempo com a recíproca de temperatura absoluta produzida a um certo grau de redução de densidade de traços (alta taxa de encurtamento com o aumento da temperatura, ou seja, *annealing*). Outra maneira de representação de dados é a isócrona (redução do comprimento ou densidade de traço plotada contra temperatura) ou isoterma (redução de comprimento ou densidade de traço plotada contra tempo) (LASLETT et al., 1987).

Estudos realizados nas décadas de 1960 e 1970 revelaram a sensibilidade relativamente baixa dos traços de fissão em apatitas, sugerindo que uma evolução no tempo geológico da ordem de 1 a 100 Ma pode causar completo apagamento dos traços a temperaturas entre 80 e 170°C, a depender da composição química da apatita e da taxa de resfriamento (entre 0.1°C/Ma a 100°C/Ma). Tal faixa de temperatura é chamada de temperatura de retenção efetiva. Para a apatita, a temperatura de retenção efetiva é em torno de 98°C; e a temperatura da Zona de *Annealing* Parcial ou Zona de Retenção Parcial varia entre 60 – 110°C ± 10 (GLEADOW & DUDDY, 1981). Estes valores foram calculados a partir dos modelos de Diagrama de Arrhenius obtidos através de dados laboratoriais em apatitas Durango, do México (GREEN et al., 1986; LASLETT et al., 1987; DUDDY et al., 1988), conforme já evidenciados anteriormente. Tais dados foram extrapolados para a escala do tempo geológico (1 a 10 Ma) conforme trabalho realizado por Laslett et al. (1987).

O grau de encurtamento dos traços de fissão (em apatitas de amostras geológicas) em função da temperatura experimentada pelas amostras é um valor bastante útil para a reconstrução de histórias térmicas (gráfico tempo x temperatura). Para determiná-lo, é utilizado um valor de referência, baseado em experimentos laboratoriais nos quais as amostras são submetidas a tratamentos diferentes na temperatura e no tempo. São observados traços de fissão induzidos em seções basais e seções sem orientação preferencial (*random orientated face*) (TELLO SAENZ et al., 2006).

Existem na literatura inúmeros e igualmente importantes conjuntos de dados referentes à calibração das medidas na face prismática do sistema de traços de fissão em apatitas (GREEN et al., 1986; DONELICK, 1991; CROWLEY et al., 1991; CARLSON et al., 1999; BARBARAND et al., 2003; RAVENHURST et al., 2003) obtidos em experimentos com diferentes amostras submetidas a 46 diferentes tratamentos isotérmicos, nos quais a temperatura varia entre 150°C e 600°C com duração de 1, 10, 100 e 1000h. Nesses experimentos, após os devidos tratamentos térmicos a determinados períodos de tempo, são

efetuados os procedimentos rotineiros de polimento e ataque químico para que sejam medidos, em média, 100 traços confinados entre 40 e 170 grãos (a depender do tipo de face cristalográfica analisada: basal, prismática ou sem orientação). Depois de obtidas as medidas, é calculado um valor médio, para cada ponto da análise.

Dessa forma, o grau de encurtamento é a razão l/l_0 , onde l é o comprimento médio de uma amostra e l_0 é o valor teórico, considerado como o valor do comprimento inicial do traço confinado. Nesta pesquisa, utilizamos o valor $(16.34 \pm 0.08) \mu\text{m}$, proposto por Tello Saenz et al. (2006) obtido em seções sem orientação preferencial em amostras de apatita Itambé, BA-Brasil.

2.2.3.2 – Encurtamento dos Traços de Fissão em Zircões

Devido ao fato de ser um mineral muito comum em rochas ígneas e sedimentares, bastante resistente ao intemperismo químico/físico e amplamente utilizado em estudos de proveniência, o zircão tem sido muito utilizado em estudos de termocronologia por traços de fissão, apresentando avanços significativos nas últimas décadas. Seus resultados dizem respeito à aplicação da metodologia em diferentes ambientes tectônicos.

As características do *annealing* dos traços de fissão em zircão são estudadas há muito tempo em diversos laboratórios, conforme trabalhos de Fleischer et al. (1965); Krishnaswami et al. (1974); Nishida & Takashima (1975); Tagami et al. (1990, 1995, 1998); Hasebe et al. (1994); Yamada et al. (1993, 1995a, 1995b, 1998, 2003), dentre muitos outros. Entretanto, inúmeras dificuldades foram reconhecidas durante os experimentos laboratoriais, tais como o alto conteúdo em U, entre 300 e 6000 $\mu\text{g} / \text{g}$ (WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992); e o defeito cristalino causado pela desintegração do U e Th em função do tempo, a partir de partículas- α . Esta última é capaz de alterar as propriedades do zircão cristalino e puro para o zircão eventualmente amorfo, não-cristalino (processo chamado de *radiation α -damage*) (GLEADOW, 1981). Adicionalmente, este defeito cristalino derivado do decaimento α da série U-Th possui influência tanto na temperatura de *annealing* total como no tempo de ataque químico para revelação dos traços de fissão. Rahn et al. (2004) compararam os modelos empíricos de *annealing* (paralelo e *fanning*) no zircão, juntamente com diferentes intensidades do processo de desintegração- α nos grãos, e concluíram que tanto a temperatura de *annealing* total (zona de não-retenção dos traços) como a temperatura de fechamento são altamente proporcionais a esta intensidade e também maiores que aqueles cristais que não possuem este efeito.

Estudos de laboratório foram realizados por Yamada et al. (1995a) em amostras provenientes do corpo “Nisatai Dacite”, NE do Japão, para verificar os efeitos da anisotropia do *annealing* do zircão. Estes experimentos foram realizados através de sucessivos ataques químicos de ~ 1 h, a temperaturas entre 400 e 700°C, utilizando dados tanto de traços de fissão espontâneos como induzidos, plotados contra sua direção cristalográfica. Os autores consideram quatro importantes fatores relacionados ao comprimento dos traços confinados em zircão, que são: anisotropia de *annealing* e de ataque químico dos traços; temperatura de ataque químico, importante fator para que sejam feitas comparações posteriores; estágio (grau) de ataque químico e, por fim, espessura (diâmetro) dos traços confinados.

Como já observado nos gráficos, o conhecimento da anisotropia do *annealing* é de fundamental importância para experimentos laboratoriais e amostras de poço, pois os traços mostram distribuição altamente anisotrópica e aqueles contados nos maiores ângulos do eixo-c são ligeiramente mais curtos nos estágios de *annealing* mais avançados. Os dois últimos fatores interligam-se, pois caso o diâmetro dos traços confinados for rigorosamente controlado, o grau de ataque químico é conseqüentemente acompanhado. Com base em curvas de ataque e gráficos de *annealing*, são sugeridos valores de $1.0 \pm 0.5 \mu\text{m}$ e $2.0 \mu\text{m}$, respectivamente para traços confinados e traços na superfície (YAMADA et al., 1995a).

Através de experimentos realizados por Tagami et al. (1990) foram detectadas variações na densidade superficial dos traços, comprimento dos traços confinados e distribuição dos traços em função do ângulo em relação ao eixo-c, a temperaturas entre 400 e 750°C. Os resultados evidenciaram um início na redução tanto da densidade superficial dos traços como do comprimento dos mesmos em torno de 450°C, atingindo o valor “zero” em $\sim 750^\circ\text{C}$.

A estimativa da temperatura de *annealing* total dos traços de fissão em zircão foi determinada por Yamada et al. (1995b), através da confecção de isolinhas de valores de r (estimativas normalizadas através do comprimento médio) em Diagramas de Arrhenius, através de modelos de ajuste de dados (denominados de Modelo Paralelo e modelo *Fanning*), a fim de descrever o comportamento de r com o aumento da temperatura em função do tempo.

As taxas de encurtamento dos traços no zircão devido ao aumento da temperatura são muito mais simples quando comparadas a apatita, devido a baixa complexidade química do zircão e nenhuma influência composicional. Entretanto, as estimativas de apagamento total dos traços de fissão em zircão são baseadas na calibração com outros termocronômetros (HURFORD, 1991) e a dados de amostras “naturais e atuais”, retirados de poços (ZAUN & WAGNER, 1985; TAGAMI et al., 1995; TAGAMI & SHIMADA, 1996) têm variado

amplamente, desde $\sim 200^{\circ}\text{C}$ a 280°C . A razão para esta discrepância de valores mostra estar associada à influência que tais taxas têm com a quantidade de defeito cristalino gerado pela emissão de partículas- α na série de decaimento radioativo do ^{238}U (GARVER & KAMP, 2002). Desta forma, os zircões que exibem estes defeitos alcançam o apagamento total dos traços muito mais rapidamente e também apresentam temperatura de fechamento menor quando comparados com aqueles zircões com baixíssimos defeitos (KASUYA & NAESER, 1988; YAMADA et al., 1995b; RAHN et al., 2004; TAGAMI, 2005; BERNET, 2009).

Estes mesmos autores delimitaram que o limite inferior da Zona de Retenção Parcial dos traços de fissão em zircão corresponde ao $r \approx 0.95$, e o limite superior, ao $r \approx 0.4$, representativo quase que inteiramente ao apagamento total dos traços, cuja extrapolação no tempo geológico resulta, para um aquecimento na escala de 1 Ma, os valores estimados para a ZAP do zircão seja $\sim 210 - 320^{\circ}\text{C}$ ($\pm 60^{\circ}$, 2σ) com o Modelo Paralelo; $\sim 190 - 350^{\circ}\text{C}$ ($\pm 50^{\circ}\text{C}$, 2σ) com o Modelo *Fanning* ($T_0 = \infty$); e $\sim 170 - 390^{\circ}\text{C}$ ($\pm 50^{\circ}\text{C}$, 2σ) com o Modelo *Fanning* ($T_0 \neq \infty$).

Tagami (2005), através do diagrama de Arrhenius modelado para o Modelo *Fanning*, ilustra relações teóricas entre os fatores responsáveis pelo *annealing* dos traços de fissão em zircão, tais como zonas de temperaturas que expressam a estabilidade termal do sistema de traços de fissão (zona de estabilidade total, zona de *annealing* parcial e zona de *annealing* total), modeladas através de histórias térmicas (que modelam um eventual aquecimento posterior, mas menor que a paleotemperatura máxima responsável pelo *annealing* total), que resultam em diferentes distribuições de traços confinados no tempo-temperatura. Dessa maneira, podem ser reconstruídas, segundo o autor, as histórias térmicas das rochas, bem como a duração de eventos de aquecimento e, conseqüentemente, a variação do limite da ZAP, fator de extrema importância quando são estudados eventos rápidos.

2.2.4 – Modelagens de histórias térmicas

O encurtamento dos traços de fissão é o fenômeno que qualifica este método como a uma ferramenta capaz de reconstruir eventos geológicos. Como já explícito, o encurtamento dos traços é muito comum sob condições geológicas, cujo primeiro resultado é a redução da densidade superficial dos traços de fissão e a diminuição do comprimento médio dos traços confinados, e conseqüentemente da idade. Através desse processo, há certa tendência de diminuição da idade (tendência a ser mais jovem) com o aumento da temperatura do sistema (proximidade da Zona de Retenção Total) (WAGNER & VAN DEN HAUTE, 1992) (Figura

5b). Se por um lado, o efeito de encurtamento dos traços é prejudicial por afetar as idades, por outro ele permite a reconstrução termocronológica de uma amostra a partir da idade em que ela cruzou pela última vez a isoterma de 120°C, quando o mineral analisado é a apatita (GLEADOW & DUDDY, 1981) e 240°C, no caso do zircão (HASEBE et al., 1994; YAMADA et al., 1995a, b; TAGAMI et al., 1996; TAGAMI & SHIMADA, 1996).

As histórias térmicas obtidas pela análise dos TFA podem ser modeladas através de um modelo empírico desenvolvido por pesquisadores australianos (GLEADOW et al., 1986; GREEN et al., 1986; LASLETT et al., 1987; DUDDY et al., 1988), com algumas reformulações de Lutz & Omar (1991). Versões acadêmicas e não-comerciais de programas de modelagens direta e inversa dos modelos de *annealing* dos traços de fissão foram desenvolvidas Ketcham et al. (2000), Hadler Neto et al. (2001) e Ketcham (2005). A figura 7a exemplifica uma história térmica modelada através destes programas.

As histórias térmicas podem ser obtidas através de diversos programas de modelagem, tais como AFTINV (ISSLER, 1996; WILLETT, 1997), AFTSolve (KETCHAM et al. 2000), DECOMP (MEESTERS & DUNAI, 2002a, b), HeFTy (KETCHAM, 2005), MonteTrax (GALLAGER et al. 1995) e Tha (*Thermal History Analysis*) (HADLER NETO et al., 2001), baseados na simulação de um histograma teórico (elaborado pelo próprio programa de modelagem) gerado a partir do histograma experimental (obtido com medição dos traços confinados na amostra de apatita, Figura 7a), através de algoritmos genéticos ou de caixas de Monte Carlo (simulações probabilísticas de um sistema no qual o evento simulado é independente dos estados prévios do sistema), que oferecem meios para a geração de inúmeras seqüências independentes do fenômeno, originando no final da simulação segmentos de reta pertencentes a um gráfico tempo x temperatura (gráfico de história térmica) (Figura 7b).

As caixas de Monte Carlo são delimitadas de acordo com as características geológicas e geomorfológicas da área em questão, tais como evidências de soerguimento, sedimentação, atuação de ciclos erosivos, reativação de zonas de cisalhamentos e/ou falhas, intrusões vulcânicas, percolação de fluídos, dentre outros. Dessa forma, somente um ponto é fixo (tempo = 0 Ma e temperatura = 25 °C), porque é representativo das condições de tempo e temperatura atuais.

A construção de gráficos tempo x temperatura é baseada em um conceito chamado de “Princípio do Tempo Equivalente” (DUDDY et al., 1988). Através de dados das taxas de encurtamento dos traços de fissão devido a temperatura (*annealing*) obtidos em laboratório

por Laslett et al. (1987), adotou-se uma estratégia de tratamento dos dados baseados nas referidas taxas com mudança do tempo.

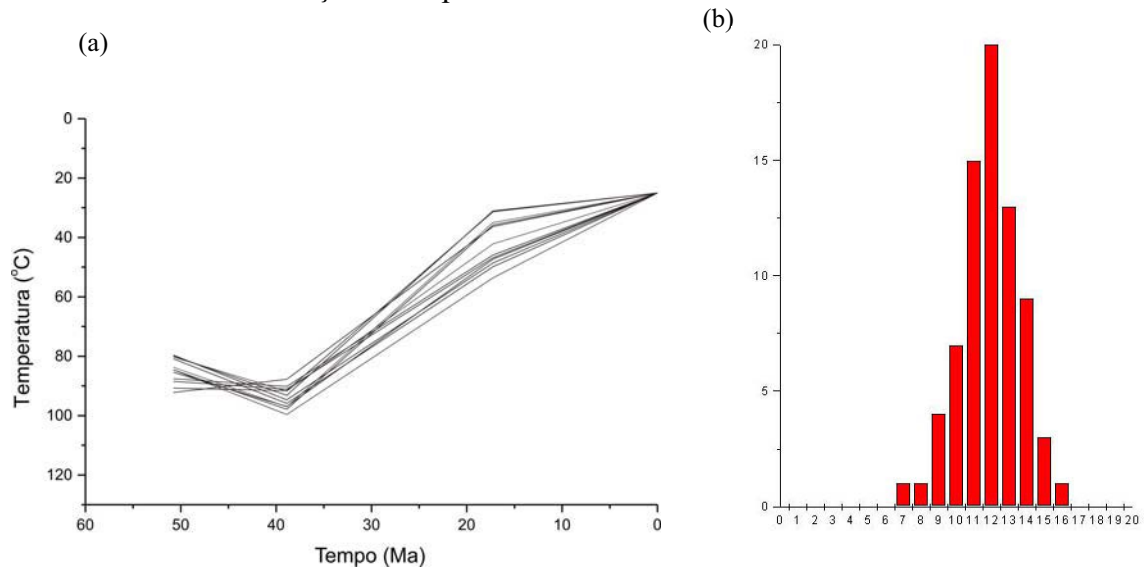


Figura 7 – (A) História térmica modelada pelo programa THA (HADLER NETO et al. 2001) e (B) respectivo histograma teórico de traços confinados medidos na amostra.

Tal conceito postula que um determinado conjunto de de traços que sofreu certo grau de encurtamento (*annealing*) $r (=l/l_0)$, onde l é o comprimento médio de uma amostra e l_0 é o valor teórico (vide 2.2.3.1), se comporta de maneira totalmente independente das condições de tempo e temperatura do *annealing* anterior (ou seja, grau r maior). Dessa forma, cada grau de *annealing* r se comporta de maneira única nas variáveis tempo e temperatura pretéritas e próximas, divididas como em séries de intervalos. Independentemente da história térmica de uma amostra, para uma temperatura equivalente há um tempo correspondente à redução dos traços (DUDDY et al., 1988). Se um tratamento térmico for dividido em séries de intervalos, Δt_i , de temperatura constante, T_i , então o início de um dado intervalo i , a uma temperatura $T_i(t)$, supõe-se que tenha sido encurtado a um grau $r_{i-1} = l_{i-1}/l_0$. Se o traço tem sua história a uma temperatura T_i , então essa população de traço teria alcançado tal grau de encurtamento em um certo tempo equivalente T_{eq} (DUDDY et al., 1988).

Entretanto, devido à sua anisotropia, o encurtamento dos TFA é caracterizado por dois processos. Para menores graus, o processo dominante é o encurtamento progressivo de cada traço, de forma que os traços perpendiculares ao eixo-c cristalográfico são encurtados mais

rapidamente que aqueles paralelos ao eixo-c cristalográfico da apatita e a medida em que o processo se apresenta mais intenso, os traços se rompem em porções descontínuas. A distribuição do comprimento de TFA com o apagamento total dos traços refletem uma interação de ambos processos (GREEN et al., 1986).

As taxas de encurtamento dos TFA devido ao aumento da temperatura são totalmente dependentes dos componentes químicos e cristalográficos. A razão $Cl/(F + Cl)$ domina tal relação (GREEN et al., 1986; 1989), embora a substituição de outros ânions (OH) e cátions (ETR, Mn e Sr) tem igual importância (CARLSON et al., 1999; BARBARAND et al., 2003). Além disso, tal taxa é também dependente da orientação cristalográfica dos traços, de modo que traços ortogonais ao eixo-c cristalográfico sofrem encurtamento com o aumento da temperatura mais rapidamente do que aqueles paralelos ao eixo-c (GREEN et al., 1986; DONELICK et al., 1999).

2.3 – Procedimentos Laboratoriais

As amostras coletadas foram concentradas nos Laboratórios de Tipologia de Zircão do Departamento de Petrologia e Metalogenia da UNESP/Rio Claro. Primeiramente, as amostras passaram por britagem manual até sua redução a 10cm de diâmetro. Logo após, as amostras foram submetidas a britagem mecânica. Posteriormente, as amostras foram peneiradas em peneiras de 200 e 80 Mesh, recolhendo as porções retidas na peneira de 80 Mesh. O material recolhido foi bateado e, em seguida, seco. Seguidamente, o material foi separado utilizando o separador magnético Frantz® resultando na concentração de minerais magnéticos e não-magnéticos. Dos minerais não-magnéticos fez-se uma primeira separação por concentração, utilizando líquidos pesados, neste caso o bromofórmio ($CHBr_3$, de densidade de 2.889 g/cm^3 a $15\text{ }^{\circ}\text{C}$), do qual se obtém um concentrado de apatita e zircão. Após a concentração os minerais de apatita e zircão foram separados manualmente em lupa binocular com aumento de até 460x para a escolha dos melhores cristais. Este procedimento foi realizado na Sala de Separação Mineral do Laboratório de Cronologia e Cronometria - Departamento de Petrologia e Metalogenia da UNESP/Rio Claro.

Grãos de apatita de cada amostra foram montados em uma resina epóxi transparente, misturada com 8 gotas de endurecedor ou catalisador, com uma espera de, no mínimo 8 horas para secagem total. O passo seguinte foi o polimento das resinas no Laboratório de Preparação de Amostras Geológicas e Pedológicas do DPM – UNESP/Rio Claro, no qual foram seguidos os seguintes passos: primeiramente foi o polimento manual em lixas nº 220 e

nº 120. O polimento mecânico foi realizado inicialmente com pasta de diamante com granulometria 4 - 2 μ m, rotação de 150 RPM por 5 minutos, seguido pelo polimento com pasta de diamante de granulometria de 2 - 1 μ m rotação de 150 RPM por 3 minutos e, finalizando com o polimento com a pasta de diamante de granulometria 0 - 1 μ m e rotação de 150 RPM por 3 minutos. O último passo foi o ataque químico de uma solução de HNO₃ 1.2 M (10 %), por 60s a uma temperatura de 20 $\pm$ 0.5°C, finalizando com a neutralização da amostra com uma solução de NaHCO₃.

As amostras foram então preparadas para envio ao reator nuclear para irradiação por nêutrons térmicos. Acoplou-se uma lamínula de muscovita em cada amostra e envolveu-a em papel alumínio. Para cada lote preparado (contendo cerca de 20 amostras) foram adicionados dois ou três vidros dopados de U, entre 14 e 40 ppm, certificado pela Comissão Européia para calibração através da datação por traços de fissão (HURFORD & GREEN, 1983; HURFORD, 1990a; DE CORTE et al., 1995; 1998) para cálculo de dosimetria e obtenção do valor Ru (Vide 2.2.1 – Formação dos traços de fissão e a equação da idade). As amostras de apatitas foram irradiadas no reator nuclear da Universidade de São Paulo, com fluência aproximada de 3.06x10¹⁵ neutrons/cm², fluxo térmico aproximadamente de 5.1x10¹² cm⁻² s⁻¹ e tempo estimado de 600s. Após as irradiações, as micas muscovitas foram atacadas quimicamente com ácido fluorídrico HF 48% por 80 minutos e temperatura constante de 15°C.

Na preparação das amostras de zircão, procurou-se selecionar os grãos de coloração guaraná claro, não arredondados e sem inclusões (Foto 2). Optou-se por esse tipo de cristais porque aqueles de coloração marrom escura comprovadamente possuem a rede cristalina destruída, muito provavelmente devido às emissões α referentes à cadeia de decaimento radioativo da série U/Th (DIAS et al., 2008). Os zircões incolores são facilmente perdidos durante o ataque químico, por causas ainda desconhecidas. Os grãos arredondados são facilmente perdidos durante o polimento.

Os cristais selecionados foram montados em Teflon® tipo PFA (PerFluorAlkoythylene) (1,5cm x 1,5cm x 0,5mm). Para que os grãos não fiquem soltos e escorreguem durante esta etapa, uma pasta de vaselina é utilizada na superfície do material. Os grãos são então dispostos lado a lado nesta superfície e, com a ajuda de lamínulas de vidro aquecidas previamente, os cristais são incrustados no Teflon® (Foto 3). Nas lamínulas de vidro, as foliculas de Teflon® são pressionadas por cerca de 30s para evitar que bolhas sejam formadas e também para que a folicula não sofra muita distorção logo que resfriada rapidamente.

Este procedimento é realizado em uma chapa quente de temperatura controlada em torno de 320°C, pois a esta temperatura, as foliculas de Teflon® se tornam mais maleáveis.

Para o polimento, os cristais devem estar completamente inseridos na folicula para que não se percam durante esse processo. Esta etapa é feita manualmente e segue a seguinte ordem:

- (a) lixa P220 (Struers) e água até que seja removida metade dos grãos;
- (b) lixa 800/2400 (Struers) e água para que a superfície grossa gerada pela lixa anterior seja diminuída;
- (c) pano DP-Mol (Struers) para o polimento da superfície.

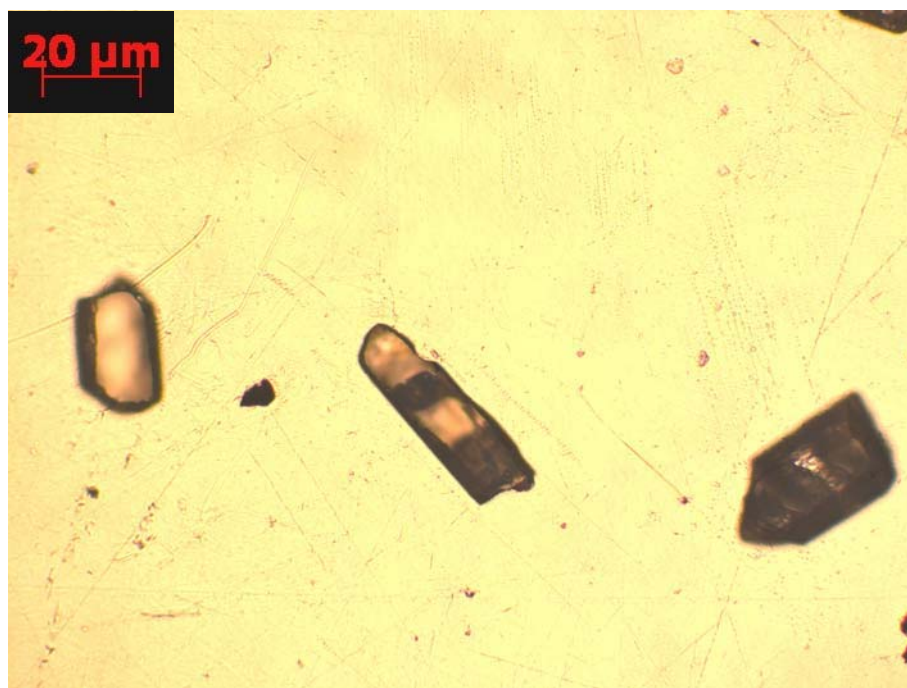


Foto 2 – Grãos de zircão selecionados para datação por traços de fissão. Nesta foto, os grãos são da amostra TF-933 e o aumento óptico corresponde a 40x. Foto da autora.

É importante ressaltar que o tempo é variável conforme a resistência e o tamanho do grão e o processo deve ser executado através de movimentos circulares leves para que os grãos não sejam arrancados durante o polimento, nem para que se formem grandes e profundos riscos na superfície do mineral.

O ataque químico é realizado através de uma mistura de NaOH:KOH (1:1), colocada em um bécquer de Teflon®, devidamente tampado, com formato cilíndrico e paredes largas, altamente resistente às altas temperaturas. Este bécquer deve ser pré-aquecido por aproximadamente 2 horas para completa dissolução da mistura. As foliculas de Teflon®

contendo os grãos de zircão são então inseridas na superfície dessa mistura e o bécquer retorna à estufa permanecendo entre 4 e 24 horas, em temperatura controlada em 220°C, a depender de cada amostra, devido à composição química de cada grão, para que os traços sejam revelados (Foto 4). O tempo de ataque químico e as características dos grãos separados para TFZ de cada amostra podem ser observados no Anexo 2.

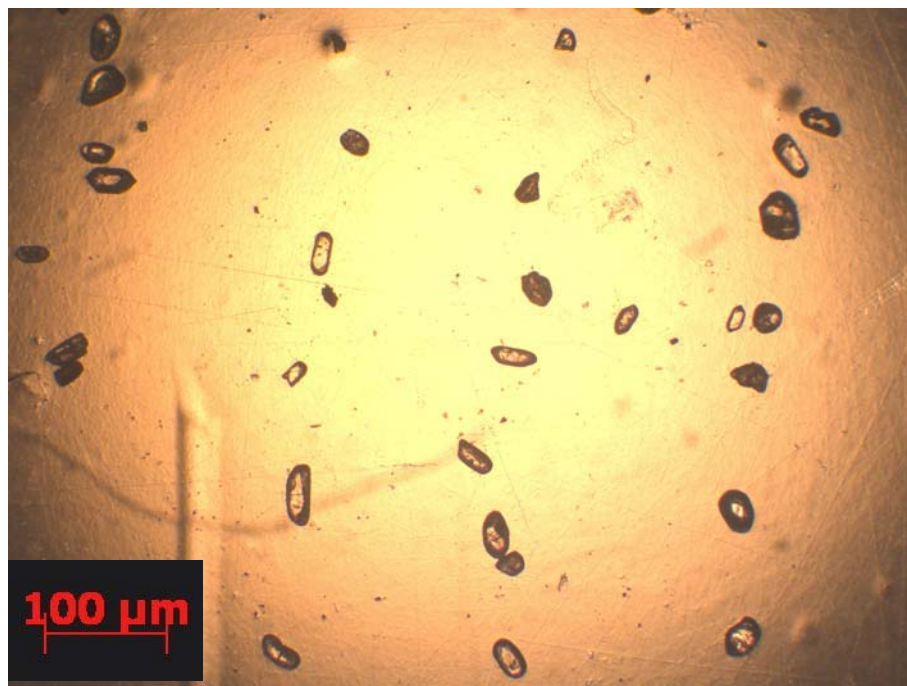


Foto 3 – Grãos de zircão dispostos lado a lado e incrustados no Teflon®. Nesta foto, os grãos são da amostra TF-916 e o aumento óptico corresponde a 10x. Foto da autora.

As amostras foram preparadas para envio ao reator nuclear para irradiação por nêutrons térmicos. Acoplou-se uma lamímula de muscovita em cada amostra e envolveu-a em papel alumínio. Para cada lote preparado (contendo cerca de 40 amostras) foram adicionados dois ou três vidros dopados de U, entre 14 e 40 ppm, certificado pela Comissão Européia para calibração através da datação por traços de fissão (HURFORD & GREEN, 1983; HURFORD, 1990a; DE CORTE et al., 1995; 1998) para cálculo de dosimetria e obtenção do valor Ru (Vide 2.1.1 – Formação dos traços de fissão e a equação da idade). As amostras de zircão foram irradiadas no Reator Nuclear da Universidade de São Paulo, com fluência aproximada de 3.06×10^{14} neutrons/cm², fluxo térmico aproximadamente de 5.1×10^{12} cm⁻² s⁻¹ e tempo estimado entre 40s e 80s. Após as irradiações, as micas muscovitas foram atacadas quimicamente com ácido fluorídrico HF 48% por 80 minutos e temperatura constante de 15°C.

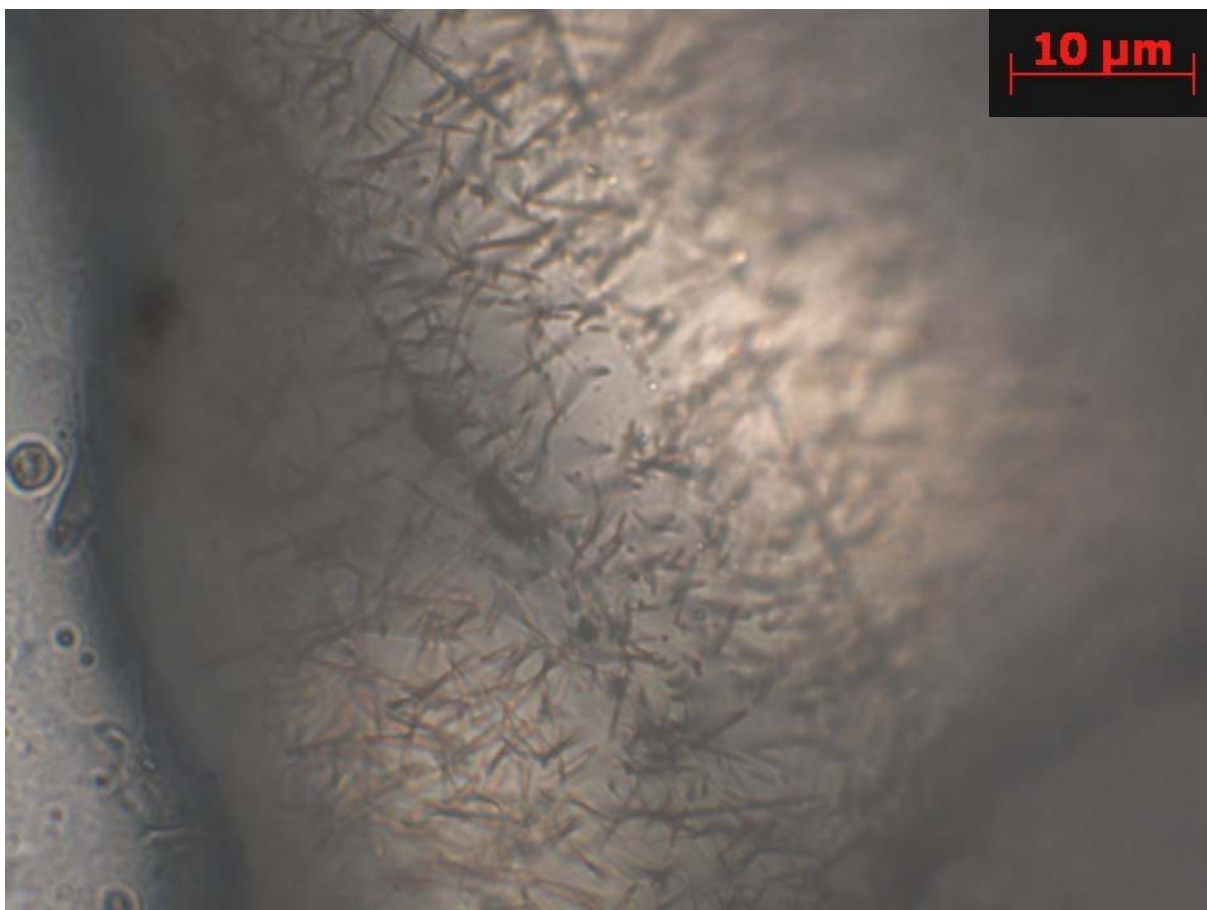


Foto 4 – Grão de zircão com tempo considerado ótimo para o ataque químico, cujas características são: diâmetro e espessura dos traços e distribuição regular da superfície polida e atacada. Nesta foto, os grãos são da amostra TF-915 e o aumento óptico corresponde a 150x. Foto da autora.

Tempos curtos de ataque químico são referentes a grãos com altos índices de emissão- α (geralmente grãos antigos e de coloração marrom-escura), e tempos longos de ataque químico estão associados a grãos com baixos índices de emissão- α (geralmente grãos jovens e coloração marrom-clara). A neutralização do ataque é realizada através de HCl 3M.

Cerca de 40 amostras foram coletadas para análise por traços de fissão. Entretanto, devido à litologia e/ou condições de alteração da rocha algumas amostras não obtiveram quantidade suficiente de grãos para que pudessem ser analisadas ao microscópio óptico.

Nos anexos 1, 2 e 3 encontram-se listadas todas as amostras processadas, tanto apatita como zircão, bem como a localização no mapa geológico. Percebe-se que nem todas as amostras possuem o par mineral proposto. Isso deve-se principalmente à concentração relativa da apatita e/ou zircão na litologia amostrada. Sabe-se que a apatita ocorre em rochas magmáticas, metamórficas e hidrotermais, como mineral acessório ou até mesmo formando importantes aglomerados. Também pode ocorrer, por vezes com menor frequência, em rochas

sedimentares, como clastos ou mineral secundário. O zircão, por sua vez, é mineral acessório na maioria das rochas ígneas ácidas saturadas a super-saturadas e enriquecidas em sódio, tais como granito, granodiorito, tonalito ou riolito e seus equivalentes metamórficos (POLDERVAAT, 1955; 1956). Além disso, zircões são facilmente encontrados em depósitos siliciclásticos que têm como rochas-fonte aquelas citadas acima, tais como arcósio, conglomerados e arenitos.

Zircões detríticos são muito comuns na grande maioria das rochas sedimentares, que geralmente apresentam concentrações satisfatórias. Além disso, eventos pós-deposicionais, tais como percolação de fluídos hidrotermais e/ou infiltração de fluídos supergênicos dificilmente causam mudanças significativas na concentração deste mineral nos depósitos sedimentares. Entretanto, apatitas detríticas são bem mais raras, pois a concentração deste mineral nas rochas-fonte é bem mais variável e diretamente dependente da litologia. É importante ressaltar que em rochas sedimentares, principalmente arenitos alterados com excessiva presença de óxidos de ferro, apresentam evidências de dissolução entre os estratos sedimentares, que conseqüentemente devem ser pobres em apatitas.

2.3.1 – Análise das amostras e cálculo de idades de traços de fissão

Após os procedimentos de preparação, ataque químico e envio ao reator nuclear as amostras foram analisadas ao microscópio óptico. As amostras de apatitas foram contadas na University of Heidelberg (Alemanha), Institute of Geoscience, Group of Thermochronology. Utilizou-se microscópio Leica, de magnitude total de 1000x (objetiva seca 100x e ocular 10x) com platina motorizada tridimensionalmente, acoplada ao Sistema AutoScan®.

As medidas de traços confinados nas amostras de apatita foram realizadas no Laboratório de Traços de Fissão, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista – UNESP. Utilizou-se microscópio Zeiss®, de magnitude total de 1500x (objetiva seca 150x e ocular 10x) com platina motorizada tridimensionalmente, acoplada ao Sistema Axio-Vision 4.4®, desenvolvido pela própria empresa, acoplado a um monitor LCD de 18” com câmera digital de alta resolução (5Mb).

As amostras de zircão foram contadas e medidas no Laboratório de Traços de Fissão, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista – UNESP. Utilizou-se microscópio Zeiss®, de magnitude total de 1500x (objetiva seca 150x e ocular

10x) com platina motorizada tridimensionalmente, acoplada ao Sistema Axio-Vision 4.4®, conforme descrito acima.

Uma vez contadas e medidas, foram calculadas idades grão-a-grão para cada amostra, conforme a Equação 17, item 2.1.1 (Formação dos traços de fissão e a equação da idade). Para cada amostra de apatita e zircão foi calculada a média ponderada a partir das idades individuais, conforme sugestões de Galbraith & Laslett (1993).

As idades corrigidas de TFA (Tabela 2) foram calculadas a partir das Equações 21 e 22, descritas no item 2.2.1.1 (Cálculo e correção da idade).

3.1 Introdução

A área de estudo desta pesquisa está inserida nas Províncias Geológicas Mantiqueira (Arqueano-Cambriano) e Paraná (Ordoviciano-Cretáceo) (Figura 8). A Província Mantiqueira foi definida primeiramente por Almeida et al. (1977, 1981), através de rochas pré-cambrianas expostas na porção oriental da Plataforma Sul-americana, limitando-se com as províncias Tocantins, São Francisco e Paraná. É composta por rochas pré-cambrianas que se estruturam preferencialmente na direção NE-SW (Figura 8), com extensão aproximada de mais de 3.000 km desde o estado do Espírito Santo até o Uruguai, por toda a costa brasileira. A Bacia do Paraná (Província Paraná) se caracteriza por ser uma vasta depressão intracratônica alongada nas direções NNE-SSW, cobrindo uma área aproximada de 1.600.000 km² e podendo atingir a espessura aproximada de 7.000m em sua calha central (de direção NE-SW, na região de Presidente Epifácio-SP). Abrange o centro-sul do Brasil, além de regiões do Uruguai, Paraguai e Argentina (MILANI, 2004) (Figuras 1, 2 e 8).

3.2 Embasamento Pré-cambriano e unidades fanerozóicas

O embasamento aflorante na margem oriental da Bacia do Paraná é constituído por unidades tectono-sedimentares justapostas diacronicamente durante o Neoproterozóico-Cambriano, agrupadas nos terrenos Apiaí, São Roque, Curitiba, Embu e Luis Alves, constituído por um grande número de unidades metassedimentares terrígenas e químicas associadas a metavulcânicas, atravessadas por diversos corpos graníticos da Faixa Ribeira (HEILBRON et al., 2004) (Figura 8).

Sabe-se que pelo menos o início da evolução tectono-estratigráfica da Bacia Sedimentar do Paraná foi controlada por *trends* herdados desse embasamento. Tal conjunto de faixas móveis contém inúmeras zonas de fraqueza, as quais cruzam o embasamento originando dezenas de megablocos, blocos ou sub-blocos (ZALÁN et al., 1990).

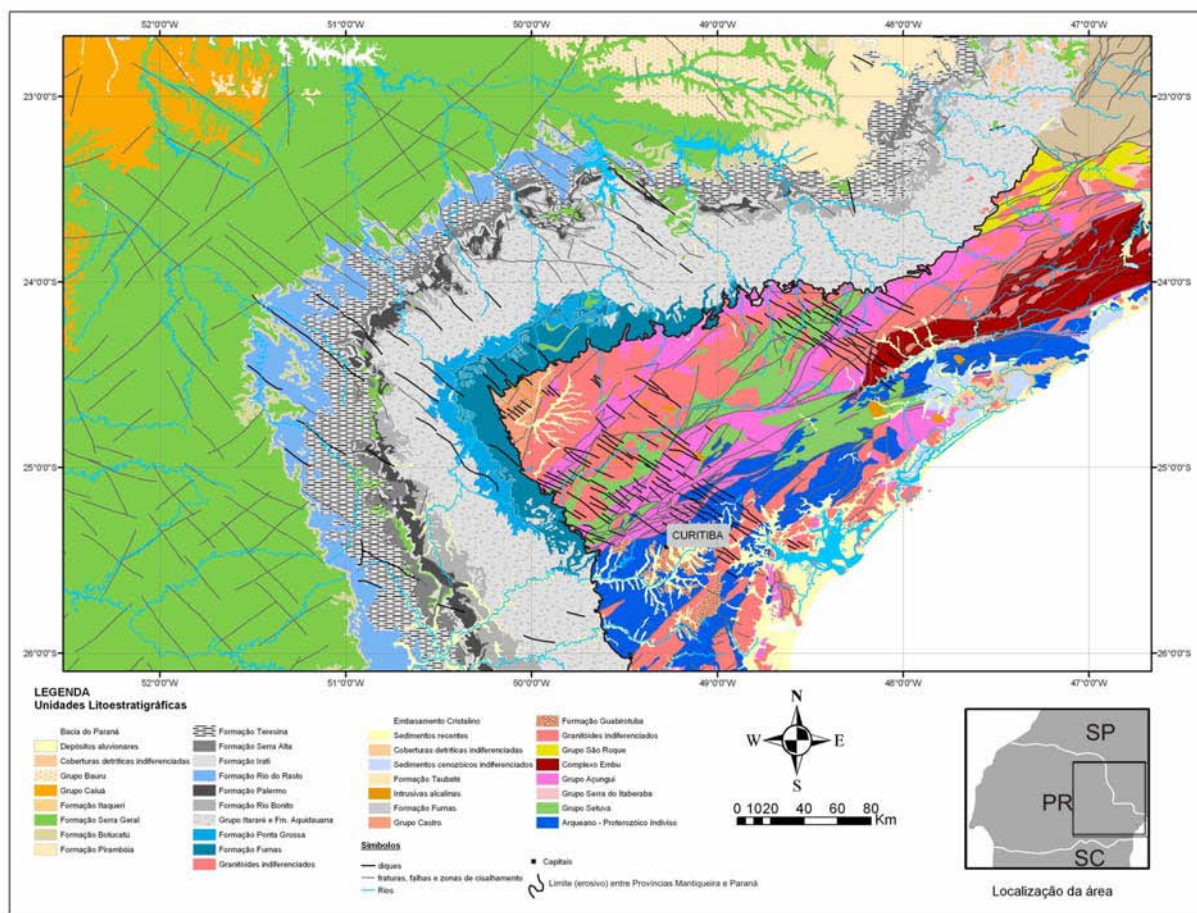


Figura 8 – Províncias Estruturais e mapa geológico da região estudada. Base Geológica utilizada CPRM (2001).

A porção Sul da Província Mantiqueira – Setor Central (HASUI & OLIVEIRA, 1984; CORDANI et al., 2000; CAMPANHA & SADOWSKI, 1999) é constituída pelos terrenos Apiaí, São Roque, Curitiba e Luis Alves (HEILBRON et al., 2004). Possuem diferentes aspectos litotectônicos referentes ao embasamento Paleoproterozóico/Arqueano, representado pelo terreno (microplaca) Luis Alves, onde afloram rochas de alto grau metamórfico; além de associações pertencentes ao terreno Curitiba, com predominância de gnaisses e migmatitos do Complexo Atuba (SIGA JR., 1995); e também pelas raras exposições de rochas gnássicas arqueanas/paleoproterozóicas nos terrenos Apiaí e São Roque. As unidades metassedimentares mesoproterozóicas do Terreno Apiaí são pertencentes ao Grupo Açungui (ALMEIDA, 1956; MARINI et al., 1967; CAMPANHA et al., 1987; FIORI, 1992; CAMPANHA & SADOWSKY, 1999), e descontinuamente, as associações litológicas pertencentes ao Terreno São Roque. Já no Neoproterozóico, as unidades metassedimentares associadas a sucessões carbonáticas platformais são separadas pelas zonas de cisalhamento laterais que compõem o Grupo São Roque (HASUI et al., 1975; BERGMANN, 1988; HACKSPACHER et al., 2000). Ainda durante o Neoproterozóico, o contexto tectono-

metamórfico é representado pela sutura Brasileira – Pan Africana, evidenciada por rochas pertencentes ao Cinturão Kaoko e Gariep.

A evolução segue através de um magmatismo pós-tectônico, sedimentação continental, vulcanismo ácido a intermediário e intensa transcorrência, originando as bacias *pull-apart* do estágio de transição plataformar. A zona de cisalhamento de transcorrência dextral, que foi desenvolvida durante o Neoproterozóico Superior - Paleozóico Inferior, está possivelmente associada às estruturas geradas em consequência do choque dos Crátons do Congo e São Francisco contemporaneamente ao fechamento do Oceano Adamastor (BRITO NEVES & CORDANI, 1991; CAMPANHA & SADOWSKI, 1999; CAMPOS NETO, 2000; ALKMIN et al., 2001). A origem de associações litológicas expressas sob a forma de metamorfismo de baixo a médio grau e intensa geração de magma cálcio-alcálico, intensa migmatização de rochas supra e infra-crustais e abundantes intrusões de corpos graníticos pré, sin e pós-colisionais são referentes à colagem orogênica brasileira neoproterozóica-paleozóica que afetou fortemente as unidades dos diferentes terrenos e resultou no desenvolvimento de zonas de cisalhamento dextrais (CORDANI et al. 2000; HEILBRON et al., 2004).

Segundo Campos Neto (2000), na região correspondente à área de estudo, são observadas associações litológicas/estruturais referentes ao embasamento Pré-cambriano, representadas pelos grupos Açungui (ALMEIDA, 1956; MARINI et al., 1967; CAMPANHA et al., 1987; FIORI, 1992; CAMPANHA & SADOWSKI, 1999) e São Roque (HASUI et al., 1975; BERGMANN, 1988).

As exposições de embasamento paleoproterozóico/arqueano na Província Mantiqueira-Domínio Apiaí são raras e se restringem a núcleos de ortognaisses peralcalinos, associados a corpos de ortognaisses porfiroclásticos alongados, cujas idades variam de 1,75 a 2,1 Ga (KAULFUSS, 2001; CURY et al., 2002).

O Grupo Açungui, por sua vez, é composto por rochas metassedimentares, de baixo a médio grau, mesoproterozóicas (cerca de 1,4 Ga, segundo JULIANI et al., 2000; BASEI et al., 2003; WEBER et al., 2003; OLIVEIRA et al., 2003), compreendendo faixas alternadas e orientadas segundo a direção NW/SE controladas por zonas de cisalhamento laterais. Os litotipos predominantes são quartzitos, mármore, rochas calciossilicáticas, xistos grafitosos, cálcio-filitos e formações ferríferas bandadas, com freqüentes intercalações de metabasaltos (que compõem a unidade basal metavulcano-sedimentar correspondente à Formação Perau) (PIEKARZ, 1981; CAMPANHA & SADOWSKI, 1999); meta-arenitos, metaconglomerados e metarritmitos associados a rochas calcárias e seqüências pelíticas (Formação Votuverava)

(CAMPANHA, 1991; CAMPOS NETO, 2000); carbonatos impuros associados a calco-silicáticas, metapelitos, metacalcários e anfibolitos (Formação Água Clara) (CAMPOS NETO, 2000); e, por fim, sucessões de sedimentação pertencente à plataforma carbonática rasa e depósitos terrígenos correspondendo, respectivamente, a xistos de baixo a médio grau metamórfico e carbonatos de baixo grau/pelitos (Grupo Setuva e Formação Capiru) (CAMPANHA & SADOWSKI, 1999; CAMPOS NETO, 2000).

Essas unidades mesoproterozóicas apresentam-se cortadas por dois grandes complexos granitóides calcio-alcalininos, denominados de Batólitos Cunhaporanga e Três Córregos, pertencentes ao Grupo Itaiacoca, também caracterizado por rochas supra-crustais de baixo grau metamórfico oriundas principalmente de plataformas carbonáticas associadas a metavulcânicas (CAMPOS NETO, 2000).

Litologicamente o Grupo Açungui é composto essencialmente por meta-arenitos arcossianos, metabasitos, metavulcânicas, meta-arcósios, além de metassiltitos e metarritmitos, associados a granitóides profiríticos sin a pós-orogênicos (CAMPOS NETO, 2000), sugerindo eventos de subducção relacionados aos processos de margem ativa durante a aglutinação do Supercontinente Gondwana (KRÖNER & CORDANI, 2003).

O Grupo São Roque constitui uma faixa que se estende entre a Zona de Cisalhamento de Jundiuvira e a Zona de Cisalhamento de Taxaquara. Juntamente com o Supergrupo Açungui representa uma seqüência extensional, depositada no Neoproterozóico (~ 620 Ma) em bacias do tipo retro-arco, durante a fase sin-colisional da Orogênese Brasileira (HACKSPACHER et al., 1999; 2000). É litologicamente composto por rochas metassedimentares de baixo grau, predominantemente pelíticas a psamíticas, com intercalações carbonáticas e intrusivas básicas, em adição a prováveis extrusivas e vulcanoclásticas máficas e félsicas associadas. Também ocorrem micaxistos, metarcóseos e xistos, e uma camada inferior caracterizada por rochas calco-silicáticas, além de lentes de metadolomitos estromatolíticos, anfibolitos, metandesitos e metabasaltos com estruturas de almofadas (pillows) e brechas (HACKSPACHER et al., 1999; 2000; CAMPOS NETO, 2000).

Ainda no Neoproterozóico, complexos graníticos intrusivos ocorrentes na área foram gerados durante episódios tectonomagmáticos do Ciclo Orogenético Brasileiro (TÖPFNER, 1996; PRAZERES FILHO et al., 2003), datados entre 600 e 615 Ma (JANASI et al., 2001) e caracterizados por serem sin, tardi ou pós – tectônicos, originários de ambientes de extensão em bacias retroarco, de colisão continente – continente e pós-colisionais associados a zonas de cisalhamento (TÖPFNER, 1996). Segundo Cordani et al. (2003), tais corpos granitóides

são uma evidência do fechamento do Oceano Adamastor entre os crátons Rio de La Plata – Paraná e Kalahari, através de inúmeras acreções crustais.

Após sucessivos episódios colisionais relacionados à aglutinação de blocos crustais dispostos por meio de faixas móveis associadas à Orogênese Brasileira - Pan-Africana (RIBEIRO et al., 1995; HACKSPACHER & GODOY, 1999; CAMPOS NETO & CABY, 1999; ALMEIDA et al., 2000; CORDANI et al., 2000; HEILBRON & MACHADO, 2003; VALERIANO et al., 2004), originou-se o Gondwana Ocidental através de episódios de colisão e amalgamação das faixas móveis que ocorreram entre o Neoproterozóico-Cambriano e que durante o Cambriano Médio registrou eventos de caráter transtensionais (HACKSPACHER et al., 2004).

Em consequência deste importante episódio orogênico associado aos regimes transcorrentes relacionados ao Ciclo Brasileiro, formaram-se bacias de ante-país tardi a pós-colisionais (BASEI et al., 1998), denominadas inicialmente por Almeida (1956) como ‘bacias do estágio de transição’. São unidades representadas por sucessões vulcano-sedimentares com proveniência dos orógenos recém-construídos (HEILBRON et al., 2004). Sob o ponto de vista litológico, são caracterizadas principalmente por rochas vulcânicas, associadas a sedimentos terrígenos, tais como rochas psamíticas imaturas com fácies pelíticas distais (SIGA JR., 1995; BASEI et al., 1998; HEILBRON et al., 2004; TEIXEIRA et al., 2004).

A inserção e evolução da Bacia do Paraná no interior cratônico do Gondwana, desde o Ordoviciano Superior, possui uma estreita relação com o desenvolvimento dos Gondwanides, um extensivo cinturão fanerozóico marcado pela sucessão dos ciclos orogênicos Famatiniano, que compreende as orogenias Oclóyica e Precordilheirana, e Gondwânico, que inclui por sua vez as orogenias Chanica e Sanrafaelica (MILANI, 1997; MILANI & RAMOS, 1998). Cada um desses eventos orogênicos possui grande influência temporal nos ciclos de subsidência e sucessivas fases de sedimentação na bacia, dando origem a seis unidades de segunda ordem, reconhecidas e denominadas por Milani (1997) de superseqüências, distribuídas de modo descontínuo na bacia. São elas: Superseqüência Rio Ivaí (Caradociano – Llandoveryano, 458 – 428 Ma), Superseqüência Paraná (Lockoviano – Frasniano, 417 – 364 Ma), Superseqüência Gondwana I (Westphaliano – Seythiano, 354 – 260 Ma), Superseqüência Gondwana II (Neoanisiano – Eonoriano, 242 – 220 Ma), Superseqüência Gondwana III (Neojurássico – Berriasiano, 206 – 144 Ma) e Superseqüência Bauru (Aptiniano – Mastrichiano, 121 – 65 Ma) (Figura 9). Nesse contexto, a Bacia do Paraná foi a província tectono-sedimentar que mais registrou o reflexo da sucessão de orogenias, em seu arcabouço litológico, durante a evolução fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental (MILANI & RAMOS, 1998) (Figura 9).

A Superseqüência Rio Ivaí agrega, em subsuperfície, o pacote sedimentar mais antigo da Bacia Sedimentar do Paraná, na região do Arco de Ponta Grossa. Encontra-se representado por litotipos do Grupo Rio Ivaí, depositado entre o Ordoviciano-Siluriano e Siluriano Inferior (ASSINE et al., 1994), assentado diretamente em discordância erosiva e litológica sobre rochas do embasamento cristalino Pré-cambriano/Eopaleozóico (ASSINE, 1996). Tais litotipos são diamictitos de coloração avermelhada a azulada e matriz arenosa a siltico-arenosa da Formação Iapó, sobrepostos por folhelhos representativos de superfície de inundação máxima da Formação Vila Maria (ASSINE et al., 1994; ASSINE, 1996).

A Superseqüência Paraná é representada pelo Grupo Paraná (MILANI, 1997) e constitui as formações Furnas e Ponta Grossa, depositadas entre o Eo e Neodevoniano (MILANI et al., 1994). A Formação Furnas, segundo Bergamaschi (1992), é composta por arenitos de coloração branca a amarelada, caulínica, de granulação média a grossa, com poucas ocorrências de conglomerados, depositados em sistemas continentais fluviais (ASSINE, 1996). A Formação Ponta Grossa, por sua vez, é uma unidade predominantemente pelítica, de ambiente marinho plataformar (SCHNEIDER et al., 1974), apresentando grande variedade de macro e microfósseis, tais como trilobitas, braquiópodos, tentaculites, acritarcas, quitinozoários, entre outros (ASSINE, 1996).

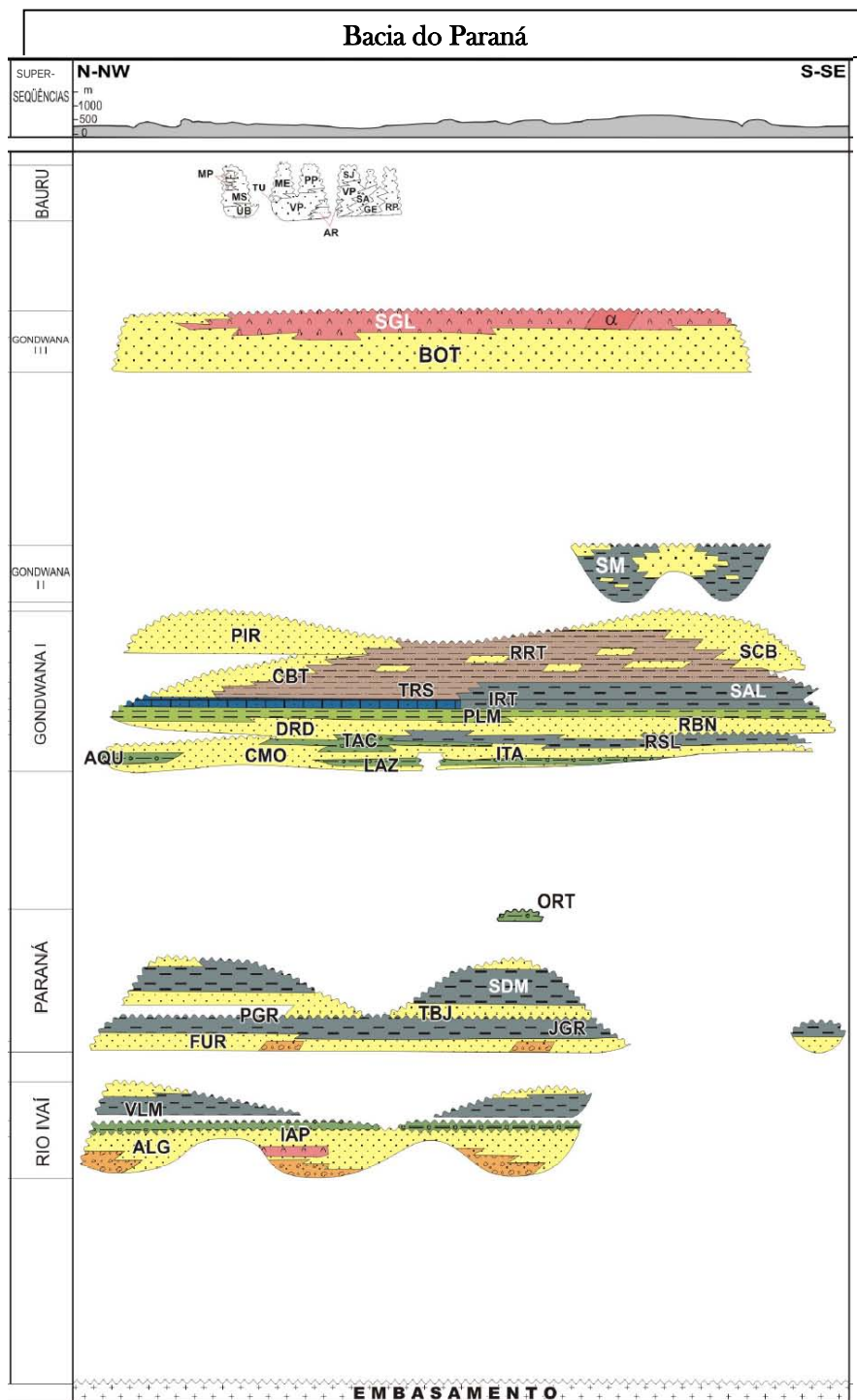
Após um grande período de instabilidade da Bacia do Paraná, de aproximadamente 45 Ma (DAEMON et al., 1991), durante o Eocarbonífero, através de uma ação conjunta de fatores de caráter climático (CAPUTO & CROWELL, 1985) e tectônico (DE WIT & RANSOME, 1992), foi gerada a maior discordância regional na bacia.

Assim sendo, durante o Neocarbonífero (Westphaliano), a deposição das rochas do Grupo Itararé, pertencente à Superseqüência Gondwana I (MILANI, 1997) (Figura 9), encontrava-se sob forte influência de geleiras, tendo o gelo como meio de transporte e deposição de sedimentos. Seus litotipos mais abundantes são, da base para o topo, pacotes areno-conglomeráticos, com conglomerados maciços, gradados, laminados ou estratificados, associados a arenitos maciços, gradados, laminados e com estratificação cruzada ou ondulações de correntes, adicionados a diamictitos maciços ou estratificados com seixos de granulometria variada e composição diferenciada e lamitos/siltitos com intercalações arenosas, em associação a folhelhos acinzentados e ritmitos siltico-argilosos. São representados pelas formações Campo Tenente, Maфра e Rio do Sul do Grupo Itararé (SCHNEIDER et al., 1974; FRANÇA & POTTER, 1988; MINEROPAR, 1986; VESELY, 2001) e da Formação Aquidauna, no nordeste Estado de São Paulo (DAEMON & FRANÇA,

1993). Tais pacotes sedimentares representam eventos de avanço de geleiras, com erosão por abrasão subglacial e/ou por água do degelo. Empilhamentos retrogradacionais constituem seqüências de deglaciação equivalentes a tratos transgressivos, correspondentes à fase de avanço glacial (VESELY, 2001). A idade Neocarbonífera-Eopermiana desta seqüência foi determinada através de elementos bioestratigráficos, tais como palinomorfos, bivalves, foraminíferos, conchostráceos e braquiópodos (DAEMON et al., 1991).

A seqüência Carbonífera - Permiana da Bacia Sedimentar do Paraná é representada pelo Grupo Guatá, também pertencente à Superseqüência Gondwana I (MILANI, 1997) (Figura 9). Os pacotes refletem transgressão marinha, em função do degelo das calotas polares instaladas no Eocarbonífero, com afluxo de cunhas clásticas sob a forma de pacotes deltácios, representativos da Formação Rio Bonito (ZALÁN et al., 1990), durante o Artinskiano/Kunguriano. Seguidamente é retomada a subida do nível do mar através da deposição da Formação Palermo, caracterizada por siltitos e siltitos arenosos bioturbados, depositados em ampla plataforma marinha rasa (SCHNEIDER et al., 1974; MILANI, 1997).

A máxima transgressão marinha é alcançada com a deposição dos sedimentos da Formação Irati do Grupo Passa-Dois (incluso Superseqüência Gondwana I (MILANI, 1997), Figura 9), no Permiano Superior. Seus litotipos mais predominantes são folhelhos, folhelhos betuminosos, arenitos, margas, carbonatos e anidritas, depositados em ambiente marinho raso com pouca circulação e oxigenação (SCHNEIDER et al., 1974; HACHIRO et al., 1993; DAEMON et al., 1991). Ainda no Permiano Superior, lamitos e folhelhos da Formação Serra Alta (Grupo Passa-Dois) afogaram a então “bacia Irati”, seguindo um ciclo regressivo de ampla magnitude (MILANI, 1997). A seqüência regressiva segue atuante, representada pelas Formações Teresina, Rio do Rastro e Corumbataí, caracterizada pela ação de um mar epicontinental na bacia, cujos litotipos são argilitos e siltitos cinza claros, associados a calcários e coquinas no topo, depositados sob ação de ondas e marés da Formação Teresina. A Formação Rio do Rastro, cujo limite superior remonta o Eotriássico, é constituída por arenitos, siltitos e folhelhos arroxeados, esverdeados e avermelhados e calcarenitos, depositados em sistemas de avanço de deltas (MINEROPAR, 1986; MILANI, 1997). Vale ressaltar que as denominadas formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rastro, no Estado do Paraná, são correspondentes à Formação Corumbataí, no estado de São Paulo (MILANI, 1997).



Legenda: ALG – Formação Alto Garças; IAP – Formação Iapó; VLM – Formação Vila Maria; FUR – Formação Furnas; PGR – Formação Ponta Grossa; ; JGR – Membro Jaguariaíva; TBJ – Membro Tibagi; SDM – Membro São Domingos; ORT – Diamictito Ortigueira; AQU – Formação Aquidauana; ITA – Grupo Itararé; LAZ – Formação Lago Azul; CMO – Formação Campo Mourão; TAC – Formação Taciba; RSL – Membro Rio do Sul; RBN – Formação Rio Bonito; DRD – Membro Siderópolis; PLM – Formação Palermo; IRT – Formação Irati; SAL – Formação Serra Alta; TRS – Formação Teresina; RRT – Formação Rio do Rastro; CBT – Formação Corumbataí; SCB – Formação Sanga do Cabral; PIR – Formação Pirambóia; SM – Formação Santa Maria; BOT – Formação Botucatu; SGL – Formação Serra Geral; UB – Formação Uberaba; VP – Formação Vale do Rio do Peixe; AR – Formação Araçatuba; GE – Formação Goio Erê; RP – Formação Rio Paranapanema; MS – Membro Serra Galga de Minas; TU – Analcimitos Taiúva; ME – Membro Echaporã; SA – Formação Santo Anastácio; SJ – Formação São José do Rio Preto; PP – Formação Presidente Prudente

Figura 9 – Carta estratigráfica com respectivas Superseqüências da Bacia do Paraná. Modificado de Milani et al. (2007).

As seqüências mesozóicas da Bacia do Paraná são de origem continental e vulcânica, compostas pelos Grupos São Bento e Bauru *ls*. O Grupo São Bento reúne a Formação Pirambóia - pertencente à Superseqüência Gondwana I – e as formações Botucatu e Serra Geral - pertencentes à Superseqüência Gondwana III. O Grupo Bauru *ls* compõe a Superseqüência Bauru (MILANI, 1997) (Figura 9).

A sedimentação neotriássica refere-se à Formação Pirambóia e é constituída em sua grande maioria por arenitos avermelhados médios a finos, localmente conglomeráticos, com estratificação cruzada acanalada e planar, sedimentados em associação a ambientes fluviais e eólicos (CAETANO-CHANG, 1997). Durante o Jurássico, um gigantesco campo de dunas eólicas cobriu quase que inteiramente toda a bacia, pertencente à Formação Botucatu. Tal deserto foi coberto por um extenso evento vulcânico de natureza fissural, entre cerca de entre 137.4±1 e 126.8±2 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) (STEWART et al., 1996), que cobriu cerca de 75% de toda a superfície da Bacia do Paraná, denominado de Formação Serra Geral (PICCIRILLO & MELFI, 1988; PICCIRILLO et al., 1988).

Neste mesmo período, as rochas neopaleozóicas da Bacia do Paraná, principalmente pertencentes às formações Rio Bonito, Irati e, em menor proporção, ao Grupo Itararé, bem como rochas do seu embasamento cristalino, foram intrudidas por soleiras e diques de diabásio que vieram a compor o enxame de diques do Arco de Ponta Grossa. Constitui a feição geológica mais notável dos alinhamentos estruturais, de direção preferencial entre N50W e N60W, com extensão que varia de alguns centímetros a mais de 500 m, com idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que variam entre 131.4±0.5 a 129.2±0.5 Ma (RENNE et al., 1996).

Machado Jr. (2000) sugere que o grande volume e a imensa quantidade de diques de diabásio são intrudidos no Arco de Ponta Grossa na direção aproximada N60W, desde a plataforma continental do Estado de São Paulo (adjacente à Bacia de Santos) até as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná. O autor conclui, portanto, que tais feixes de diques conectam as áreas de derrames das bacias de Santos e do Paraná, através de centros magmáticos posicionados em direções intermediárias, de onde parecem ascender. Datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (RENNE et al., 1996) sugerem idades que variam entre 131.4±0.5 a 129.2±0.5 Ma para os diques do Arco de Ponta Grossa.

Dados geoquímicos obtidos por Pinese (1989), Peate et al. (1992), Peate (1997), Ernesto et al. (1999), Marzoli et al. (1999), Marques (2001) e Marsh et al. (2001) indicam que tais regiões possuem diferentes características geoquímicas referentes aos enxames de diques. Os diques da Serra do Mar e do Arco de Ponta Grossa possuem alto teor de TiO_2 (denominados

de ATi), enquanto que o enxame de diques da Namíbia apresenta TiO_2 abaixo de 2% (chamados de BTi). Le Roex et al. (1990), através de comparações entre variações de Nb/Ti e Nb/Zr nos derrames da Formação Serra Geral e nos grupos de enxame de diques da costa atlântica, verificaram que os diques do Arco de Ponta Grossa possuem baixos teores nas relações Nb/Ti e Nb/Zr. Diferentemente, o enxame de diques Santos – Rio de Janeiro apresenta distribuição bimodal entre esses elementos: uma porção que se assemelha aos diques do Arco de Ponta Grossa e aos derrames da Bacia do Paraná, e outra porção que possui altos valores de Nb/Ti e Zr/Ti, que são provavelmente os diques mais jovens.

Na região central do Arco de Ponta Grossa, os diques ocupam uma área de 80 km de largura por mais de 300 km de extensão (são observados de 1 a 4 diques por km^2), com comprimento de até 50 km, cortando tanto rochas do embasamento pré-cambriano como sedimentares da Bacia do Paraná. Segundo Oliveira & Montes (1984) e Pinese (1989) são rochas de composição básica e natureza toleítica, embora são também verificados raros diques de natureza ácida.

Na Formação Serra Geral predominam basaltos toleíticos, com variações químicas marcantes. Constituem derrames sobrepostos, às vezes, separados por arenitos cretáceos. No Sul da Bacia do Paraná, embora localmente, alguns derrames chegam a apresentar composições riolíticas e riodacíticas (MELFI et al., 1988; NARDY et al., 2008). Há soleiras e grandes quantidades de diques, destacando-se os que obedecem à orientação geral NW, associados aos enxames do Arco de Ponta Grossa, e outros orientados segundo ENE, subparalelos às estruturas pré-cambrianas do Arco da Serra do Mar, na região de Santos, tornando-se escassos a partir de Campos até o Espírito Santo. Cessado o período de magmatismo básico, segue um novo evento magmático, porém de caráter alcalino que, na Bacia do Paraná, processou-se em estruturas soerguidas marginais ou transversais Às bordas da bacia, além de alguns pontos intrusivos no interior da mesma, tais como Lajes/SC, Ipanema/SP e Jaboticabal/SP (ALMEIDA, 1986). Tais intrusões alcalinas provavelmente apresentaram-se em duas fases: uma contemporânea ao magmatismo basáltico (pré-Aptiano) e outra possivelmente associada à tectônica da Serra do Mar (Neocretáceo – Eoceno) (ALMEIDA, 1986).

A seqüência neocretácica da Bacia do Paraná encontra-se representada pelo Grupo Bauru *ls* (FERNANDES, 1998, Figura 9), assentada em uma discordância erosiva sobre os basaltos da Formação Serra Geral (MILANI, 1997). É composta por depósitos continentais areno-conglomeráticos, com seixos de rochas vulcânicas e pré-cambrianas, arenitos e argilitos, além de associações como lamitos e siltitos (MINEROPAR, 1986).

Trata-se de um pacote predominantemente arenoso, relacionado a um ambiente deposicional com grande contribuição de processos eólicos (Grupo Caiuá) e alúvio-fluviais (pertencente ao Grupo Bauru, primeiramente determinado por Soares et al., 1980), compreendendo a Superseqüência Bauru (MILANI, 1997). Alguns autores admitem que sua sedimentação deve-se em resposta aos processos de soerguimento da margem continental sudeste brasileira, durante o Aptiano, permitindo a formação de uma rede de drenagem que fluísse para o interior continental (ASMUS, 1981). Dessa forma, ocorre a deposição de diferentes litotipos (arenitos finos a médios e de coloração vermelho-arroxeadas pertencentes à Formação Caiuá e arenitos muito finos a médios, castanho-avermelhados e com estratificações cruzadas de baixo ângulo, aceitos como Formação Santo Anastácio (LIMA et al., 1986), como resposta a esse processo ascensional. A deposição de conglomerados do Grupo Bauru ocorre como reflexo às várias pulsações da movimentação tectônica da margem continental. (FULFARO et al., 1982). A Formação Adamantina é representada como bancos de arenitos de granulação fina a muito fina, de coloração rósea a castanha e com estratificação cruzada, às vezes intercalada com bancos de lamitos, siltitos e arenitos lamíticos. Já a Formação Marília é composta por arenitos grossos e conglomeráticos, depositados em ambientes de leques aluviais e lagos efêmeros (LIMA et al., 1986).

A sedimentação terciária da área, ocorrida a partir do Oligoceno-Mioceno (SALAMUNI et al., 2003; 2004), é representada pelo segmento ocidental das bacias que compõem o Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) (Figura 10), que engloba a Bacia de Curitiba, os grábens de Guaraqueçaba, Sete Barras e Cananéia e a área de ocorrência das formações Alexandra e Pariquera-Açu (RICCOMINI et al., 2004) (Figura 11).

A Bacia de Curitiba (Figura 11) é delimitada por falhas normais de direção NE na sua borda noroeste, NNE na borda sudeste, e N-S na leste (SALAMUNI, 1998). A sucessão sedimentar basal, de natureza rudácea e proveniente da Serra do Mar, sugere basculamento do assoalho para E e SE (RICCOMINI et al., 2004). Seus padrões de drenagem são preferencialmente controlados pelos alinhamentos estruturais que seccionam o embasamento. A partir do Pleistoceno a exposição de blocos tectônicos e, concomitantemente, em clima úmido, originou seu entalhamento através dos processos de erosão e dissecação (SALAMUNI, 1998; SALAMUNI et al., 2003; 2004).

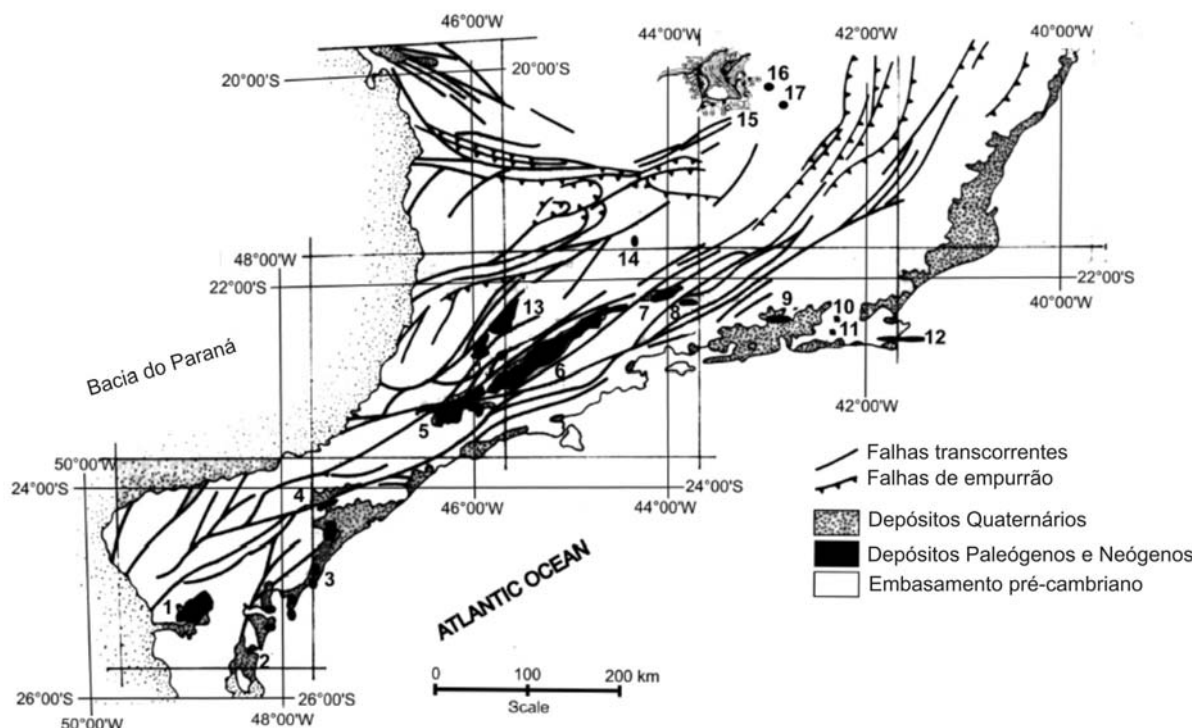


Figura 10 – Principais bacias terciárias do Rifte Continental do Sudeste do Brasil. **1.** Bacia de Curitiba; **2.** Formação Alexandra e Gráben de Guaraqueçaba; **3.** Formação Pariquera-Açu; **4.** Gráben de Sete Barras; **5.** Bacia de São Paulo; **6.** Bacias de Taubaté-Bonfim; **7.** Bacia de Resende; **8.** Bacia de Volta Redonda; **9.** Gráben da Guanabara; **10.** Bacia de Macacu; **11.** Bacias de São José de Itaboraí; **12.** Gráben de Barra de São João; **13.** Bacia do Tanque; **14.** Bacia de Aiuruoca; **15.** Depósitos Paleógenos/Neógenos de Belo Horizonte e do Quadrilátero Ferrífero; **16.** Bacia de Gandarela; **17.** Bacia de Fonseca. Segundo Almeida & Hasui (1984). Modificado de Garcia et al. (2008).

Os grábens de Sete Barras e Cananéia (Figura 11) constituem uma depressão alongada na direção NE, com espessura máxima de sedimentos entre 200m e 500m, respectivamente (MELO et al., 1989; SOUZA et al., 1996). Os sedimentos do Gráben de Sete Barras estendem-se para sudeste, em ocorrências descontínuas, controladas por falhas de direção WNW a ENE (MELO, 1990), ao longo de uma faixa grosseiramente delimitada pelo enxame de diques eocretáceos que compõem o Alinhamento do Guapiara, e daí para sudoeste, rumo à região da Baía de Paranaguá (RICCOMINI et al., 2004).

As extensões das ocorrências do Gráben de Guaraqueçaba e da Formação Alexandra (Figura 11), na região da Baía de Paranaguá, são ainda desconhecidos, em função da escassez de dados de subsuperfície. Vale ressaltar que esses depósitos encontram-se no prolongamento sudoeste do Gráben de Cananéia, com o qual parecem guardar relações tectônicas (RICCOMINI et al., 2004).

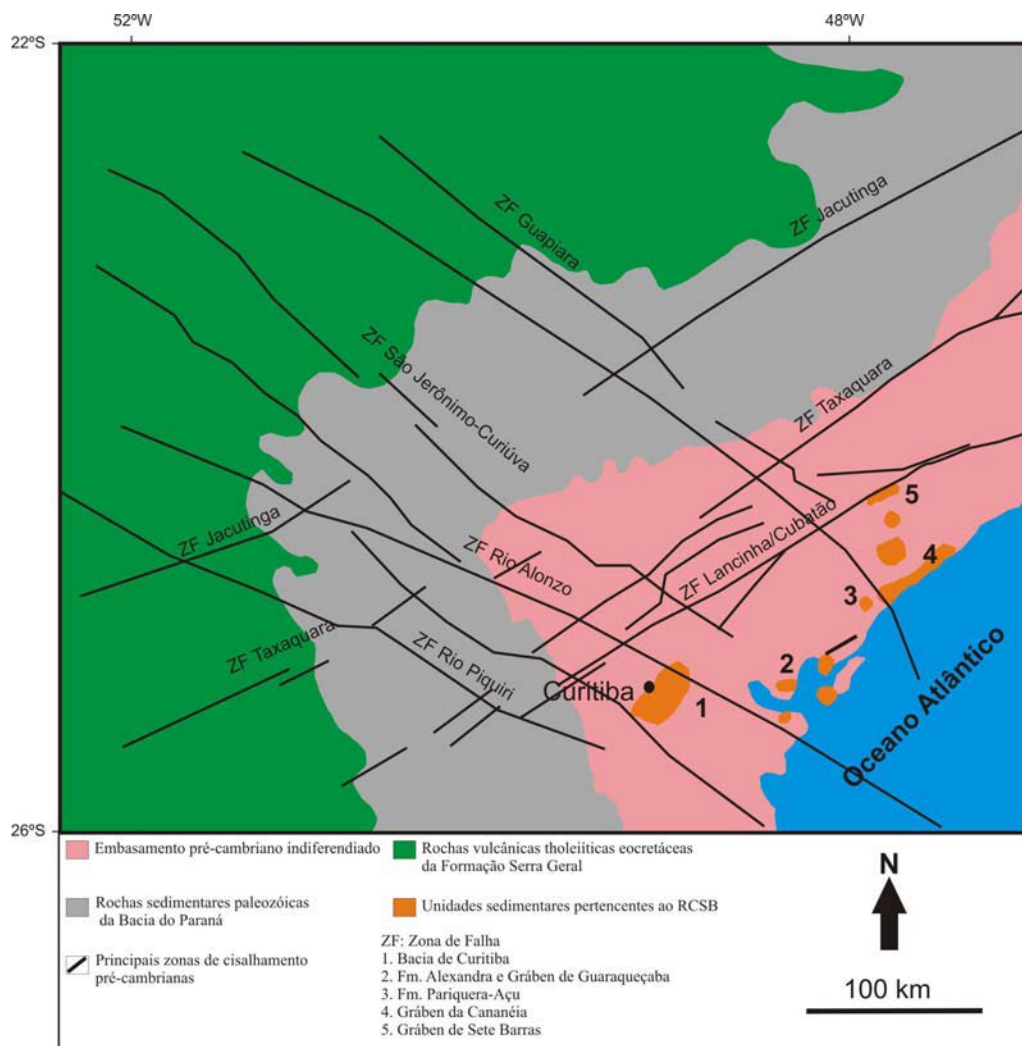


Figura 11 – Contexto geológico-regional do segmento ocidental do Rifte Continental do Sudeste do Brasil, segundo Melo et al.(1985), Riccomini et al.(1996) e Ferrari & Silva (1997). Modificado de Riccomini et al. (2004). Principais Zonas de Falha segundo Zalán et al. (1990) e Sadowski & Campanha (2004).

3.3 Contexto Geomorfológico do Arco de Ponta Grossa

O Modelo Digital de Elevação construído a partir de imagens SRTM evidenciou que o relevo e a hidrografia na área são controlados por fraturas, falhas e diques, preferencialmente de direção NW (Figura 12, Fotos 5 e 6). O truncamento das rochas pré-cambrianas nos sedimentos da Bacia do Paraná gerando uma estrutura deformacional anticlinal, e o escalonamento do relevo em planaltos como resultado da tectônica cenozóica e da erosão química e física nos blocos compartimentados também são importantes feições a serem destacadas no Arco de Ponta Grossa (MELO et al., 2000; RÖMER, 2008).

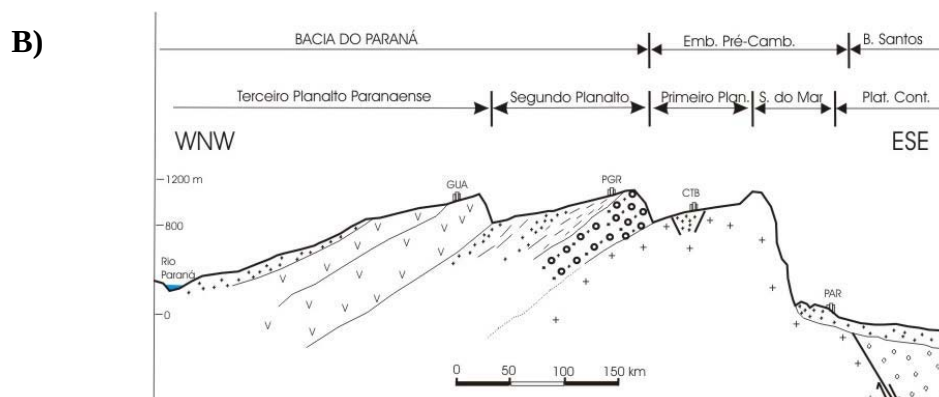
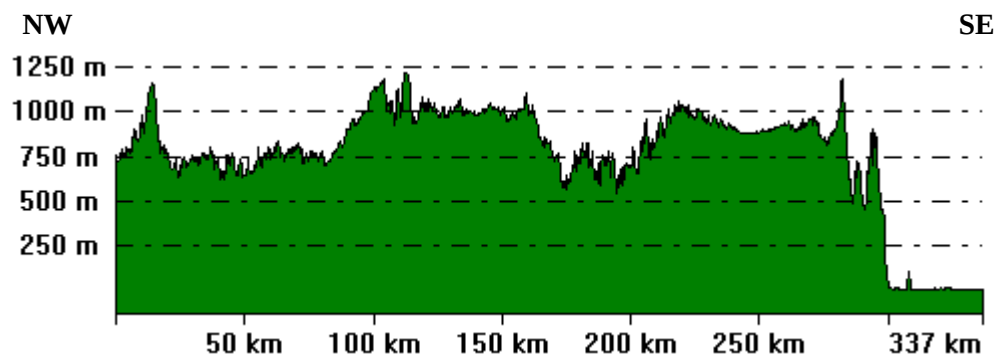
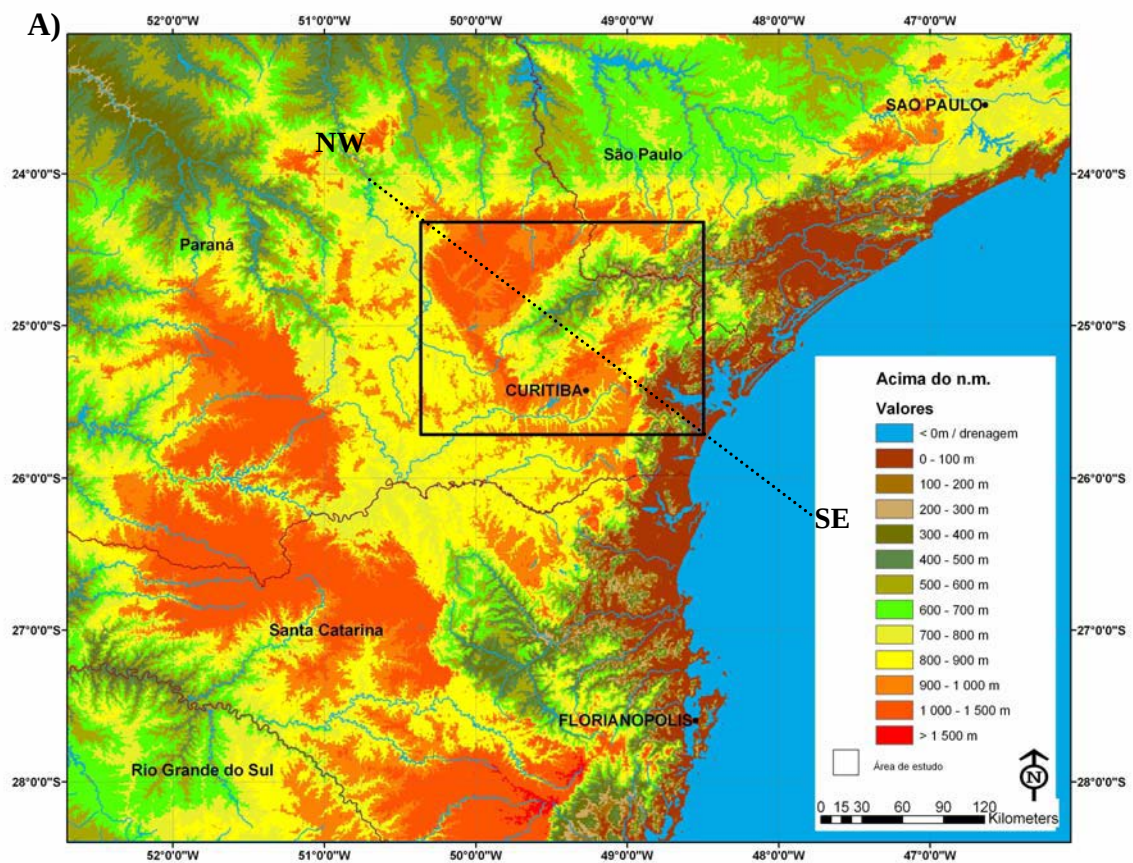


Figura 12 – (A) Modelo Digital de Elevação da região sudeste brasileira (GTOPO30/USGS), e respectivo perfil da região do Arco de Ponta Grossa. (B) Disposição em perfil geológico-geomorfológico das principais unidades do relevo no Estado do Paraná. Modificado de Melo (2000) e Volkmer & Fortes (2003). Legenda: GUA – Guarapuava, PGR – Ponta Grossa, CTB – Curitiba, PAR – Paranaguá.



Foto 5 – Visada SW evidenciando o alinhamento do relevo na direção NW, em função da intrusão dos diques de diabásio que, devido a maior resistência ao intemperismo físico e/ou químico, sustentam a fisiografia. Proximidades de Irati (PR). Foto da autora.

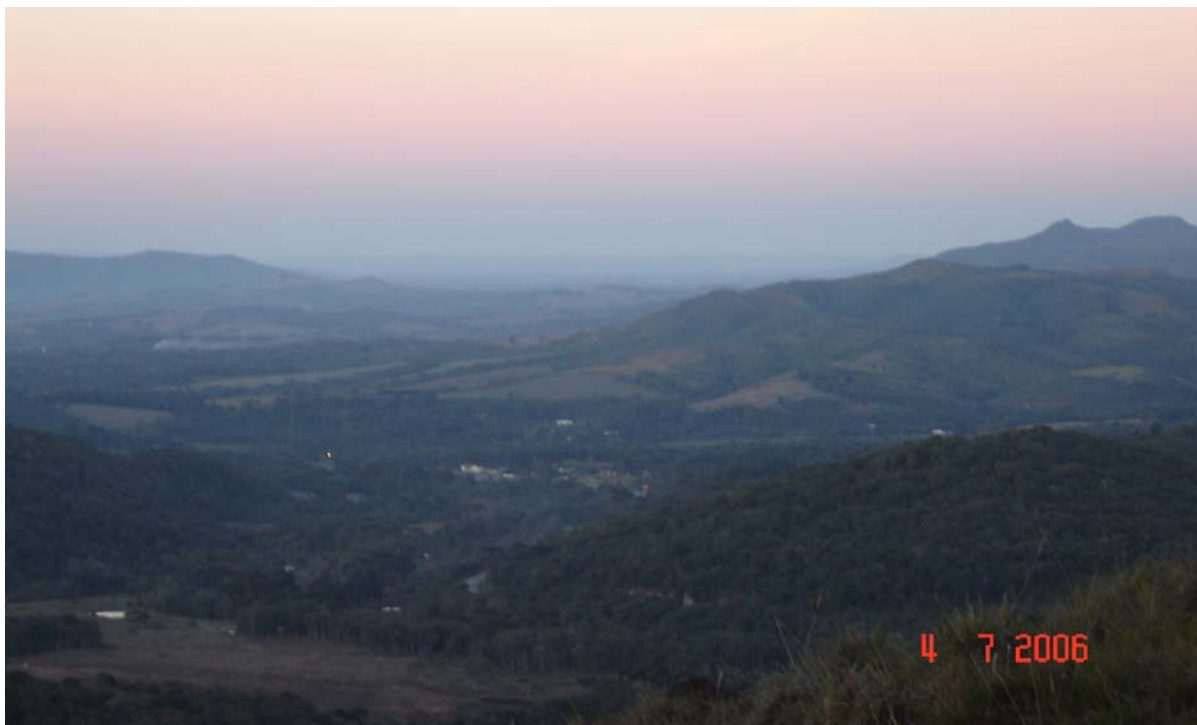


Foto 6 – Visada W-SW evidenciando o alinhamento do relevo na direção N-NW, em função da intrusão dos diques de diabásio que, devido a maior resistência ao intemperismo físico e/ou químico, sustentam a fisiografia. Proximidades de Irati (PR). Foto da autora.

O escalonamento do relevo resultou na compartimentação de planaltos com caimento suave para Oeste, divididos em três grandes setores: Primeiro, Segundo e Terceiro Planalto Paranaense (MAACK, 1948; MELO et al., 2000) (Figura 12, Fotos 7 e 8). O Primeiro Planalto Paranaense é caracterizado pelas rochas pré-cambrianas do embasamento cristalino, limitado a Leste pela Serra do Mar e a Oeste, pelo Segundo Planalto Paranaense. Segue um desnível topográfico de cerca de 300 m, representado pela denominada “Escarpa Devoniana” a Leste e a Serra Geral a Oeste, sustentado por rochas paleozóicas e intrusivas básicas da Bacia do Paraná. Já o Terceiro Planalto, na porção Oeste da área, encontra-se sustentado pelos extensos derrames basálticos da Formação Serra Geral (MAACK, 1948; MELO et al., 2000). Diversos pulsos de soerguimento associados a mudanças climáticas são os fatores responsáveis pela formação de superfícies em diferentes níveis, interpretados como remanescentes de extensas superfícies de erosão (RÖMER, 2008).



Foto 7 – Visada para E do Segundo Planalto (a) para o Primeiro Planalto Paranaense (b), nas proximidades da cidade de Curitiba (PR). Foto da autora.

No Primeiro Planalto Paranaense, Ab’Sáber & Bigarella (1961) descrevem a paleosuperfície Sul-Americana atuante entre o Cretáceo Superior e o Eoceno, relacionada à paleosuperfície do Purunã (Pd3), correspondendo a restritas porções da Serra do Mar em cotas

entre 1400m e 1500 m, além de possuir remanescentes na Serrinha do Purunã a cerca de 1200 m de altitude. Cessado o ciclo erosivo Sul-Americano, um novo soerguimento da Serra do Mar proporciona condições para o desenvolvimento de um pediplano embutido e contemporâneo à deposição da Bacia de Curitiba, além de se tornar responsável pela esculturação dos relevos cársticos no Estado do Paraná (RIFFEL, 2005).

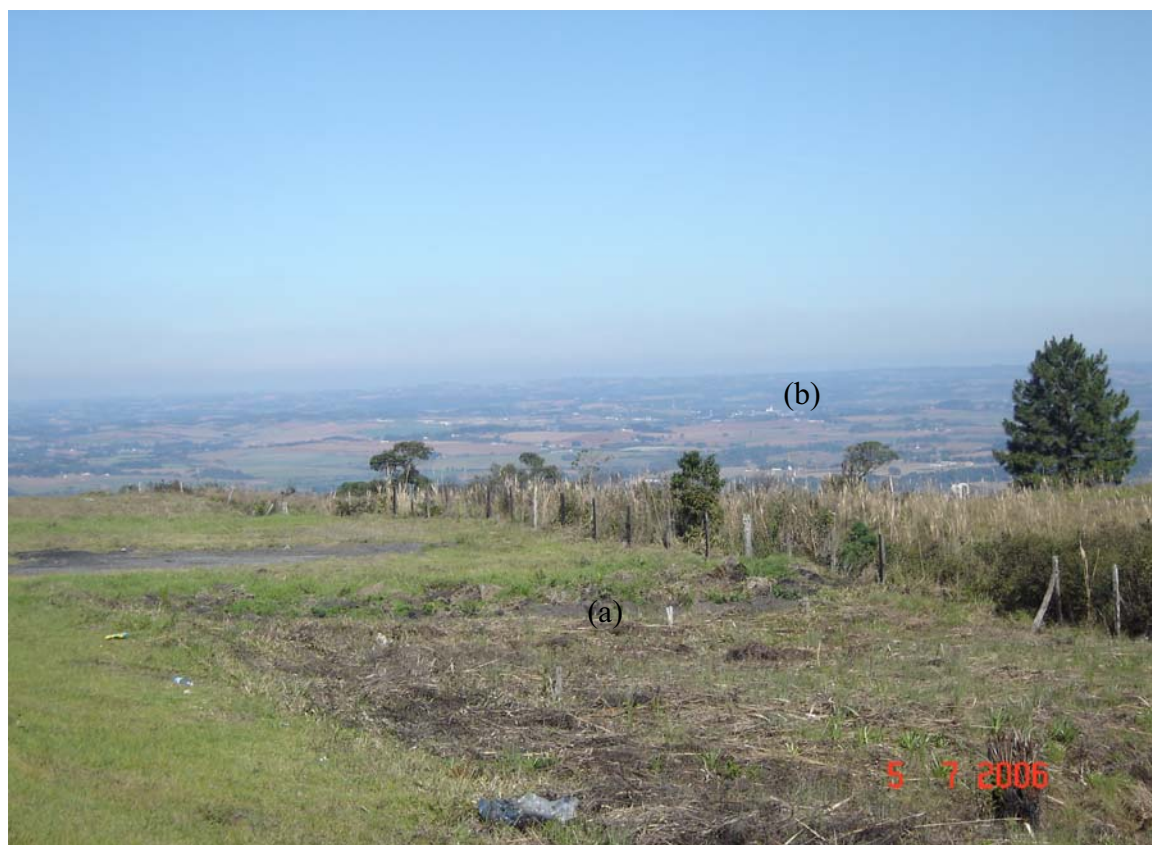


Foto 8 – Visada E do Terceiro Planalto (a) para o Segundo Planalto Paranaense (b), nas proximidades da cidade de Guarapuava (PR). Foto da autora.

Além da paleosuperfície Sul-Americana, outras duas superfícies de erosão são descritas no Primeiro Planalto Paranaense com presença de remanescentes geomórficos: uma superfície interplanáltica ou intermontana descrita primeiramente por Maack (1947) e denominada de paleosuperfície do Alto Iguaçu por Almeida (1952), e paleosuperfície Curitiba, relacionada ao fechamento da sedimentação da Bacia Sedimentar de Curitiba, descrita por Ab'Saber & Bigarella (1961).

A paleosuperfície do Alto Iguaçu (Pd2), presente em cotas entre 1200 e 1150m, é cronocorrelata a deposição da Formação Guabirotuba da Bacia de Curitiba e pós-superfície do Purunã (ALMEIDA, 1955). A fase principal de sedimentação e preenchimento da calha desta

bacia, entre o Oligoceno e Plioceno inferior (materializada pela Formação Guabirota), foi concomitante a um clima seco com escassas chuvas torrenciais (SALAMUNI, 1998). Testemunhos residuais desta superfície encontram-se a norte de Curitiba e na borda do planalto. No interflúvio com a bacia do Alto Ribeira do Iguaçu ocorre a captura de áreas inicialmente dispostas na bacia do Alto Iguaçu, durante a formação do Pd2. Devido à dinâmica fluvial, esta possui maior potencialidade erosiva (AB'SÁBER & BIGARELLA, 1961).

A discordância erosiva observada entre as formações Guabirota (Mioceno – Plioceno) e Tingüis (Pleistoceno – Holoceno) da Bacia de Curitiba, é atribuída por Bigarella et al. (1965) e Bigarella & Becker (1975) como correlato a paleosuperfície Curitiba (Pd1), nivelada em aproximadamente 1000m, de forma que a Formação Guabirota seja penecontemporânea a paleosuperfície do Alto Iguaçu (Pd2).

A paleosuperfície Curitiba (Pd1) corresponde à superfície de erosão posterior a sedimentação da bacia homônima, que teve seu período de maturidade no fim do Plioceno e início do Pleistoceno. Os depósitos correlatos compreendem sedimentos inconsolidados latossólicos *in situ* ou alóctone (SALAMUNI et al, 1999).

A existência destas superfícies sustenta a característica do relevo estratificado, relacionado a diversos pulsos de soerguimento e períodos de denudação intensa, resultantes de processos de pediplanação com grande influência climática (BIGARELLA & MOUSINHO, 1966), ocorridos durante o Cretáceo e o Neógeno, com desenvolvimento de pedimentos e terraços (BIGARELLA & AB'SABER, 1964; AB'SABER, 2000).

EVOLUÇÃO TECTONO-MAGMÁTICA DO ARCO DE PONTA GROSSA E RELAÇÕES
COM A ABERTURA DO OCEANO ATLÂNTICO-SUL

Durante o Mesozóico, a Plataforma Sul-americana foi palco de diversas manifestações magmáticas e de soerguimento, relacionadas à ruptura do paleocontinente Gondwana, iniciado no Neocomiano, que culminou com a abertura e geração do Oceano Atlântico-Sul e implantação das bacias marginais brasileiras no chamado Sistema de Riftes do Leste Brasileiro (CHANG et al., 1992).

Os episódios de soerguimento evidenciados no Arco de Ponta Grossa estão clara e intimamente relacionados aos efeitos da separação América do Sul – África através de pulsos ascencionais da proto-Serra do Mar, ocorridos entre o Cretáceo Inferior e Neógeno (ZALÁN et al., 1990; CHANG et al., 1992; VIGNOL-LELARGE et al., 1994). Entretanto, alguns trabalhos sugerem fases pretéritas de soerguimento desta feição ainda no Paleozóico. Almeida (1981) considera que os alinhamentos de direção NW que compõem o Arco de Ponta Grossa estiveram ativos no Devoniano, cuja relação com estruturas do embasamento pré-cambriano remonta à uma possível herança e atividade tectônicas desta estrutura positiva. Segundo Zalán et al. (1990), nesse mesmo período há um forte controle tectônico NW, principalmente ao longo da Zona de Falha de Guapiara (Figura 1), evidenciado pela regressão do mar Siluriano e provável soerguimento de áreas-fonte. No Permiano, a reativação de zonas de falhas NE controla os importantes lobos deltáicos dispostos segundo essa direção que, conseqüentemente exerceram influência na formação de cunhas clásticas arenosas que adentraram na Bacia do Paraná nesta época, materializadas na Formação Rio Bonito (FRANÇA & CALDAS, 1983; ZALÁN et al., 1990). Para Milani et al. (1994), este evento regressivo é consequência de um episódio de reativação de áreas-fonte ao longo de zonas de falhas NE, atribuído por Zalán et al. (1990) à Orogenia Tardiherciniana.

Porém, o Mesozóico é certamente o período em que o Arco de Ponta Grossa sofreu grandes modificações sob a forma de pulsos ascencionais e reativação de estruturas pretéritas. Foi provavelmente a partir do Jurássico (ALMEIDA, 1983) que o mesmo deu início à tendência positiva, cujo clímax ocorreu no Cretáceo Inferior durante o *break-up* do Gondwana Sul-Occidental, quando extensas fraturas NW foram reativadas e o segmentou em inúmeros blocos crustais, genética e sincronicamente à extrusão dos basaltos da Formação Serra Geral, que tiveram seu maior volume extravasado por suas fraturas nesta direção (Figura 13).

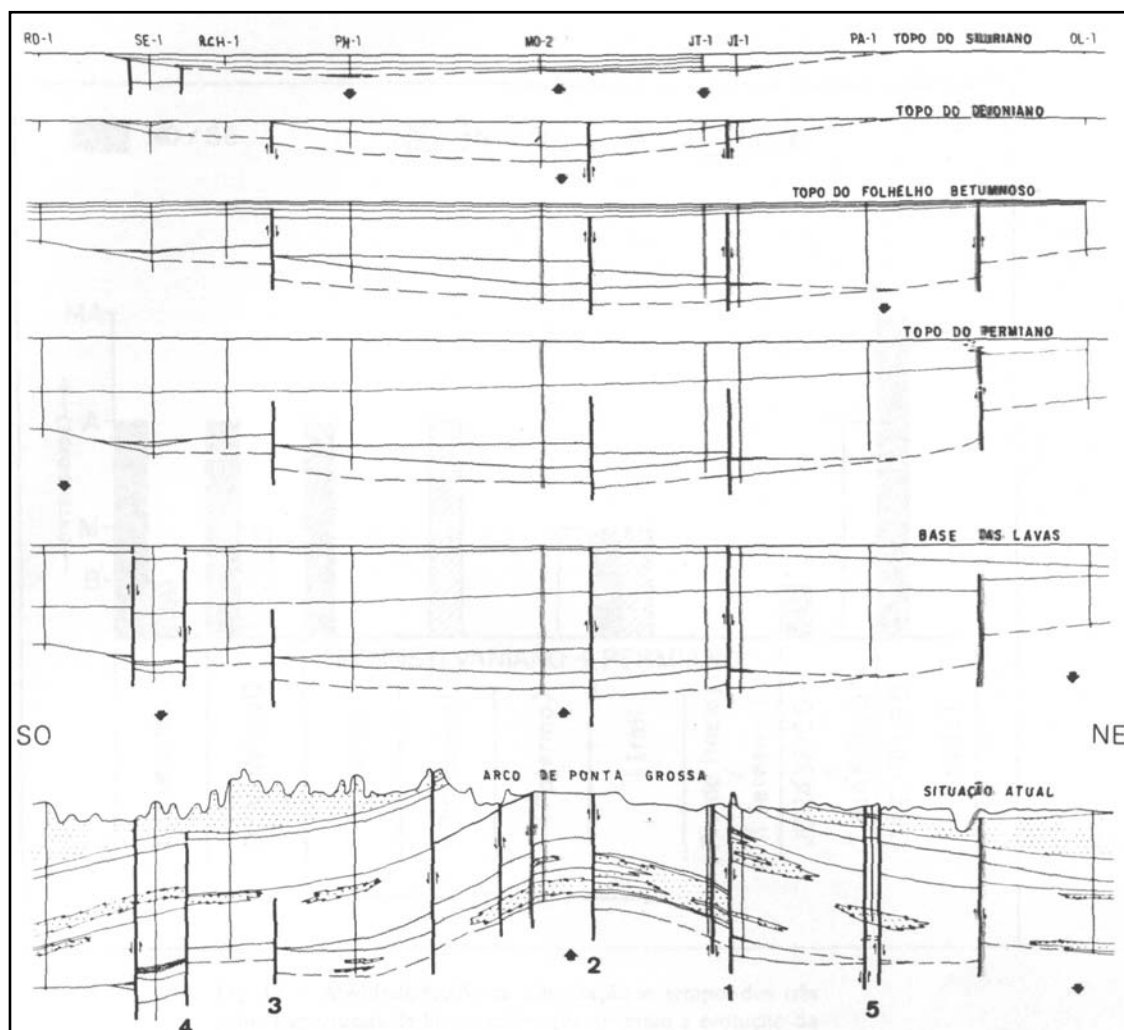


Figura 13 – Seções paleoestruturais com direção NW-SE (*strike*), ilustrando a evolução tectônica da Bacia do Paraná. A evolução do Siluriano ao Eojurássico é caracterizada por migrações dos depocentros (Setas maiores apontando para baixo), movimentos verticais de blocos, atividade recorrente e reversão de movimentos ao longo de certas zonas de falhas (1 – Guapiara; 2- São Jerônimo-Curiúva; 3 – Caçador; 4 – Taxaquara). Um intenso tectonismo teve lugar durante o Neojurássico-Eocretáceo, concomitante ao magmatismo toleítico (camadas com simbologia). Várias falhas novas foram criadas, por exemplo, 5 – Mogi Guaçu-Dourados, e o Arco de Ponta Grossa atingiram seu desenvolvimento pós-lava (o comprimento da seção é de 950 km e o exagero vertical, de cinquenta vezes. ZALÁN et al., 1990).

Ferreira (1982a, b) reconhece que a história evolutiva do Arco de Ponta Grossa deve estar intrinsicamente associada à movimentação de estruturas profundas, que consequentemente o individualizou em blocos relativamente autônomos. A presença dos alinhamentos reforça a idéia da atuação dos elementos tectônicos condicionantes que durante a ruptura do Gondwana Sul-Occidental comportaram-se como extensos falhamentos distensionais e foram “canais alimentadores” dos diques intrudidos no arco. Desse modo, os alinhamentos correspondem, segundo o autor, a estruturas profundas através das quais

basaltos, diques e rochas alcalinas atingiram os níveis superiores da crosta remontando a profundidade dos focos magmáticos durante o Cretáceo Inferior, em aproximadamente 130 Ma.

A ocorrência do magmatismo alcalino observado na região do Arco de Ponta Grossa encontra-se fora da área de exposição dos derrames basálticos, entretanto, é intensamente afetada pela intrusão dos diques de diabásio, em especial a Zona de Falha de Guapiara, que ocupa a maioria das fraturas e falhas de direção NW da área (ALMEIDA, 1983). Machado Jr. (2000) afirma que durante o Cretáceo Inferior, essa região esteve envolvida em um sistema tectônico distensivo, com σ_3 orientado a N30-40E e que gerou abertura para intrusão de complexos alcalinos (Figura 14) posicionados no cruzamento de estruturas profundas NW e NE. Tal fato é também corroborado por Riccomini (1995), que sugere que a maioria das rochas alcalinas foram intrudidas sob regime extensional, com σ_3 orientado a NE-SW.

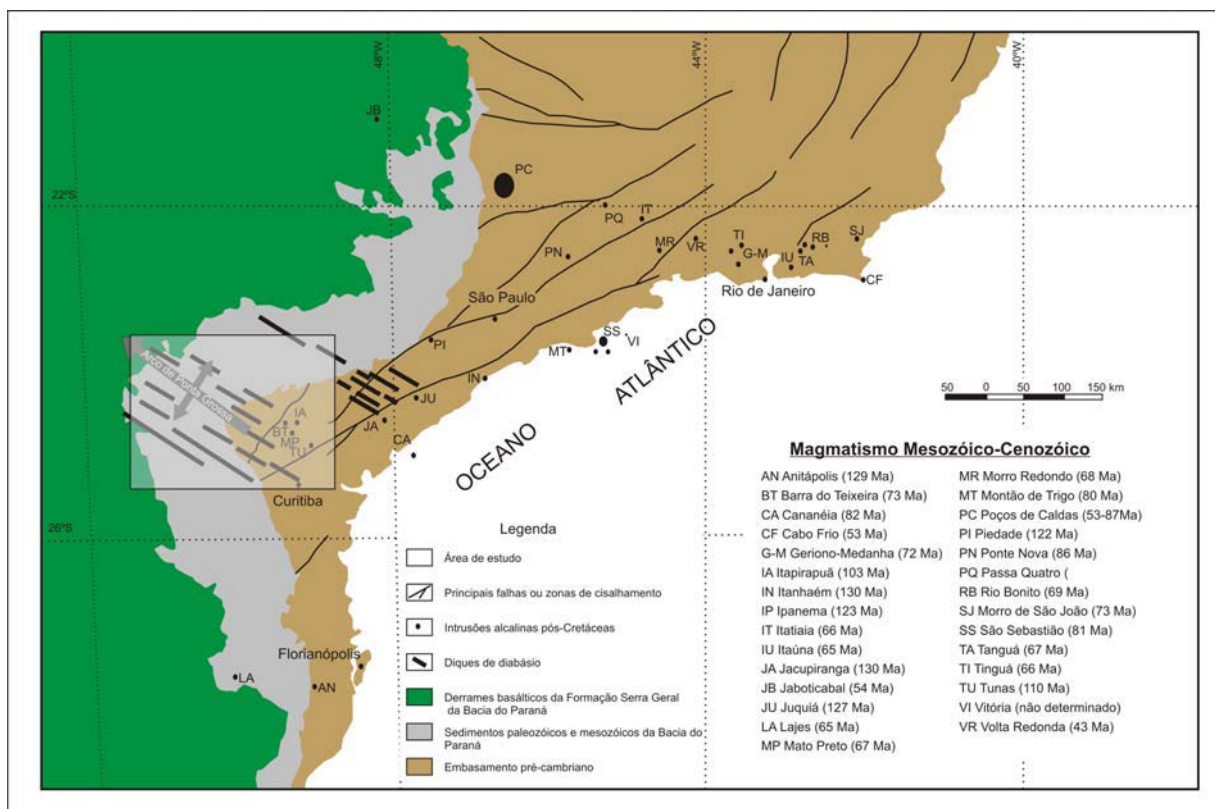


Figura 14 – Principais intrusões magmáticas pós-cretáceas do sudeste brasileiro. Modificado de Schobbenhaus et al. (1981); Ulbrich & Gomes (1981), Melo et al. (1985) e Riccomini et al. (2004).

A colocação dessas rochas vulcânicas (basaltos, diques máficos a ultramáficos e alcalinas), no eixo do Arco de Ponta Grossa, pode indicar que sua evolução esteja inicialmente relacionada à tectônica basicamente extensional de um domo térmico que

evoluiu para junção tríplice tipo R-R-R com segmentos NE e SW desenvolvidos, e que o Arco de Ponta Grossa compõe o ramo NW abortado, com possibilidade de também ter sido local de intensa subsidência, gerando espaço para o preenchimento dos basaltos da Formação Serra Geral, cujas seções de maior espessura encontra-se em Presidente Epitácio (SP), local ao longo da direção do ramo abortado (HERZ, 1977; RICCOMINI, 1995; MILANI et al., 2000; COUTINHO, 2008) (Figura 15). Com a ruptura do Gondwana e o início da deriva continental, no Cretáceo Inferior, ocorreria alternância no regime de esforços, explicada pela migração da Placa Sul-americana no rumo Oeste, combinada com as taxas de encurtamento e extensão, respectivamente nos seus flancos Oeste, com a Placa de Nazca, e Leste, na Dorsal Meso-Atlântica, conforme modelo proposto por Riccomini (1989) e Lima (2000). A existência de um provável rifte abortado de uma junção tríplice na mesma margem em que ocorreu o maior volume de extravasamento de lavas basálticas, fato bastante típico em províncias de rochas basálticas, sugere que o mesmo deve ter sido ativo na evolução do rifte, conforme tem sido reportado por Courtillot et al. (1999).

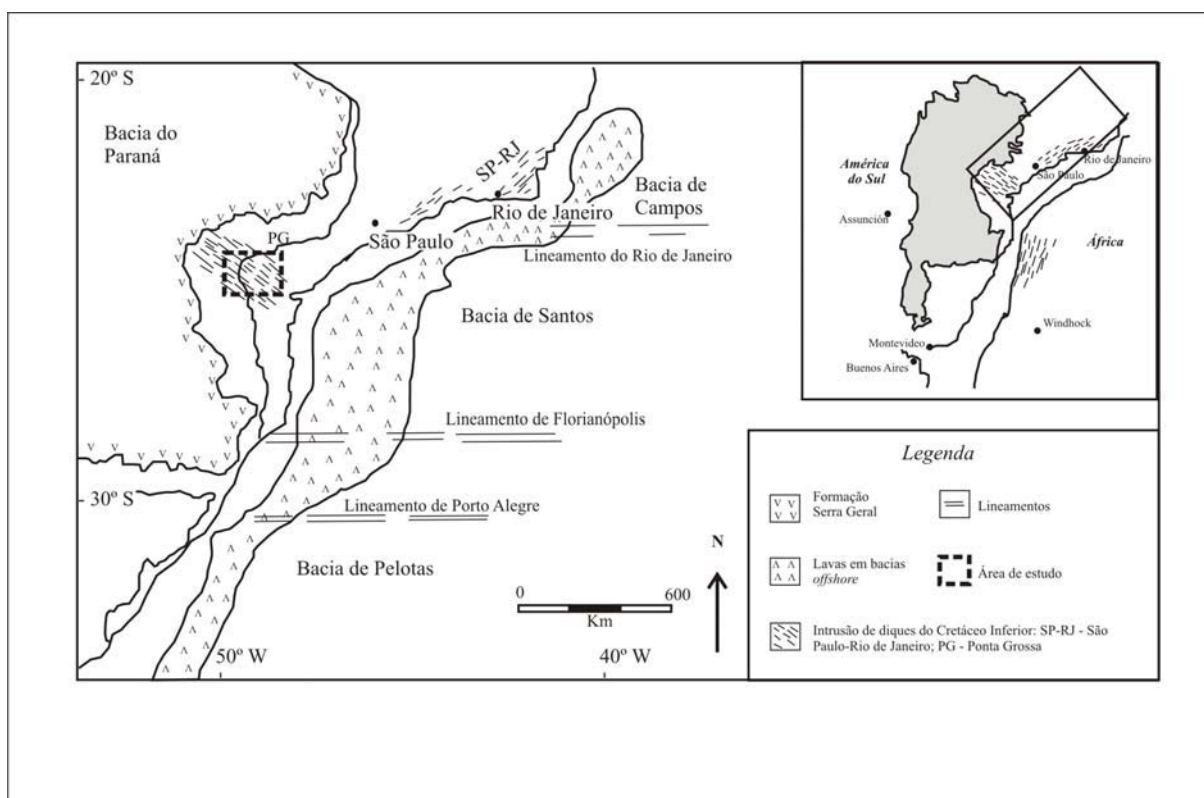


Figura 15 – Mapa da Província Magmática Paraná – Etendeka. As intrusões de diques de Ponta Grossa (PG) e SP-RJ estão evidenciadas esquematicamente. Modificado de Milani et al. (1994) e Almeida et al. (1996).

A orientação regular, a forma tabular e a disposição geral presumidamente vertical dos diques de diabásio do Arco de Ponta Grossa indicam sua formação sob regime de cisalhamento puro, com σ_2 e σ_3 na posição horizontal (σ_2 longitudinalmente e σ_3 ortogonalmente à direção dos diques, orientado na posição N30-40E), que além de propiciar numerosas intrusões de diques (de direção aproximada N60W), também gerou abertura para intrusão dos complexos alcalinos, tais como Cananéia (RICCOMINI, 1995), posicionados na intersecção de zonas de cisalhamento pré-cambrianas de direção NE com fraturas profundas NW recém-formadas, reativadas em regime de cisalhamento puro (MACHADO JR., 2000). A geração de diques ortogonais e paralelos ao eixo do Atlântico-Sul pode ser uma possível indicação na mudança dos esforços extensionais (BUENO, 2004).

Zalán et al. (1990) acrescentam que dentre os elementos tectônicos orientados nas direções NW-SE, NE-SW e E-W na região do Arco de Ponta Grossa, apenas o sistema NW-SE sofreu forte reativação durante a abertura do Atlântico-Sul, ao contrário dos outros dois sistemas que teriam sido pouco afetados (Figura 15). Rostirolla et al. (2005) consideram que tais lineamentos de direção NW sejam estruturas bastante proeminentes nos eventos mesozóicos ligados à ruptura do Gondwana Sul-Occidental, estando associadas à uma rotação horária da Placa Sul-americana no Cretáceo Inferior. Outras evidências levantadas por Milani et al. (2000), através da observação de estruturas transversais presentes na margem leste brasileira, sugerem que a Dorsal de São Paulo, limite nordeste da Bacia de Pelotas e cujo prolongamento para NW encontra o Arco de Ponta Grossa, seja uma região onde a largura total da crosta distendida durante o rifteamento assume uma espessura maior quando comparada ao restante da margem, atingindo até cerca de 400 km e sobre a qual encontram-se as bacias de Santos e Campos (Figura 16).

Os diques do Arco de Ponta Grossa são importantes no desenvolvimento de modelos para a geração dos basaltos na Bacia do Paraná e suas relações com a abertura do Oceano Atlântico, além de poderem indicar campos de paleo-*stress* e possível quantificação da extensão da crosta (HAWKESWORTH et al., 1992; 2000). Idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ entre 137.4 ± 1 e 126.8 ± 2 Ma em amostras provenientes da Província Magmática Paraná de diferentes níveis estratigráficos (Formação Serra Geral e associações; STEWART et al., 1996) podem significar, segundo (ERNST & BUCHAN, 1997), a atuação uma fonte de calor através de prováveis anomalias térmicas do manto profundo, relacionadas a um sistema radial que causou soerguimento da litosfera quando do impacto da Pluma de Tristão da Cunha em sua base

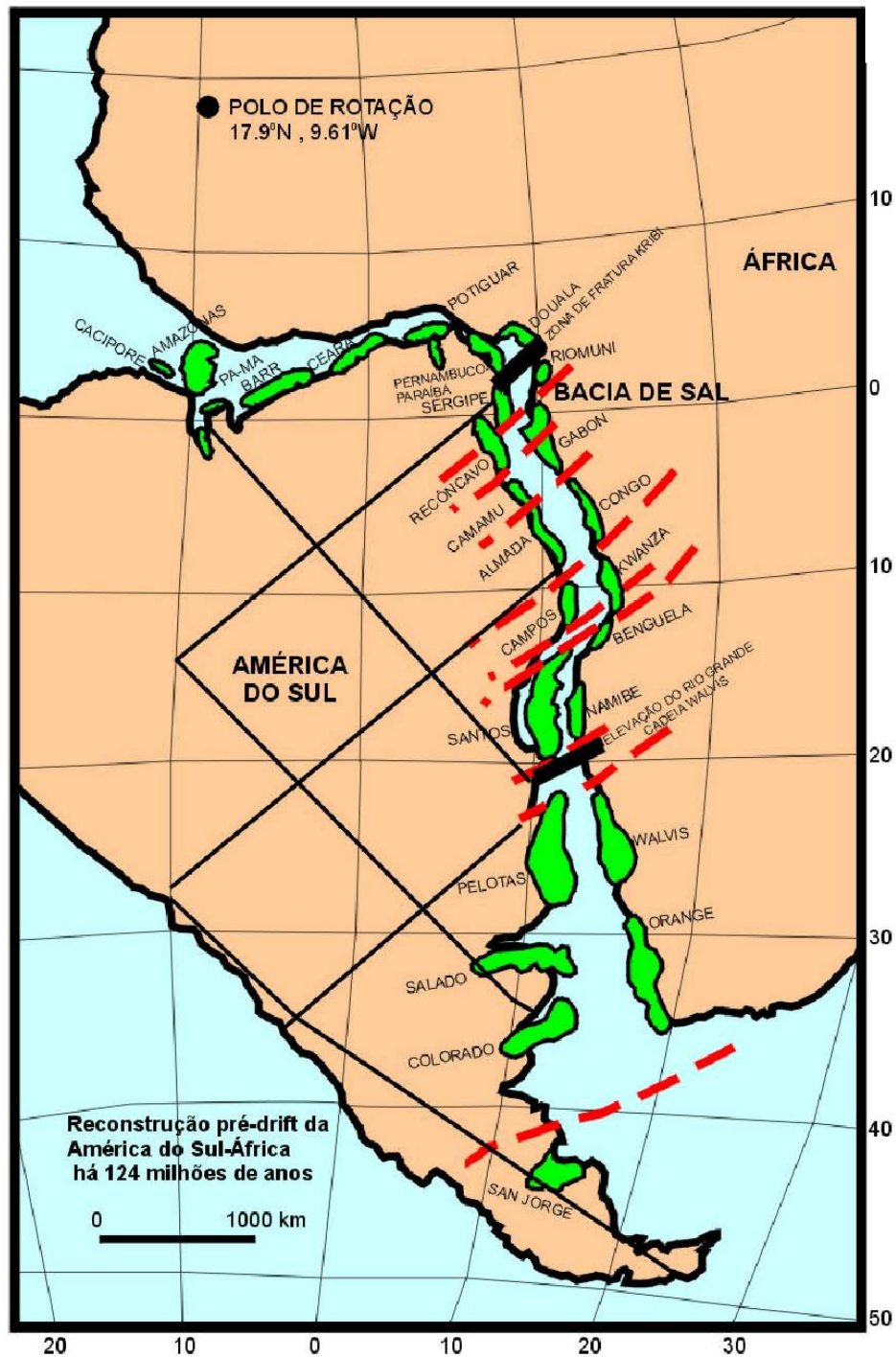


Figura 16 - Reconstrução tectônica das bacias sedimentares na configuração pré-deriva continental (MOHRIAK, 2003).

As Plumas de Tristão da Cunha e Trindade, hoje posicionadas sob os arquipélagos homônimos no Atlântico-Sul (Figura 17) exerceram grande influência térmica e geoquímica sob a plataforma Sul-americana no Mesozóico, embora apresentem assinaturas isotópicas de

Sr-Pb fundamentalmente diferentes, indicando fontes mantélicas distintas (MORGAN, 1983; O'CONNOR & DUCAN, 1990).

À Pluma de Tristão da Cunha é atribuída a atividade magmática tholeiítica da Província Magmática Paraná (Formação Serra Geral e associações), bem como o magmatismo alcalino ocorrido nos complexos alcalinos de Jacupiranga, Anitápolis, Juquiá, Pariquera-Açu e Itanhaém durante o Cretáceo Inferior (aproximadamente 130 Ma), através de similaridades constatadas entre os isótopos Sr, Nd e Pb observadas por diversos autores (RODEN et al., 1985; HUANG et al., 1995). A composição desses magmas, associada ao padrão fracionado das terras raras, sugerem que sua geração tenha ocorrido a partir de um mesmo protólito (MANTOVANI et al., 1985).

A atividade da Pluma de Trindade, com evolução temporal e assinatura isotópica distinta da Pluma de Tristão da Cunha, é inferida no sudeste brasileiro sob a Província Ígnea Alto Paranaíba (em aproximadamente 85 Ma) (GIBSON et al., 1995). Semelhanças geoquímicas e a assinatura isotópica, juntamente ao posicionamento geográfico e correlação ao vulcanismo da cadeia Vitória-Trindade às falhas transformantes, permitiram verificar a existência desta pluma sob a litosfera continental brasileira (BIZZI & VIDOTTI, 2003) (Figura 17).

A semelhança na assinatura isotópica observada nos diversos corpos alcalinos do sudeste brasileiro (na borda sul do Cráton de São Francisco, pertencente ao Alinhamento Poços de Caldas – Cabo Frio; e no eixo do Arco de Ponta Grossa, representados por Jacupiranga, Pariquera-Açu, Juquiá, entre outras), embora com grande diferença de idade, é interpretada por Toyoda et al. (1994) como uma fusão subsequente da Pluma de Trindade que foi trapeada na litosfera subcontinental, sem sofrer *underplating* com a migração da referida pluma.

O vulcanismo Serra Geral ocorrido sincronicamente ao magmatismo alcalino (tais como Jacupiranga, Juquiá, Pariquera-Açu, Itanhaém; e intrusões ainda mais jovens (por ex. Tunas, Itapirapuã, Cananéia) são evidências da atuação de uma pluma mantélica por um período de aproximadamente 40 Ma, entre o Cretáceo Inferior e o Cretáceo Superior (HERZ, 1977; MACHADO JR., 2000). Uma anomalia térmica de origem mantélica causou soerguimento regional do embasamento pré-cambriano do sudeste brasileiro, refletido como uma ascensão da proto-Serra do Mar e do Arco de Ponta Grossa, em conjunto com intrusões de diabásio de direções NW e NE, durante o Neojurássico e Eocretáceo (ALMEIDA, 1983).

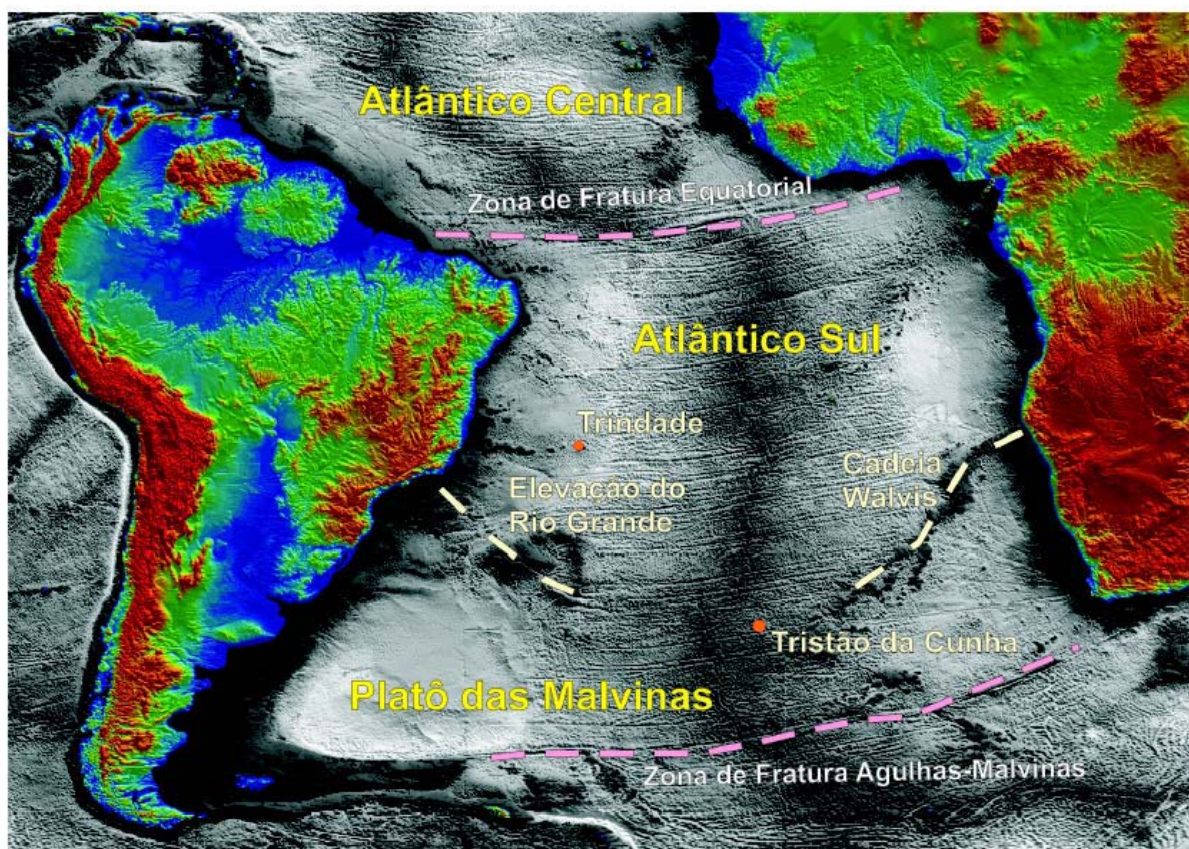


Figura 17 – Mapa topográfico da América do Sul e Oeste da África, e batimétrico do Oceano Atlântico Central e Sul com *grid* quadrado de cerca de 3 km, gerado a partir de dados derivados de satélite (SMITH & SANDWELL, 1977). A Zona de Fratura Equatorial e a Zona de Fratura Agulhas-Malvinas atuaram como os principais centros de dissipação de *stress* pela deriva diferencial entre os continentes Sul-Americano e Africano. Os arquipélagos de Tristão da Cunha e Trindade representam a posição geográfica atual das plumas homônimas, que estiveram sob a plataforma Sul-americana no Mesozóico (MORGAN, 1983; O’CONNOR & DUCAN, 1990). Ilustração de Bizzi & Vidotti (2003).

A atuação da Pluma de Tristão da Cunha sob o Platô de São Paulo ocasionou ampla irregularidade térmica nesta região, seguida de domeamento térmico (WHITE & MCKENZIE, 1989). Neste evento houve implantação do processo de rifteamento, que desencadeou a ruptura do paleocontinente Gondwana Sul-Occidental, iniciado no Neocomiano nesta região, cujo ápice foi alcançado com a abertura do Oceano Atlântico-Sul e desenvolvimento das bacias marginais brasileiras no chamado Sistema de Riftes do Leste Brasileiro (CHANG et al., 1992).

Independentemente do modelo aceito para o magmatismo ocorrido no sudeste brasileiro, o estudo da atuação de plumas mantélicas responsáveis pela origem de zonas aquecidas na Plataforma Sul-americana é importante para o entendimento da evolução e

dinâmica dos eventos responsáveis pela estruturação e reconstrução do relevo atual. A movimentação relativa gradual da Placa Sul-americana, de Leste para Oeste, sobre a Pluma de Trindade, é aceita por diversos autores como a causa principal do soerguimento e magmatismo ocorridos na região sudeste brasileira a partir de 130 Ma (ZALÁN & OLIVEIRA, 2005; HACKSPACHER et al., 2004; 2007)

Uma vez instalada a fase de rifteamento continental, certas feições geomorfológicas associadas aos processos de domeamento térmico, rifteamento e consequente ruptura continental são geradas e distribuem-se ao longo da margem. Tais feições são caracterizadas por grandes escarpamentos geneticamente relacionados ao *break-up* causando a retração da escarpa, partindo de regiões de margem passiva (ombreiras de riftes) para o interior continental, conforme modelo proposto por Gilchrist & Summerfield (1990).

Movimentos ascensionais decorrentes da ruptura do Supercontinente Gondwana ocasionaram ajustes isostáticos pós-rifte (AZEVEDO JR., 1991; MACEDO, 1989; AZEVEDO JR. et al., 1994; KARNER et al., 1994), de forma que as regiões escarpadas ao longo da costa foram intensamente afetadas por esse fenômeno. Processos erosivos associados à recorrência de eventos tectônicos atuaram de maneira incisiva e promoveram o recuo progressivo das escarpas do rifte continental (ALMEIDA & CARNEIRO, 1998) (Figura 18).

O preenchimento sedimentar nas bacias da margem sudeste brasileira, em especial as bacias de Santos e Campos, é atribuído ao modelo de geração de bacias tipo rifte que evoluíram para bacias tipo margem passiva. O registro estratigráfico da Bacia de Santos apresenta, segundo Pereira & Feijó (1994), três fases tectônicas: rifte, transicional e margem passiva (Figura 19).

Na Bacia de Santos, as zonas de falha de Guapiara e de São Jerônimo-Curiúva, do Arco de Ponta Grossa, representam uma importante extensão dessas descontinuidades para a bacia, como zonas de transferência, e causam deslocamentos pronunciados em suas seções sedimentares (MEISLING et al., 2001).

Os registros litológicos mais antigos da fase rifte datam do Hauteriviano ao Aptiano (Cretáceo Inferior) (PEREIRA & FEIJÓ, 1994), compostos por um magmatismo basal (Formação Camboriú) e recobertos por uma seqüência depositada em ambiente flúvio-lacustre, materializada por folhelhos, carbonatos e depósitos grossos associados a leques aluviais da Formação Guaratiba (Figura 19). É bastante provável que parte do embasamento desta seqüência seja representado pelas rochas das formações Botucatu e Serra Geral da Bacia do Paraná (PEREIRA & FEIJÓ, 1994). Dá-se então início a deposição dos sedimentos

pertencentes a fase de transição da bacia, separada da anterior (fase rifte) pela discordância pré-Alagoas. Neste período, uma espessa seção de rochas evaporíticas (Formação Ariri) foi depositada durante o Aptiano em um ambiente marinho restrito, com a formação de planícies de *sabka* (PEREIRA & FEIJÓ, 1004) (Figura 19).

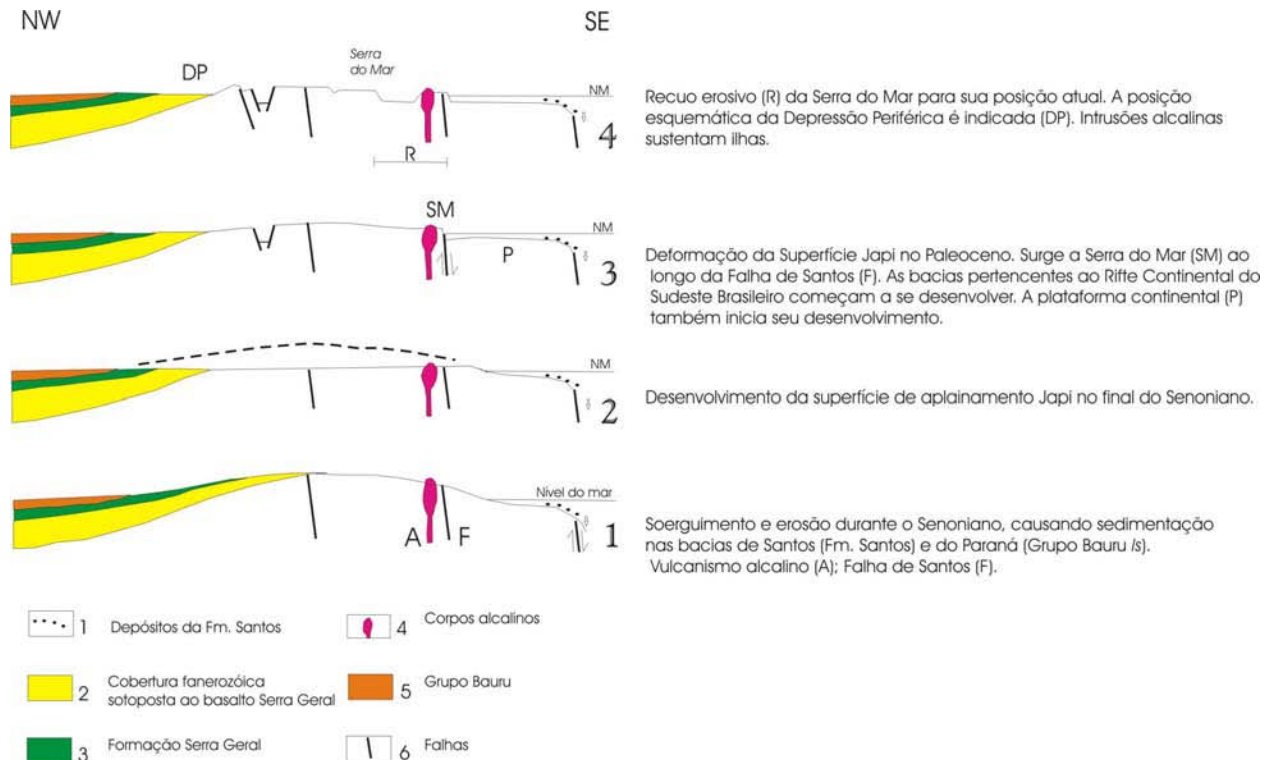
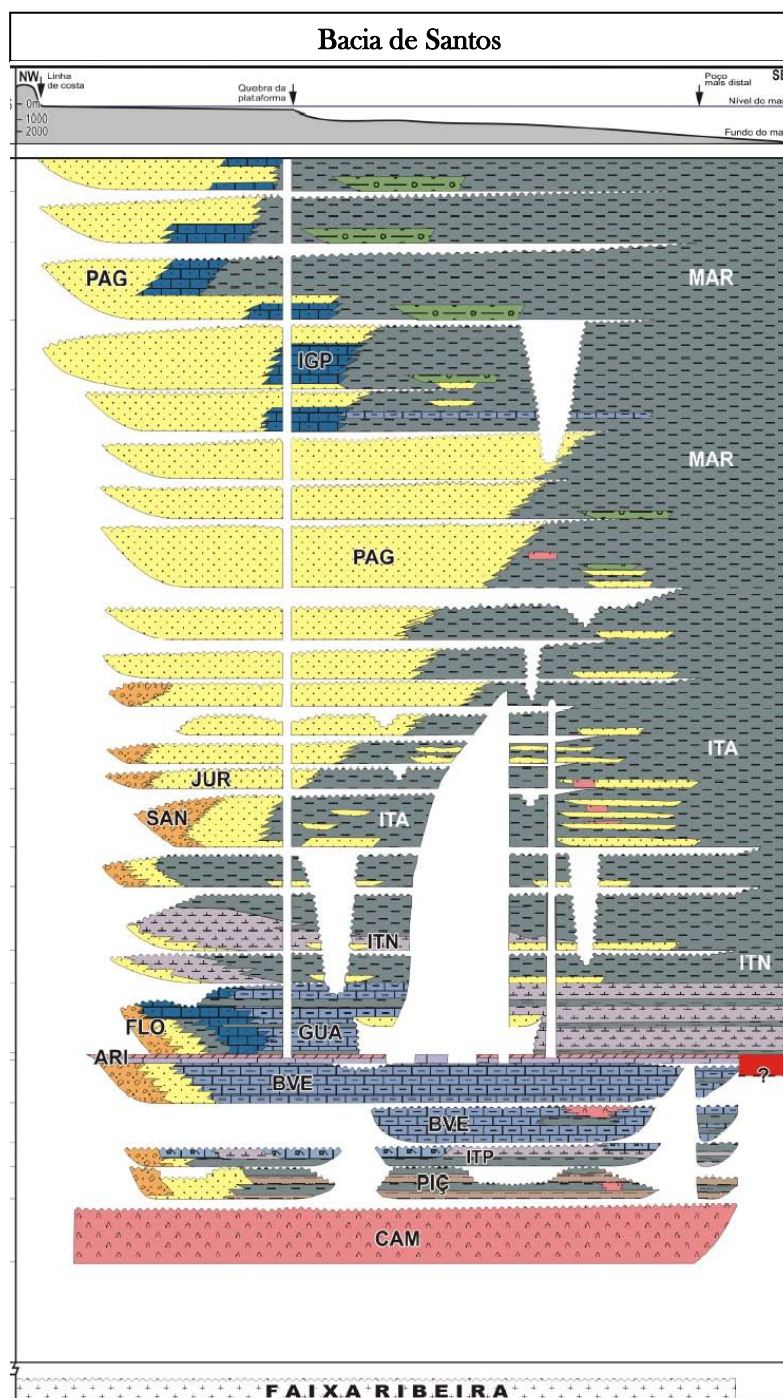


Figura 18 – Esquema da origem, episódios associados e recuo erosivo da Serra do Mar, na região entre a Bacia do Paraná, no continente, e a Bacia de Santos, a sudeste. Modificado de Almeida & Carneiro (1998).

Cessada a fase transicional, uma ampla plataforma carbonática (Formação Guarujá) cercada por sistemas de leques aluviais da Formação Florianópolis marcam o início da fase de margem passiva da Bacia de Santos. Já no Albiano Superior-Cenomaniano, uma seção pelítica composta por folhelhos e siltitos cinzentos da Formação Itanhaém é depositada. No Cenomaniano-Maastrichtiano, com o progressivo afundamento da bacia, um grande aporte sedimentar resultou numa notável progradação de siliciclásticos que originou grandes cunhas clásticas nas porções proximais, materializadas pela Formação Santos, intercalados com folhelhos e arenitos finos de plataforma (Formação Juréia). Nas porções distais foram depositados espessos pacotes de clásticos finos (Formação Itajaí-Açú).



Legenda: CAM – Formação Camboriú; PIÇ – Formação Piçarras; ITP – Formação Itapema; BVE – Formação Barra Velha; ARI – Formação Ariri; FLO – Formação Florianópolis; GUA – Formação Guarujá; ITN – Formação Itanhaém; SAN – Formação Santos; ITA – Formação Itajaí-Açu; JUR – Formação Juréia; PAG – Formação Ponta Aguda; MAR – Formação Marambaia; IGP – Formação Iguape

Figura 19 – Coluna Estratigráfica da Bacia de Santos (MOREIRA et al., 2007).

A evolução e estruturação da fase rifte da bacia é altamente influenciada pela diferenciação dos blocos continentais e faixas móveis pertencentes ao seu embasamento cristalino pré-cambriano (MOHRIAK & DEWEY, 1987; MACEDO, 1990; DAVISON, 1999; MEISLING et al, 2001), que poderiam refletir heterogeneidades em escala regional que

afetam a crosta (FERREIRA, 1982a; CAMPANHA & SADOWSKI, 1999; SOARES et al., 2000). Meisling et al. (2001) sugerem a existência de zonas de transferência NW sincrônicas a ruptura do Gondwana Sul-Occidental, que influenciaram na sedimentação da fase rifte das bacias marginais sob a forma de segmentação pronunciada das calhas marginais.

Na Bacia de Santos, um importante evento de transgressão marinha com retrogradação de fácies ocorreu no Mioceno. Sob estas condições foram depositadas as formações Iguape (ambiente de plataforma carbonática com influência de leques aluviais na áreas mais proximais) e Marambaia (espessa seção de folhelhos marinhos e margas, intercaladas com arenitos turbidíticos). Esta sequência foi em parte recoberta por depósitos de leques costeiros quaternários da Formação Sepetiba.

5.1 – Introdução

Ultimamente, a comunidade geocientífica tem dado grande ênfase ao conhecimento dos processos tectônicos relacionados à erosão e ao clima. (BEAUMONT et al., 1999; BRAUN, 2002, 2003, 2005, 2006; BRAUN et al., 2006; EHLERS & FARLEY, 2003; EHLERS, 2005). A quantificação de taxas responsáveis pela evolução e modelagem do relevo, tais como as de erosão, soerguimento e exumação, são importantes informações para o entendimento da dinâmica evolutiva do relevo (no contexto topográfico) e sua relação com os processos erosivos, deposicionais e tectônicos (REINERS & BRANDON, 2006; BISHOP, 2007).

A movimentação vertical de qualquer porção na superfície ocorre em função da taxa de soerguimento (tectônico e epirogenético) dessa porção rochosa, da taxa de compactação do material em subsuperfície e da taxa de erosão (ENGLAND & MOLNAR, 1990; BURBANK & ANDERSON, 2001; REINERS & BRANDON, 2006). O soerguimento da rocha (por exumação tectônica e epirogênese) e a deposição contribuem para o aumento da topografia; enquanto que erosão, compactação e subsidência contribuem para a diminuição da topografia. Assim:

$$\text{Soerguimento da superfície (total)} = \text{Exumação Tectônica} + \text{Epirogênese} - \text{erosão} \\ (\text{fluvial, glacial, isostática, etc}) - \text{compactação}$$

A evolução de uma área encontra-se diretamente relacionada à exumação tectônica, definida por Reiners & Brandon (2006) como a história de resfriamento de uma porção de rocha através da crosta, e que consiste no processo de soerguimento tectônico da rocha e sua erosão. Este processo de exumação pode ser quantificado através da termocronologia de baixa temperatura, por ex. traços de fissão e (U-Th)/He em apatita e/ou zircão, que fornece informações a respeito da taxa na qual as rochas resfriam-se na medida em que são exumadas tectonicamente na crosta rasa (BRAUN, 2002; REINERS & BRANDON, 2006). É por esse motivo que os termocronômetros são ferramentas utilizadas para se estimar taxas de erosão ou exumação a partir de gráficos idade vs. altitude (elevação).

Entretanto, fazem-se necessárias algumas considerações a respeito da dinâmica térmica na crosta superior que, influenciada pelos processos de condução de calor e advecção podem auxiliar na modelagem e interpretação dos modelos evolutivos de relevo (EHLERS, 2005; BRAUN, 2005).

Além disso, os processos atuantes na evolução do relevo de uma área, em associação ao intemperismo químico e mecânico das rochas por agentes geomórficos, e às variáveis térmicas e tectônicas configuram a forma do relevo através de processos denominados de Denudação Tectônica (*Tectonic Denudation*) (GALLAGHER et al., 1998; BURBANK & ANDERSON, 2001) e Denudação Erosional (*Erosional Denudation*) (GALLAGHER et al., 1998). Denudação Tectônica ocorre em regiões com falhamentos normais ou inversos, reativados ou não, que atuam como processos aceleradores da erosão por servirem como canais de rápida remoção de material rochoso (Figura 20). Tem a característica de poder exumar as rochas de grandes profundidades até a superfície ou sub-superfície. A Denudação Erosional é por sua vez caracterizada por períodos de rápida erosão associada a remoção mecânica ou intemperismo químico em áreas com estabilidade ou quiescência tectônica, nas quais o volume de material erodido é proporcionalmente menor, pois a mesma ocorre somente através dos agentes intempéricos.

Os processos tectônicos e erosionais (Denudação Tectônica e Erosional) afetam a disposição da temperatura na crosta superior, através de uma perturbação térmica fortemente influenciada pela variação horizontal e vertical das isoterma (TURCOTTE & SCHUBERT, 1982) (Figura 20).

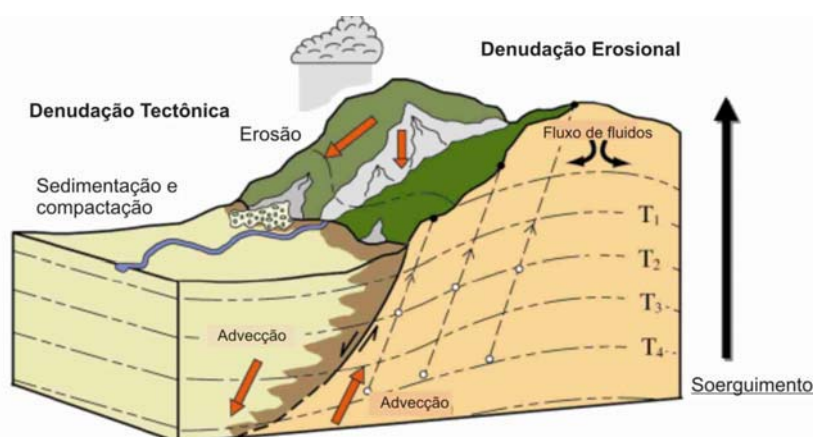


Figura 20 – Processos térmicos associados a falhas normais que influenciam idades termocronológicas. Modificado de Ehlers et al. (2003).

As isothermas definem-se como faixas de temperatura dispostas em profundidade na crosta controladas pelos processos de condução de calor. Estes, constituem os princípios do campo geotérmico terrestre e também estão associados a maioria dos processos geológicos (magmatismo, advecção do calor do interior da Terra, movimentação de fluídos hidrotermais, sedimentação, movimentação tectônica, subsidência e até mesmo mudança na temperatura de superfície). Esta estruturação e disposição das isothermas são influenciadas pela amplitude topográfica (comprimento de onda) do relevo (TURCOTTE & SCHUBERT, 1982; STÜWE et al., 1994; MACKTELOW & GASEMANN, 1997; STÜWE & HINTERMÜLLER, 2000; BRAUN, 2002) (Figura 21), como resultado da atuação dos processos tectônicos e erosionais. A perturbação da temperatura decresce exponencialmente com a profundidade na proporção do comprimento de onda do relevo (amplitude topográfica). Relevos com baixa amplitude topográfica não afetam profundamente a forma das isothermas subjacentes. Desta forma, tal disposição térmica da crosta pode ser correlacionada a temperatura de fechamento dos sistemas termocronológicos de baixa temperatura, sob a forma de retenção dos átomos-filho no mineral e perda dos átomos-pai, conforme já descrito no Capítulo 2.

Através de quantificações das isothermas e sua influência no relevo, Braun (2002) constatou que uma porção de rocha em um topo de um escarpamento foi exumada e ultrapassou a temperatura de fechamento de qualquer sistema termocronológico primeiramente que aquelas situadas em sopés de vales (Figura 21). Esta diferença na idade é diretamente proporcional ao aumento da temperatura de fechamento de um sistema termocronológico, ou seja, sistemas termocronológicos que apresentam temperatura de fechamento mais alta apresentarão maior diferença na idade obtida, quando coletadas em amplitude topográfica diferente. Isso ocorre devido a perturbação das isothermas na crosta, que decresce exponencialmente com a profundidade (TURCOTTE & SCHUBERT, 1982). Segundo Braun (2002), a amplitude desta perturbação térmica no relevo pode ser modelada através da deflexão vertical das isothermas da temperatura de fechamento com a amplitude da superfície topográfica, que tende a ser próxima a zero em profundidade, onde as isothermas não são afetadas pela topografia.

Dessa forma, os métodos termocronológicos vêm a auxiliar no entendimento da evolução do relevo, a partir de estimativas de taxas de exumação, através de perfis de idade de traços de fissão (Ma) vs. altitude (m) (BRAUN, 2002), que contribuirão para a interpretação dos modelos evolutivos, com base nas fases tectônicas e erosionais responsáveis pelo modelado atual do relevo (EHLERS, 2005; BRAUN, 2005).

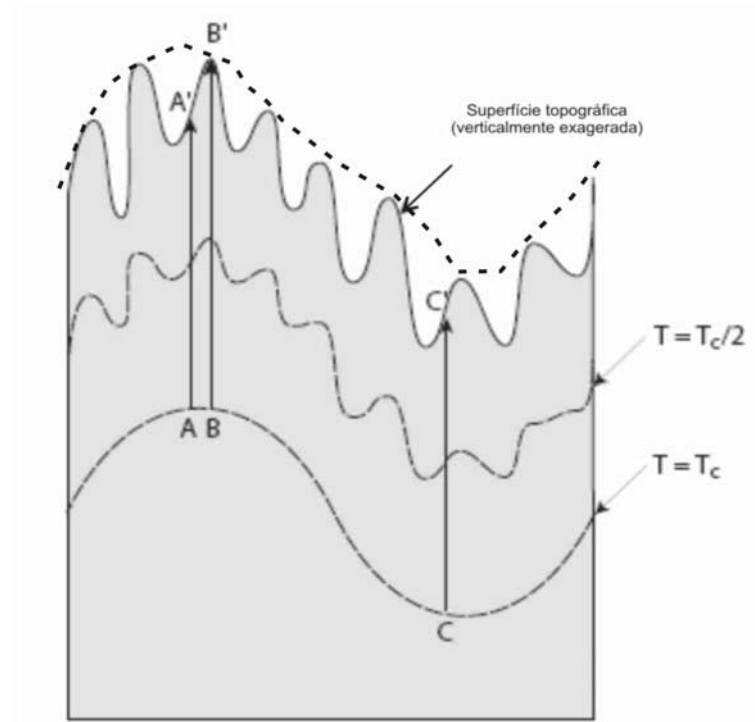


Figura 21 – Efeito da amplitude topográfica na estruturação das isotermas na crosta superior, a partir da temperatura de fechamento (T_c) de um sistema isotópico de datação. Modificado de Braun (2005).

Para o cálculo de taxas de exumação (soerguimento + erosão) é de grande importância fazer distinção entre taxas locais e regionais. Taxas locais geralmente expressam valores de uma específica bacia ou região para qual o valor possa ser definido ou calculado. Entretanto, taxas de exumação regionais são comumente representativas de áreas mais amplas ($> 1000 \text{ km}^2$), freqüentemente associadas a contextos de compensação isostática na crosta rasa (BURBANK & ANDERSON, 2001). Como já discutido previamente, a amplitude topográfica é consequência direta da combinação dos fatores de soerguimento e erosão, associada à proporção entre elas. Por exemplo, se a taxa de soerguimento ocorrer em proporções bem maiores que a taxa de erosão, o resultado é um relevo com grande amplitude topográfica. Se essas taxas forem proporcionais entre si, ou seja, soerguimento e erosão balanceados, o resultado é um relevo estático (Figura 22).

Todavia é importante ressaltar o sincronismo e diacronismo entre soerguimento e erosão em áreas não-ativas tectonicamente para o cálculo da taxa de exumação. Modelos geomorfológicos empíricos discutem a que época se dá o início da denudação em áreas que sofreram soerguimento tectônico, se logo após ou concomitantemente ao movimento ascensional. Entretanto, é aceito que a área soerguida apresentará comportamento diferente segundo condições litológicas e climáticas oferecidas, permitindo maior ou menor intensidade

denudacional, a depender da resistência mecânica e química da rocha, ou da instalação de um clima úmido (com formação de redes de drenagens e entelhamento dos rios) ou seco (com formação de relevos tabulares e superfícies aplainadas) (BURBANK & ANDERSON, 2001; BURBANK, 2002). A relação rocha-clima responde se a erosão irá atuar de maneira mais incisiva ou mais leviana. Vale ressaltar também a importância da deposição de sedimentos correlativos para a inferência de uma época de erosão.

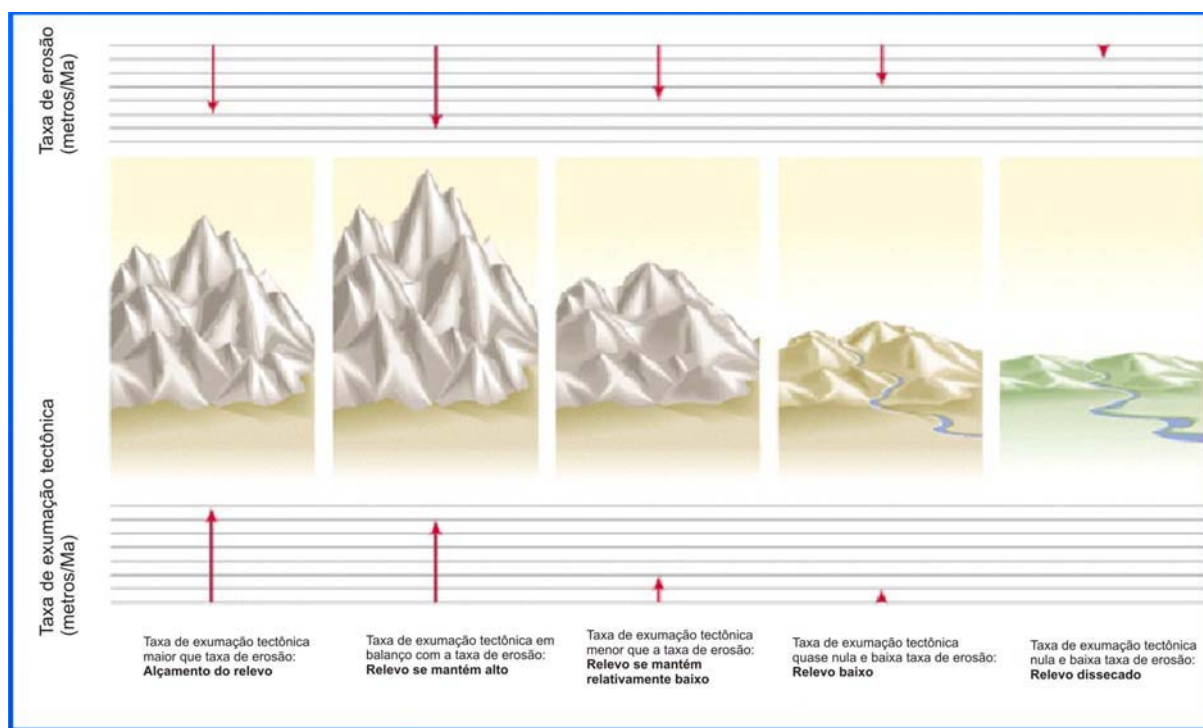


Figura 22 – Efeito da quantificação das taxas de exumação tectônica e erosão na amplitude topográfica durante a evolução do relevo. Modificado de Glasmacher (2007).

Com base nestas evidências, a evolução e dinâmica do relevo do sudeste brasileiro devem ser consideradas com base nos eventos de reativação tectônica, erosão, rejuvenescimento da topografia e deposição de sedimentos correlativos que esta região sofreu desde o Pré-Cambriano até o Neógeno. A epirogênese “pós-cretácea” foi responsável por reativações e exumação tectônicas do embasamento pré-cambriano e geração tectônica de grandes relevos topográficos (TELLO SAENZ et al., 2003; HACKSPACHER et al., 2004; ZALÁN & OLIVEIRA, 2005). Em função de tais manifestações, a região sofreu diferentes processos de erosão mecânica e física, através da instalação de rede de drenagens, remoção de material rochoso e pluviosidade (instalação de clima úmido).

O entendimento da evolução do relevo do sudeste brasileiro em função das forças tectônicas e climáticas/erosivas teve grande apreço nas últimas décadas. A origem das feições

topográficas da Serra do Mar tem sido atribuída por Weissel & Karner (1989) e Gallagher et al. (1995) à época da ruptura continental, devido ao soerguimento flexural da ombreira (flanco do rifte), com retração da escarpa em direção ao continente. O relevo escarpado e as depressões interplanálticas das serras do Mar e da Mantiqueira apresentam forte controle de estruturas pré-cambrianas de direção NE e NW, reativadas no Cretáceo, Paleógeno e Neógeno, responsáveis pelo modelado atual da paisagem (ASMUS & FERRARI, 1978; MACEDO, 1989; RICCOMINI, 1989; FERRARI, 2001; FERRARI & RICCOMINI, 2003; HACKSPACHER et al., 2007; RIBEIRO et al., 2008).

5.2 – Modelos de evolução do relevo aplicados ao Arco de Ponta Grossa

Propostas referentes à evolução geológica e geomorfológica da região do Arco de Ponta Grossa a partir do Cretáceo Inferior baseiam-se no modelo empírico de retração de escarpa, com rejuvenescimento do relevo por reativações tectônicas.

Dados de traços de fissão em apatitas, na margem atlântica do sudeste do Brasil, entre Florianópolis e Porto Alegre, adquiridos por Gallagher et al. (1995) mostram que as rochas da planície costeira são mais jovens (idades em torno de 100 Ma e taxa de erosão menor que 100 m/Ma) que aquelas na cobertura dos escarpamentos interiores de basaltos (idades em torno de 130 Ma), refletindo o modelo de retrocesso de escarpa. Os autores ainda sugerem que o evento de 130 Ma, seja na verdade 130 ± 20 Ma, pois consideram que a magnitude térmica do evento de extravasamento dos basaltos da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná seja variável no tempo, principalmente nas sucessões sedimentares paleozóicas e mesozóicas.

Vignol-Lelarge et al. (1994) sugerem, também através de dados de traços de fissão em apatitas na região da Serra do Mar do Arco de Ponta Grossa, em amostras coletadas em altitudes entre 20 e 800m, uma idade média de 86 ± 4 Ma, relacionada ao soerguimento da região, através de processos de rápida passagem pela Zona de *Annealing* Parcial (ZAP), com denudação de cerca de 2,5 km de material crustal.

Almeida & Carneiro (1998) descrevem que o Arco de Ponta Grossa foi submetido à sua maior elevação no Cretáceo Superior. O pulso de soerguimento registrado por Zalán et al. (1990) no Cretáceo Superior provocou o alçamento das bordas da Bacia do Paraná e conseqüente erosão, dando origem à sua morfologia atual, de semi-elipse.

**TERMOCRONOLOGIA POR TRAÇOS DE FISSÃO EM APATITA E ZIRCÃO:
RESULTADOS, INTERPRETAÇÕES E DISCUSSÕES**

6.1 Introdução

Margens continentais passivas são caracteristicamente definidas por apresentarem relevo escarpado e elevado, a exemplo da margem Leste brasileira, costas Oeste e Leste da Índia e Sul da África e margem sudeste australiana, cuja origem é atribuída aos processos de deriva continental e movimentos epirogenéticos e isostáticos a ele associados (SUMMERFIELD, 2000; BISHOP, 2007).

Nas regiões Sul e Sudeste brasileira, um dos fatores responsáveis pelo escarpamento do relevo ao longo da costa certamente foi a ruptura do paleocontinente Gondwana no Cretáceo Inferior, que através de diversas manifestações magmáticas, tectônicas, erosivas, isostáticas e de sedimentação, auxiliaram na reconstrução dos eventos e da paisagem desta porção. A Termocronologia por traços de fissão vem a auxiliar no entendimento e na quantificação destes processos responsáveis por estruturar e modelar o relevo, além de fornecer inferências tectônicas e geomorfológicas. Em diversas áreas têm se aplicado esta metodologia para a reconstrução de eventos geológicos e geomorfológicos, tais como as Serras do Mar e da Mantiqueira entre os estados de São Paulo e Rio de Janeiro (TELLO SAENZ et al., 2003; HACKSPACHER et al., 2004; RIBEIRO et al., 2005; RIBEIRO et al., 2008), Planalto de Poços de Caldas e regiões serranas no estado de Minas Gerais (DORANTI, 2006; RIBEIRO, 2007; HIRUMA, 2007), na Bacia do Paraná no estado de São Paulo (GODOY et al., 2006; FRACALOSSO et al., 2008) e no estado do Paraná (VIGNOL-LELARGE et al., 1994; GALLAGHER et al., 1995; FRANCO, 2006) e nas regiões que bordejam o Cráton de São Francisco (CARMO, 2005; HACKSPACHER et al., 2007).

Neste capítulo serão apresentados os resultados, interpretações, discussões e reconstruções da história de exumação de uma parte da margem continental passiva brasileira, o Arco de Ponta Grossa, a partir da quebra do Gondwana Sul-Occidental, através da combinação de dados termocronológicos de TFZ e TFA. Estas informações fornecem a idade de quando a rocha ultrapassou a isoterma de 240°C e 120°C, respectivamente, através de processos tectônicos e erosionais responsáveis pela colocação e exposição das mesmas na superfície terrestre.

6.2 Resultados

Foram analisadas 25 amostras de TFA e 15 amostras de TFZ ao longo de dois perfis de direção NW de aproximadamente 150 km cada, cruzando grandes feições geológicas, geomorfológicas e estruturais (Anexo 3).

A amostragem foi feita perpendicularmente à linha de costa atual, a fim de se detectar eventos de falhamentos pós-deposicionais nas diferentes unidades estratigráficas da Bacia do Paraná e no embasamento Pré-cambriano, além de identificar eventos de reativação e exumação associados à evolução da margem passiva do sudeste brasileiro.

As idades aparentes de TFZ em amostras coletadas ao longo do Arco de Ponta Grossa, tanto no embasamento cristalino como nas diferentes unidades litoestratigráficas da Bacia do Paraná variam de 138 ± 51 Ma a 69 ± 21 Ma (Figura 23, Anexos 3 e 4, Tabela 1). Valores de probabilidade de χ^2 variam de 82% a 100%.

Com base nas discussões do Capítulo 5, Braun (2002) sugeriu que a inclinação da reta das idades de TFZ em um gráfico de Idades de TFZ (Ma) vs. Altitude (m) seja indicativa da taxa de exumação sofrida na área. O gráfico de Idades de TFZ (Ma) vs. Altitude (m) (Figura 23) mostra que as idades de TFZ são coincidentes no erro, ou seja, pertencem ao mesmo grupo de idades quando considera-se o erro. Dessa forma, a taxa de exumação média calculada para as amostras é de aproximadamente 7m/Ma.

As idades aparentes de TFA em amostras coletadas ao longo do Arco de Ponta Grossa, tanto no embasamento cristalino como nas diferentes unidades litoestratigráficas da Bacia do Paraná, incluindo os diques de diabásio, variam de 6 ± 1 Ma a 74 ± 14 Ma (Figuras 24 e 25, Anexo 5, Tabela 2). O comprimento médio dos TFA varia de $10.12 \pm 0.48 \mu\text{m}$ a $12.1 \pm 0.23 \mu\text{m}$ (Figura 24, Tabela 2), indicando que as amostras apresentam longa permanência na Zona de Retenção Parcial dos TFA. A distribuição bimodal do comprimento médio indica história térmica mais complexa. Valores de probabilidade de χ^2 variam de <1% a 99%.

A inflexão pronunciada na linha de tendência do perfil de Idade de TFA (Ma) vs. Altitude (m) (Figura 25) em aproximadamente 25 Ma e 1150 m de altitude é indicativa de um pulso de exumação tectônica mais rápida, ocorrida entre o Oligoceno e Mioceno. A seguir, esses valores serão discutidos e interpretados.

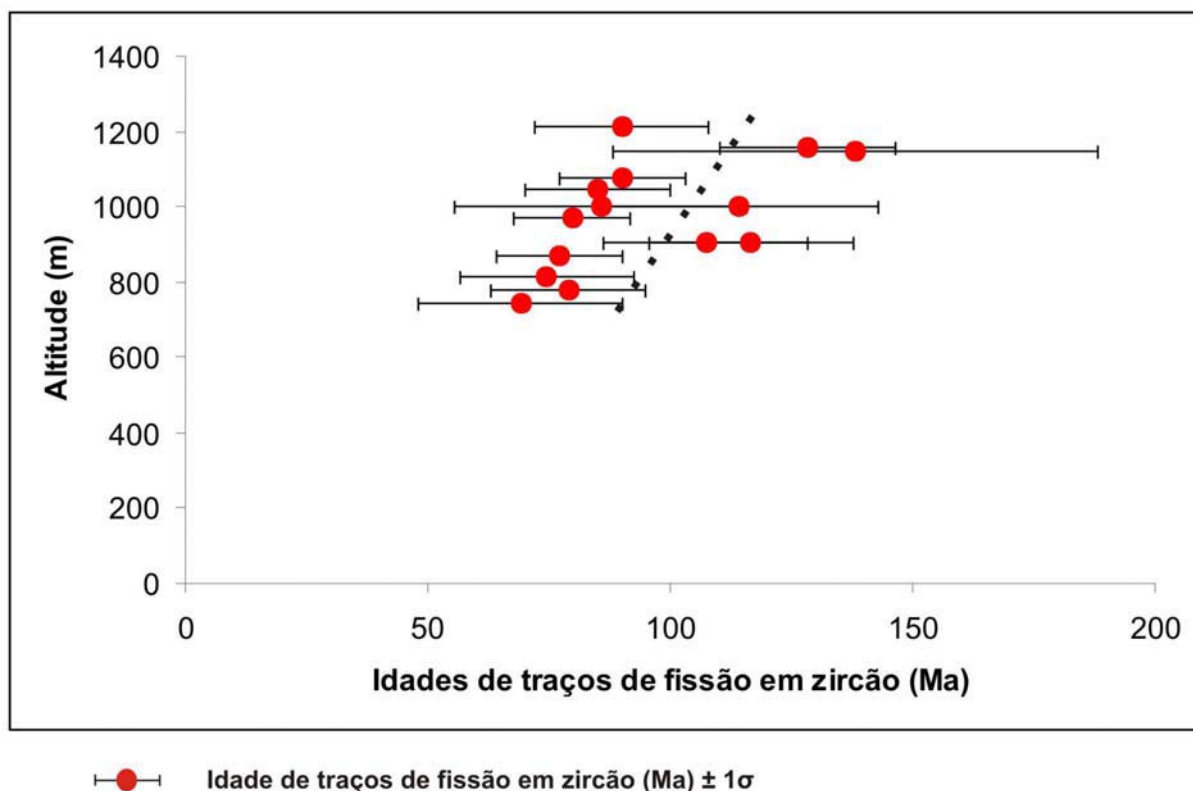


Figura 23 –Idades de traços de fissão em zircão (Ma) vs. altitude (m). A barra de erros corresponde a $\pm 1\sigma$. A linha tracejada indica a tendência da taxa de exumação tectônica das amostras, a partir das idades obtidas.

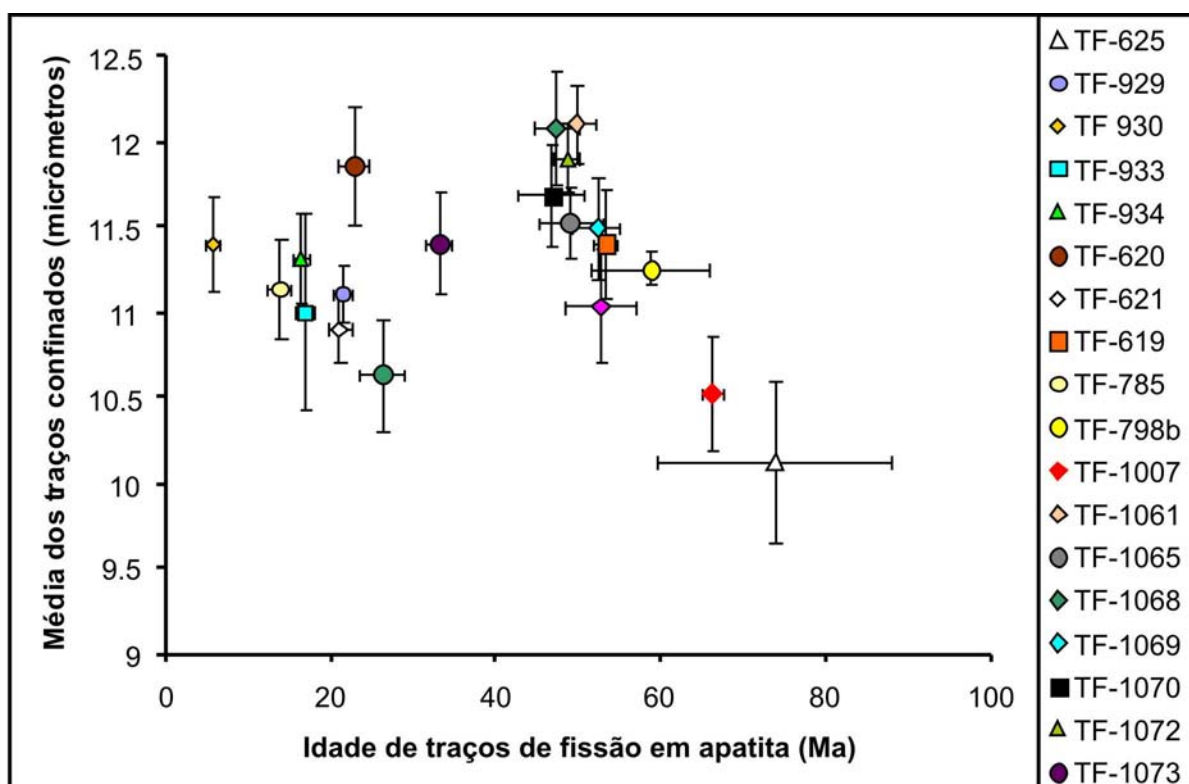


Figura 24 – Idade de traços de fissão em apatita vs. média do comprimento dos traços confinados. Notar que não há relação direta entre idade e comprimento, mas que todas as amostras apresentam alto grau de *annealing*. Ver texto para discussão. A barra de erros corresponde a $\pm 1\sigma$.

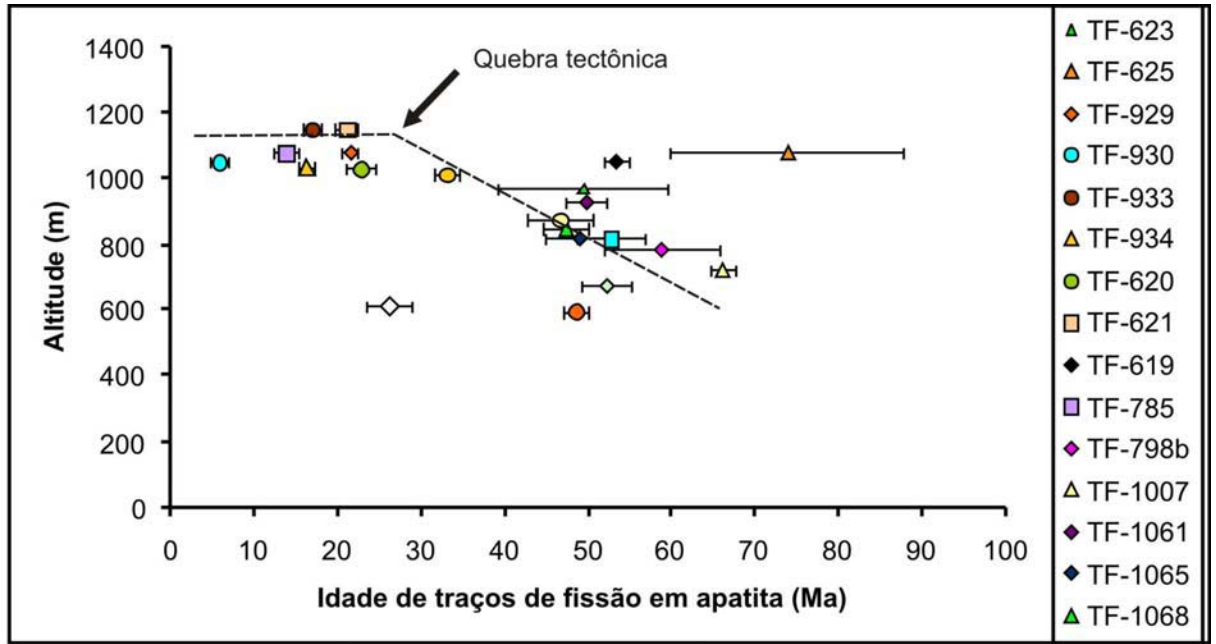


Figura 25 – Idade de traços de fissão em apatita (Ma) vs. Altitude (m). A linha tracejada mostra a tendência de idades de TFA para a área. Ver texto para discussão. A barra de erros corresponde a $\pm 1\sigma$.

Os dados de TFZ e TFA permitiram estimar a taxa de erosão média sofrida na área de estudo, segundo proposto por Reiners & Brandon (2006), através das equações a seguir. A taxa de erosão média é calculada a partir da taxa de resfriamento, conforme segue:

$$\text{Taxa de resfriamento (}^{\circ}\text{C/Ma)} = \frac{\Delta T_c (^{\circ}\text{C})}{\Delta t (\text{Ma})}$$

Onde:

$\Delta T_c (^{\circ}\text{C})$ = Diferença da temperatura de fechamento entre os dois termocronômetros = 120°C

$\Delta t (\text{Ma})$ = Diferença da idade obtida entre os dois termocronômetros, valores mínimo e máximo no par mineral = 69 Ma (Tabelas 1 e 2, excluindo-se o valor de 138 ± 51 Ma)

Então,

$$\text{Taxa de resfriamento (}^{\circ}\text{C/Ma)} = \frac{240^{\circ}\text{C} - 120^{\circ}\text{C}}{90\text{Ma} - 21\text{Ma}} = 1.74^{\circ}\text{C/Ma}$$

A partir da taxa de resfriamento, calcula-se a taxa de erosão. Assim:

$$\text{Taxa de erosão (km/Ma)} = \frac{\text{Taxa de resfriamento (}^{\circ}\text{C/Ma)}}{G (^{\circ}\text{C/km)}}$$

Onde:

Taxa de resfriamento ($^{\circ}\text{C/Ma}$) = Obtida através da equação anterior

$G (^{\circ}\text{C/km})$ = grau geotérmico da área. Foi utilizado o gradiente geotermal atual (35°C/Km), compatível com estudos regionais (HINDI, 2007), e um paleogradiente geotermal estimado de 50°C/km , tomando-se por base as evidências de perturbação tectônica e magmática sofrida na região entre o Cretáceo Inferior e Superior, em áreas análogas (LIU et al., 2001; RAAB, 2001; LISKER et al., 2004; WANG et al., 2008)

Dessa forma, seguem os valores obtidos:

$$\text{Taxa de erosão máxima (km/Ma)} = \frac{1.74^{\circ}\text{C} / \text{Ma}}{35^{\circ}\text{C} / \text{km}} = 0.049 \text{ km/Ma}$$

$$\text{Taxa de erosão mínima (km/Ma)} = \frac{1.74^{\circ}\text{C} / \text{Ma}}{50^{\circ}\text{C} / \text{km}} = 0.035 \text{ km/Ma}$$

Os resultados obtidos implicam numa taxa de erosão entre 0.049km/Ma e 0.035km/Ma . Estes valores correspondem a extremos mínimo e máximo modelados e são considerados pelos próprios autores (REINERS & BRANDON, 2006), taxas extremamente baixas para um relevo em equilíbrio termodinâmico, no qual o valor esperado seria em torno de 0.1km/Ma , se soerguimento e erosão ocorressem em proporções iguais. Portanto, a região encontra-se em desequilíbrio negativo, pois o valor obtido é menor que o sugerido. As interpretações sobre esses valores serão discutidas no próximo ítem.

Tabela 1 – Dados obtidos através da análise por traços de fissão em zircão. N corresponde ao número de grãos. Ns e Ni correspondem ao número total de traços fósseis e induzidos, respectivamente. ps e pi correspondem às densidades de traços de fissão na apatita e na mica, respectivamente. Lote de irradiação corresponde ao código do laboratório para irradiação. Em parênteses, o tipo de vidro utilizado em cada irradiação. [Ru ($\times 10^{-9}$)] corresponde à constante calculada via densidade das micas dosímetros (pd) durante irradiação em Reator Nuclear para cálculo da idade.

Tabela 2 – Dados obtidos através da análise por traços de fissão em apatitas. N corresponde ao número de grãos. Ns e Ni correspondem ao número total de traços fósseis e induzidos, respectivamente. ps e pi correspondem às densidades de traços de fissão na apatita e na mica, respectivamente. L é o comprimento médio dos traços confinados $\pm 1\sigma$ e o número de traços medidos (em parênteses). Lote de irradiação corresponde ao código do laboratório para irradiação. Em parênteses, o tipo de vidro utilizado em cada irradiação. [Ru ($\times 10^{-9}$)] corresponde à constante calculada via densidade das micas dosímetros (pd) durante irradiação em Reator Nuclear para cálculo da idade. Os histogramas correspondem ao histograma de frequência de traços confinados para as amostras.

6.3 Interpretações e Discussões

Vários autores (como por exemplo, ALMEIDA, 1981; ZALÁN et al., 1990; MILANI et al., 1994; MILANI, 1997; ROSTIROLLA et al., 2005; STRUGALE et al., 2007) sugerem que a evolução do Arco de Ponta Grossa esteja associada aos movimentos ascensionais da Plataforma Sul-americana na região sudeste brasileira, ocorridos principalmente a partir do Cretáceo Inferior. Outros episódios, tais como, soerguimento e exumação das serras do Mar e da Mantiqueira, reativações de zonas de cisalhamento, manifestações magmáticas – de natureza básica e alcalina – e processos denudacionais foram os prováveis responsáveis pela estruturação final desta importante feição.

Tais movimentações iniciaram-se durante a ruptura do paleocontinente Gondwana, causando a abertura do Oceano Atlântico-Sul a partir do Jurássico Superior na porção Sul da Plataforma Sul-americana, e culminou com o vulcanismo básico (ocorrido nas bacias sedimentares ou nas suas bordas, seja em forma de derrames, soleiras ou diques) e alcalino (ocorrido principalmente no embasamento cristalino do sudeste brasileiro, ora identificado também nas bordas das bacias sedimentares), ocorridos entre o Cretáceo Inferior e Superior. O magmatismo, marcado principalmente pelo extravasamento de lavas basálticas, intrusão de diques e de rochas alcalinas no sudeste brasileiro é interpretado por Toyoda et al. (1994) como consequência da atividade da Pluma de Tristão da Cunha em aproximadamente 130 Ma e da Pluma de Trindade, em cerca de 80 Ma.

As idades de TFA e TFZ (obtidas em amostras coletadas no embasamento cristalino e rochas alcalinas do Arco de Ponta Grossa, Tabelas 1 e 2, Anexos 3, 4 e 5), em associação a evidências geológicas e geomorfológicas, permitem a reconstrução de uma história de resfriamento que se iniciou aproximadamente nos últimos 130 Ma, mas com grande ênfase entre o Cretáceo Superior e Paleógeno, estendendo-se até o Mioceno.

As idades obtidas marcam importantes episódios de soerguimento, reativação de zonas de falha e exumação na área de estudo (FRANCO, 2006). As idades aparentes registradas por TFZ próximas a 130 Ma (138 ± 51 Ma, 117 ± 21 Ma, 114 ± 29 Ma, 107 ± 22 Ma, 128 ± 28 Ma, Tabela 1; Figura 23; Anexo 4) refletem o evento sin-ruptura do Gondwana Sul-Occidental (ESTRELLA, 1972; ASMUS & FERRARI, 1978; ASMUS & PORTO, 1980; ASMUS, 1981; CHANG et al., 1992). Sob a ótica da tectônica, essa ruptura é caracterizada por um evento de fendilhamento tafrogênico ao longo de antigos lineamentos estruturais, alguns na região da Bacia do Paraná e adjacências, ocasionando a separação dos paleocontinentes Sul-americano e Africano, que foi acompanhada por um intenso e volumoso magmatismo basáltico toleítico

(materializado na Formação Serra Geral da Bacia do Paraná), entre 137.4 ± 1 e 126.8 ± 2 Ma (STEWART et al., 1996). Sincronicamente, ocorre o enxame de diques de Ponta Grossa, com idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ variando entre 131.4 ± 0.5 a 129.2 ± 0.5 Ma (RENNE et al., 1992; TURNER et al., 1994; RENNE et al., 1996; STEWART et al., 1996; ERNESTO et al., 1999). Além disso, também nesse período ocorrem na área de estudo as denominadas intrusões alcalinas do Arco de Ponta Grossa (ALMEIDA, 1983), constituídas por cerca de quinze ocorrências. A mais proeminente delas é a de Jacupiranga, cuja idade remonta ao Cretáceo Inferior (131 ± 3 Ma) (AMARAL, 1978; RODEN et al., 1985). Esta intensa atividade magmática é alimentada através de rochas intrusivas, representadas pelos diques e soleiras (FERREIRA, 1982 a; b) que coincidem com as principais discontinuidades estruturais da bacia de direção NW, tais como estruturas deformacionais anticlinais (Arcos de Ponta Grossa e Rio Grande) e sinclinais (Sinclinal de Torres), alinhamentos estruturais e zonas de falha. Esta estruturação tectônica está intimamente associada à uma junção tríplice gerada pela atuação da Pluma de Tristão da Cunha que estabeleceu um sistema Rifte-Rifte-Rifte, do qual dois braços deste sistema se desenvolveram e geraram o Oceano Atlântico-Sul e o chamado “Rifte Atlântico”, e o terceiro ramo, no qual se posiciona o Arco de Ponta Grossa, foi abortado neste processo.

Inúmeras áreas do sudeste brasileiro registram a influência deste evento de origem do Oceano Atlântico-Sul na história evolutiva, sendo que muitos desses eventos foram identificados e modelados por traços de fissão em apatita. Podem ser citadas as Serras do Mar e da Mantiqueira nos estados de São Paulo e Rio de Janeiro (TELLO SAENZ et al., 2003; HACKSPACHER et al., 2004; RIBEIRO et al., 2008); na porção sul do Cráton São Francisco (HACKSPACHER et al., 2007); e na Bacia do Paraná, no Estado de São Paulo (GODOY et al., 2006; FRACALOSSO et al., 2008).

O evento ocorrido entre 90 Ma e 65 Ma (Cretáceo Superior), que apresenta registro de idades tanto por TFZ como por TFA (TFZ: 85 ± 15 Ma, 90 ± 14 Ma, 80 ± 12 Ma, 75 ± 18 Ma, 77 ± 13 Ma, 69 ± 21 Ma, 90 ± 18 Ma, 86 ± 30 Ma, 79 ± 16 Ma, Tabela 1; TFA: 74 ± 14 Ma, 66 ± 2 Ma, Tabela 2, Figura 26), está relacionado ao alçamento do embasamento cristalino como áreas-fonte das bacias de Santos e do Paraná. Este evento ocorreu após relativa calmaria tectônica, dada provavelmente como resposta à deposição das rochas evaporíticas (Formação Ariri) na Bacia de Santos durante o Aptiano, seguido pela instalação da plataforma carbonática no Albiano, materializada pela Formação Guarujá, bordejada por sistemas de leques aluviais (referentes à Formação Florianópolis), que registram o início da fase de margem passiva desta bacia (PEREIRA & FEIJÓ, 1994).

O alçamento do embasamento cristalino adjacente deu-se em função de um soerguimento lento e conseqüente denudação tectônica associados à um aquecimento crustal, provavelmente ocorrido pela passagem da Pluma de Trindade sob o sudeste brasileiro no Cretáceo Superior. A influência desta anomalia térmica nesta época também é registrada em outras regiões do sudeste brasileiro através de traços de fissão em apatitas (TELLO SAENZ et al., 2003; HACKSPACHER et al., 2004; GODOY et al., 2006; RIBEIRO et al., 2008; FRACALOSSI et al., 2008).

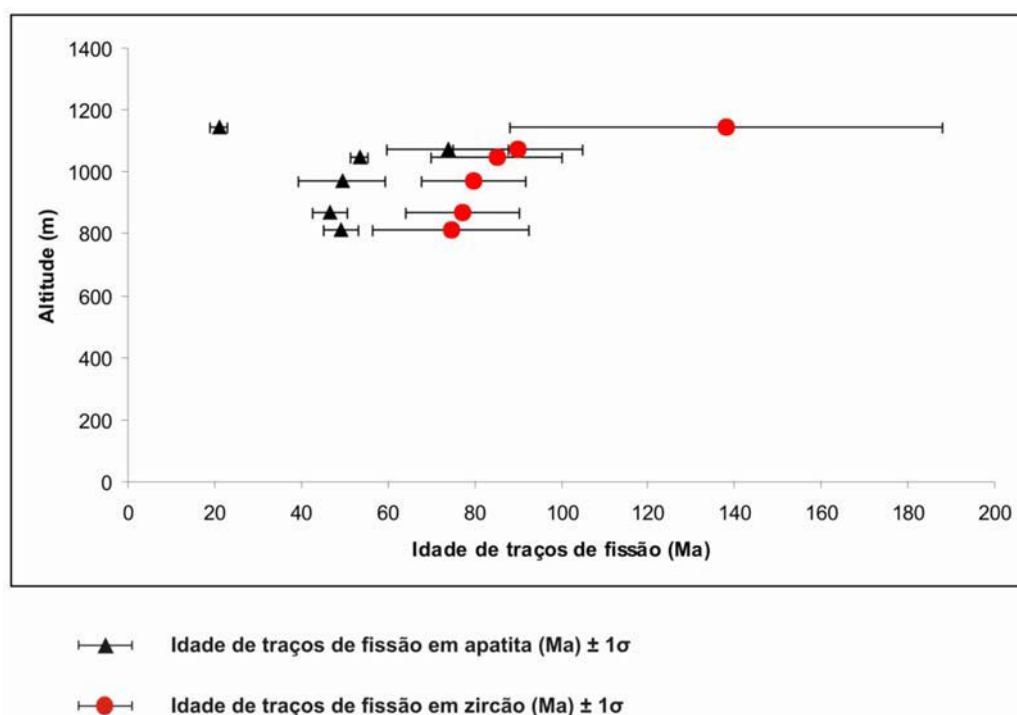


Figura 26 –Idades de traços de fissão em apatita e zircão (Ma) vs. altitude (m). A barra de erros corresponde a $\pm 1\sigma$. Ver texto para discussão.

Almeida & Carneiro (1998) sugerem que o Arco de Ponta Grossa foi submetido à sua maior ascensão no Cretáceo Superior, entre aproximadamente 90 e 65 Ma. O pulso de soerguimento lento registrado por TFZ e TFA é corroborado pelo alçamento dos derrames basálticos da Formação Serra Geral e das bordas da Bacia do Paraná, descrito por Zalán et al. (1990). Lima (2000) associa este episódio de soerguimento regional do Cretáceo Superior a esforços compressivos intraplaca, como conseqüência da colisão Andina, que causaram o alçamento e erosão das bordas das bacias da Plataforma Sul-americana (no caso, a Bacia do Paraná). Pereira & Feijó (1994) e Zalán & Oliveira (2005) afirmam que nessa época as bacias de Santos e do Paraná sofreram grande aporte de material sedimentar clástico e que assim constituíram grandes receptores do material erodido das áreas-fonte adjacentes.

Este evento de soerguimento lento provocou um embaciamento da porção setentrional da Bacia do Paraná e envolveu quase exclusivamente os basaltos da Formação Serra Geral, que vieram a comportar-se como substrato do Grupo Bauru (FERNANDES, 1998). Associam-se a esse período, as intrusões alcalinas de Cananéia, Barra do Teixeira e Mato Preto na região da Província Serra do Mar (Riccomini et al., 2004), controladas por falhas NE a ENE. Essas intrusões, segundo Almeida (1986), relacionam-se ao soerguimento da região da Serra do Mar e à subsidência da Bacia de Santos, entre o Cretáceo Superior e Paleógeno.

Na porção *offshore*, a Bacia de Santos também sofreu grande aporte sedimentar no Cretáceo Superior (entre aproximadamente 95 e 70 Ma), relacionado ao soerguimento das Serras do Mar e da Mantiqueira, que resultou em uma notável progradação de siliciclásticos, formando grandes cunhas sedimentares que avançam na direção da quebra da plataforma, materializadas pela Formação Santos. Gallagher & Brown (1999) ainda sugerem que os espessos pacotes de sedimentos clásticos depositados na Bacia de Santos no Cretáceo Superior (95 e 70 Ma), reflete uma fase de denudação ‘herdada’, e que boa parte da denudação rápida ocorreu com o alçamento do Arco de Ponta Grossa.

O valor de taxa de exumação de 7m/Ma calculado para as amostras de TFZ datadas na região do Arco de Ponta Grossa (138 ± 51 Ma a 69 ± 21 Ma, e altitude entre 1215m e 741m) está relacionado ao evento de exumação tectônica de 130 Ma e 90 Ma, detectado por TFZ, como resultado da atuação da componente erosional à medida em que houve a geração tectônica do relevo. O sincronismo e diacronismo da atuação da erosão no relevo do Arco de Ponta Grossa tem bastante importância, pois grande parte do volume de material erodido pode ter ocorrido de duas formas: (1) concomitantemente ao seu alçamento, observado tanto em 130 Ma como em 90 Ma; (2) ou então, pode ter ocorrido diacronicamente, num intervalo de tempo bem posterior à sua fase de alçamento.

A taxa de exumação calculada é referente à época de grandes e extensas manifestações magmáticas, como o extravasamento dos basaltos da Formação Serra Geral e as intrusões de diques de diabásio e de rochas alcalinas no Cretáceo Inferior e Superior, que causaram um aumento no gradiente geotérmico da área. Assim, se compararmos o valor do gradiente geotérmico atual para a área de estudo ($35^{\circ}\text{C}/\text{km}$) (HINDI, 2007), o início da zona de retenção parcial para o TFZ (que apresenta temperatura de fechamento de 240°C), deveria ser em aproximadamente 7 km de profundidade. Entretanto, se considerarmos um gradiente geotérmico maior, plausível para regiões com magmatismo atuante, poderíamos especular um valor aproximado de $50^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (tomando-se por base as evidências de perturbação tectônica e magmática sofrida na região entre o Cretáceo Inferior e Superior, em áreas análogas; LIU et

al., 2001; RAAB, 2001; LISKER et al., 2004; WANG et al., 2008). Dessa forma, o início da zona de retenção parcial para o TFZ estaria neste período próximo de 5 km, em valor de gradiente geotérmico anômalo. Conclui-se, portanto, que estas amostras poderiam iniciar a retenção dos traços de fissão em cerca de 5 km de profundidade, se considerado este valor de gradiente geotérmico mais alto. Desta forma, este baixo valor da taxa de exumação calculada para pode ser um reflexo direto da mudança de gradiente geotérmico experimentado nesta região durante este período. Pode-se também sugerir que a exumação tenha causado o soerguimento das rochas e colocação das mesmas em níveis crustais, mas que também o montante de erosão sofrido nessa região também tenha tido sua importância para sua configuração. Sugere-se aqui que a maior parte do volume de material erodido tenha sido entre o Oligoceno e o Mioceno, por razões que serão apresentadas a seguir.

No Cretáceo Superior, um importante evento foi registrado através de uma curva de resfriamento construída a partir de idades de TFA e TFZ (Ma) (em amostras feitas no par mineral) vs. temperatura de fechamento (°C) para o respectivo termocronômetro (Figura 27). Além deste resfriamento, a curva também evidencia o registro de idades de TFZ no Cretáceo Superior, entre aproximadamente 90 e 70 Ma, com exceção de uma amostra; e um agrupamento de idades de TFA entre 55 e 40 Ma, com exceção de duas amostras. Neste gráfico observa-se claramente que houve um importante evento de resfriamento rápido entre aproximadamente 65 Ma e 55 Ma (limite Cretáceo Superior – Paleógeno), observado pela quebra na inclinação da reta e interpretado como uma fase tectônica registrada nesta época. Este resfriamento rápido se dá através da passagem das amostras de TFZ, que apresentam idades entre 90 Ma e 70 Ma, pela isoterma de ~ 240°C (referente à temperatura de fechamento desta sistemática) neste período. Seguindo a curva de resfriamento, as amostras cruzam a isoterma de 120°C (referente aos TFA) entre aproximadamente 60 Ma e 55 Ma.

Este evento está possivelmente associado, dentre estas evidências, a uma pronunciada fase tectônica positiva entre o Paleoceno Superior e Eoceno Inferior que resultou na origem das bacias do RCSB, em especial as Bacias de Taubaté e São Paulo (RICCOMINI, 1989; RICCOMINI et al., 2004), cuja fase inicial de deposição deu-se nesta época. Pereira & Feijó (1994) e Modica & Brush (2004) reconhecem uma discordância regional na Bacia de Santos em aproximadamente 70 Ma, sugerindo uma associação com um possível alçamento do embasamento adjacente à essa bacia nessa época. O mesmo evento foi reconhecido e classificado por Tello Saenz et al. (2003) como “pós-60 Ma”.

Este episódio de soerguimento regional é associado ao alçamento e erosão das bordas das bacias da Plataforma Sul-americana (no caso, a Bacia do Paraná) (LIMA et al., 1986;

MILANI, 1997), que durante este período estaria sendo afetada por movimentos epirogenéticos positivos que expuseram à erosão os sedimentos referentes à deposição do Grupo Bauru *ls* (PAULA E SILVA et al., 2009).

Os histogramas de traços confinados das amostras de TFA que apresentam idades em aproximadamente 50 e 55 Ma (TF-1069, TF-1061, TF-1065, TF-1070, TF-1072, TF-619, TF-929, TF-1000, Tabela 2) são em sua grande maioria do tipo unimodal de base larga, mas cuja média de comprimento encontra-se entre 11.03 μ m e 12.1 μ m. Em apenas dois casos o histograma apresenta duas populações de traços, entre 13.5-14 μ m e outra em torno de 11 μ m. De qualquer forma, a base larga sugere resfriamento mais lento; e os traços bastante longos, maiores que 13 μ m, são indicativos de rápida passagem pela Zona de Retenção Parcial, como reflexo de um resfriamento rápido, consequentemente associado ao evento tectônico ocorrido neste período.

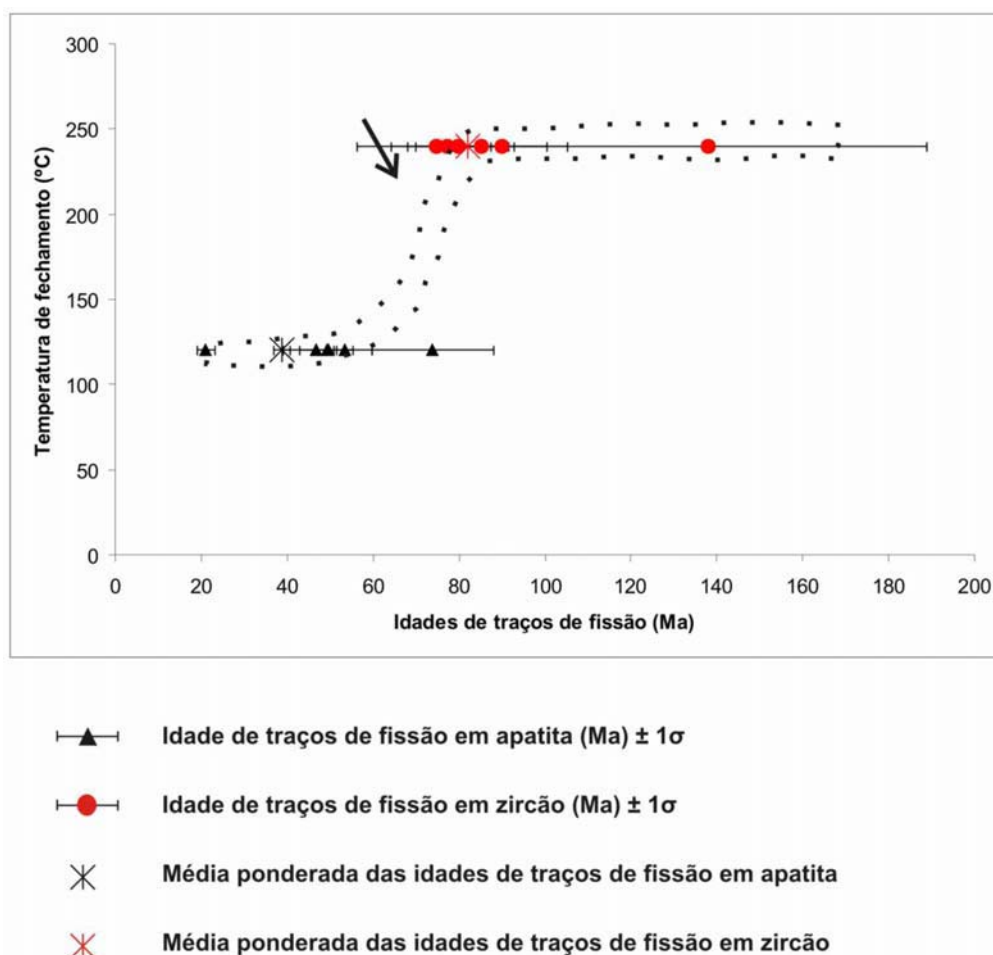


Figura 27 –Idades de traços de fissão em apatita e zircão (Ma) vs. temperatura de fechamento (°C). A barra de erros corresponde a $\pm 1\sigma$. A linha tracejada evidencia as idades de TFZ e TFA em função da temperatura de fechamento de ambos sistemas termocronológicos. A seta indica o evento de resfriamento rápido ocorrido entre 65 e 55 Ma.

Entretanto, percebe-se ainda que houve um segundo e expressivo evento de resfriamento registrado pelas idades de TFA, salvo algumas exceções, mas que não foi identificado por TFZ. Dessa forma, observa-se que as amostras seguem o mesmo padrão de idades de TFA, porém dois agrupamentos tornam-se evidentes e foram denominados de Bloco Norte e Bloco Sul (Figura 28).

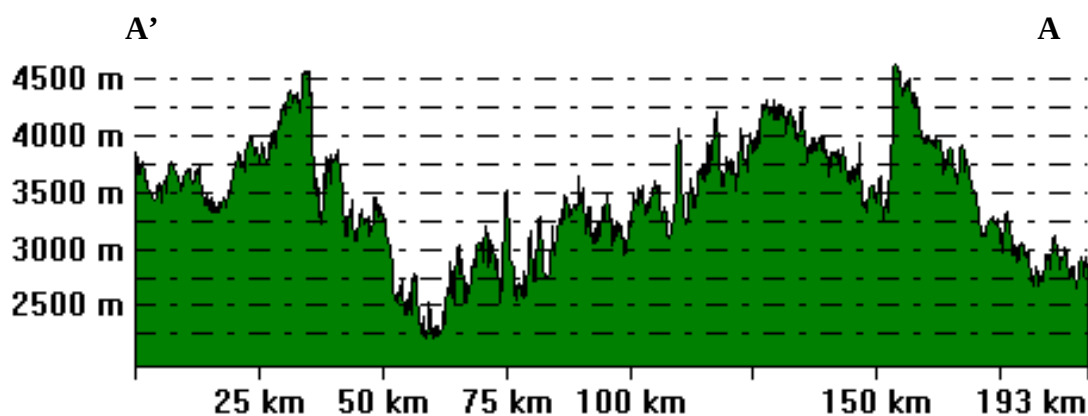
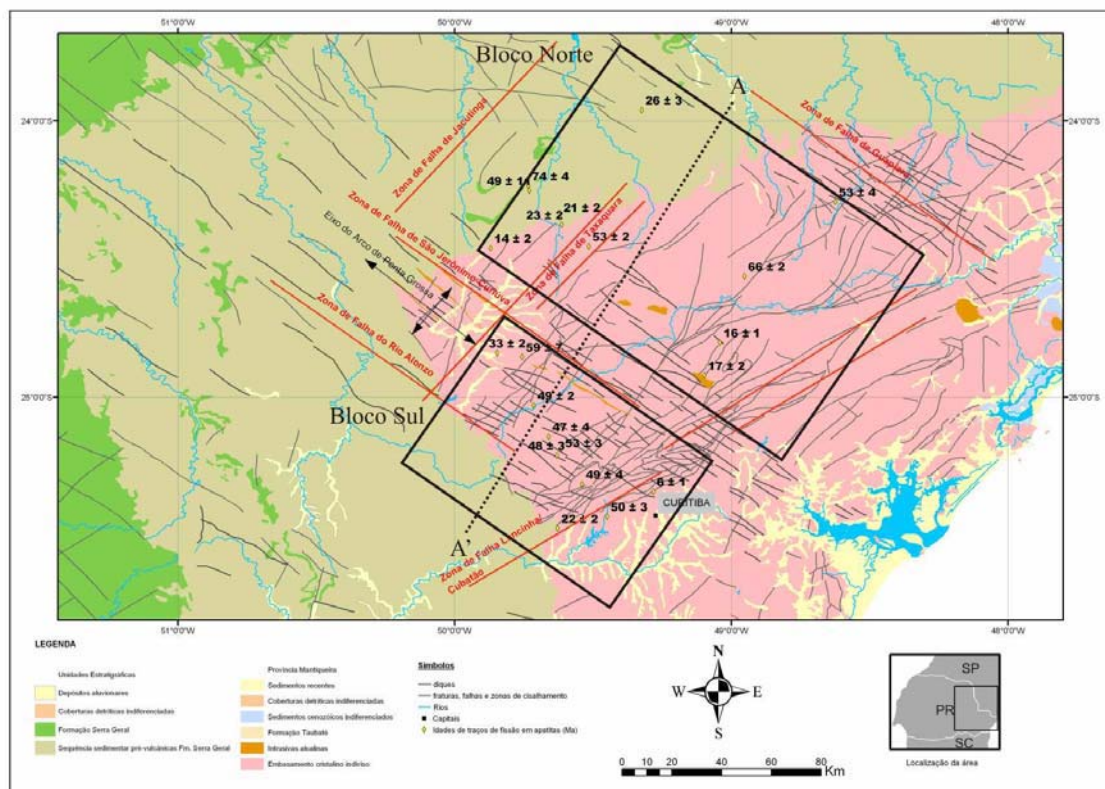


Figura 28 – Mapa geológico da área de estudo com as idades de TFA. Base geológica de CPRM (2001) e MINEROPAR (2003). Principais zonas de falha segundo Zalan et al. (1987, 1990).

Nas figuras 26, 27 e 28 observa-se que as idades de TFA apresentam-se entre o Paleoceno e Eoceno (entre 60 Ma e 50 Ma), e que essas idades encontram-se registradas em

ambos agrupamentos. As amostras pertencentes ao Bloco Sul apresentam idades entre 53 ± 3 Ma e 47 ± 4 Ma (Eoceno), com exceção de 33 ± 2 Ma, 21 ± 2 Ma e 6 ± 1 Ma. Já as amostras pertencentes ao Bloco Norte apresentam idades de TFA entre 26 ± 3 Ma e 14 ± 2 Ma (Oligoceno-Mioceno), com exceção de 66 ± 2 Ma, 53 ± 3 Ma, 49 ± 11 Ma e 74 ± 14 Ma.

Esse padrão de idades do Paleoceno-Eoceno seria uma continuação do resfriamento sofrido em toda área do Arco de Ponta Grossa, como reflexo do evento tectônico ocorrido entre 70 e 60 Ma (Cretáceo Superior-Paleoceno), e que estas idades de TFA seriam consequência da passagem pela isoterma de 120°C . Este seria compatível com um evento tectônico de direção NW, provavelmente de caráter transtensivo, reativando a porção do Bloco Norte, provavelmente associada a Zona de Falha de São Jerônimo-Curiúva, e causando *reset* total das idades de TFA, de forma que esta porção se comportaria como o bloco alto.

Strugale et al. (2007) reconheceram, através de análise estrutural, uma importante reativação, entre o Cretáceo Superior e Paleógeno, observada através de estrias nas paredes dos diques e formação de bandas de deformação nos arenitos do Grupo São Bento, especialmente nas formações Rio do Rastro e Pirambóia. Estas zonas de falhas que durante o Cretáceo Inferior eram associadas a eventos tectônicos extensionais a transtensionais, no Cretáceo Superior – Paleógeno as mesmas foram reativadas como falhas transcorrentes de caráter transtensional, com σ_1 na direção E-W, ligeiramente NE-SW.

O evento mais jovem registrado na área através de idades de TFA entre 26.23 ± 2.7 Ma e 13.85 ± 1.43 Ma (Oligoceno-Mioceno) localiza-se no Bloco Norte e marca a mais recente reativação tectônica de direção NW, provavelmente relacionado a Zona de Falha de São Jerônimo-Curiúva. A quebra observada no perfil de idade de TFA (Ma) vs. altitude (m) (Figura 25) em aproximadamente 25 Ma e 1150 m de altitude é indicativa de um pulso de exumação tectônica mais rápida, ocorrida entre o Oligoceno e Mioceno. Este aumento na exumação tectônica é reflexo de um período de resfriamento mais rápido, associado a uma importante e pronunciada fase tectônica, onde provavelmente a denudação tectônica atuou de maneira incisiva. Embora o perfil apresente relação negativa de idades, ou seja, nas altitudes maiores encontram-se as idades mais jovens, e vice-versa, característico de regiões onde a componente tectônica foi importante, a erosão foi também atuante nesta época, de forma a erodir o suficiente para colocar porções de rochas em níveis mais rasos ou até mesmo na superfície (Figura 25).

Esta fase de exumação tectônica registrada pelas idades de TFA é reflexo dos fenômenos que controlaram a formação e subsidência das bacias que compõem o RCSB, representadas em especial pela Bacia de Curitiba no Oligoceno Superior/Mioceno Inferior

(SALAMUNI, 1998) e Formação Alexandra no Mioceno Inferior (LIMA & ANGULO, 1990), além da Formação Pariquera-Açu, e os grábens de Guaraqueçaba, Cananéia e Sete Barras (MELO et al., 1985; RICCOMINI, 1989; RICCOMINI et al., 2004). Essas bacias foram originadas através da reativação de zonas de cisalhamento neoproterozóicas, reativadas como falhas normais, de direção preferencial NE-SW (RICCOMINI, 1989). A origem desses “vales tectônicos”, associada à uma tectônica regional distensiva com eixo de abertura WNW-ESE a E-W com tensão máxima (σ_1) na vertical, também é responsável pelo alçamento da Serra do Mar (RICCOMINI, 1989; SALAMUNI, 1998). Zalán & Oliveira (2005) sugerem que a ocorrência das quatro grandes bacias que compõem o RCSB (Bacias de Curitiba, São Paulo, Taubaté e Volta Redonda; e menores compartimentos, tais como grábens e subgrábens) é tida como uma tectônica distensional típica, cujos elementos estruturais familiares tais como bordas falhadas e/ou flexuradas, blocos falhados rotacionados e grábens (assimétricos ou simétricos). Nesta fase, a Pluma de Trindade provavelmente já atuava na parte marítima da Bacia de Campos (vulcões e lavas alcalinas de 55-44 Ma, THOMAZ FILHO et al. 2005) e não mais na porção continental. As histórias térmicas modeladas para algumas amostras (TF-1072, TF-934, TF-929; Figura 29) sugerem que seguiu um período de estabilidade tectônica, após o evento ocorrido entre o Oligoceno-Mioceno. As histórias térmicas evidenciam permanência na Zona de Retenção Parcial entre aproximadamente 30 Ma e 10 Ma (Oligoceno – Mioceno), que ocorre sob a forma de platôs, e que provavelmente refletem instalação de processos de peneplanação, responsáveis pelo escalonamento do relevo nesta região, além da estabilização dos níveis de base de erosão em escala local. Nesta época (Mioceno – Plioceno), a paleosuperfície Alto Iguaçu, correlacionada a Pd2, estava se desenvolvendo, temporalmente associada à deposição da Formação Guabirotuba da Bacia de Curitiba (AB’SÁBER & BIGARELLA, 1961), que ocorreu num clima seco com escassas chuvas torrenciais (SALAMUNI, 1998).

Principalmente no início da evolução da Bacia de Curitiba, no Oligoceno-Mioceno, a tectônica atuante na época foi responsável pelo controle da sedimentação na bacia. Entretanto, evidências na arquitetura estratigráfica e na distribuição faciológica sugerem que os ciclos deposicionais da bacia estiveram ligados às atividades tectônicas cíclicas de suas falhas controladoras (SALAMUNI, 1998).

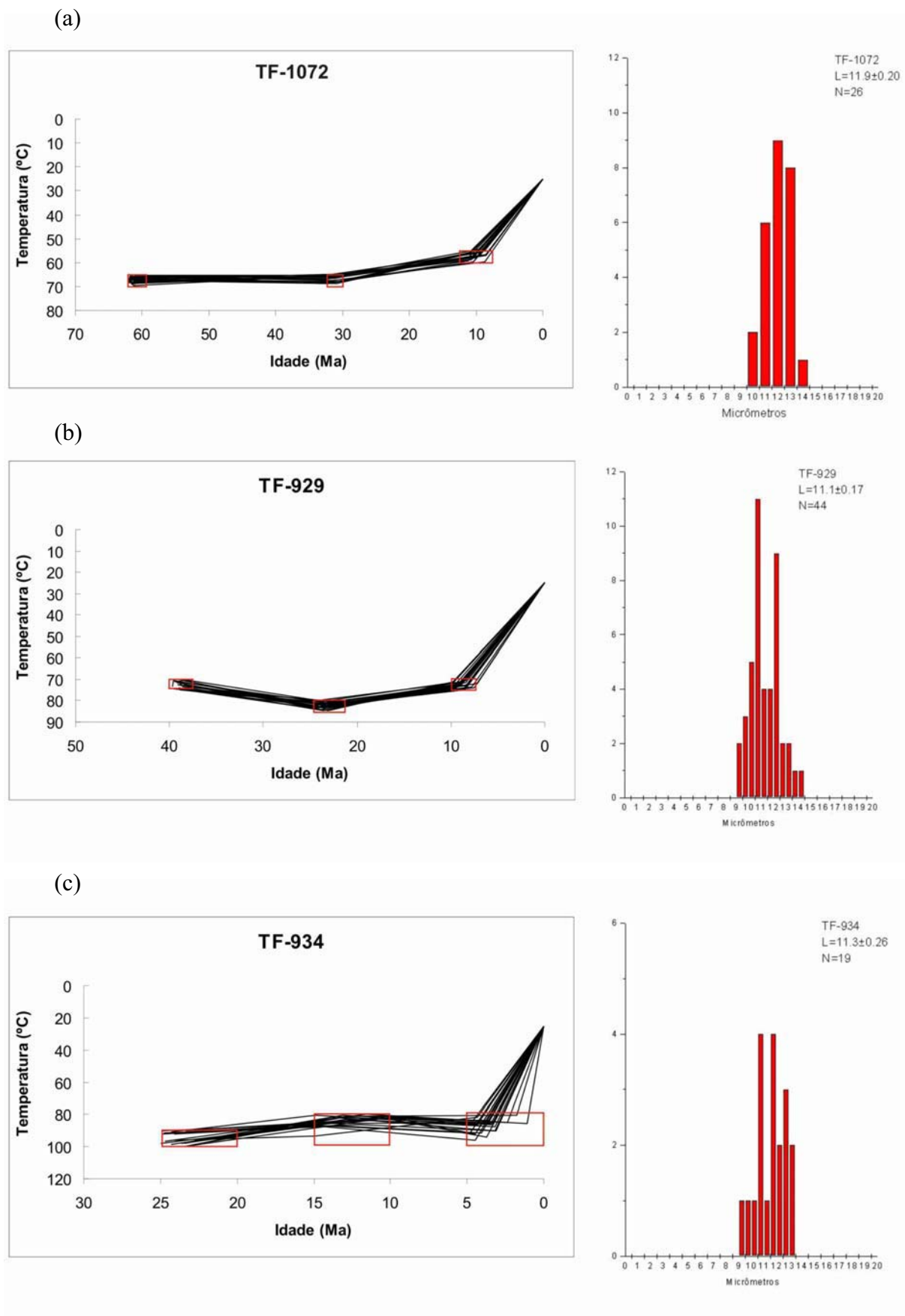


Figura 29 – Histórias térmicas modeladas das amostras TF-1072, TF-929, TF-934, e respectivos histogramas de traços confinados. Os retângulos vermelhos correspondem às Caixas de Monte Carlo utilizadas na simulação estatística.

Movimentos tectônicos gravitacionais e transtensionais ocorridos entre o Oligoceno – Mioceno foram os principais responsáveis pela diferenciação do arcabouço morfoestrutural da região do Arco de Ponta Grossa, devido à origem de “vales tectônicos” formados pela conjunção de pequenos hemi-grábens que posteriormente formariam o segmento sul das bacias que compõem o RCSB, representado na área de estudo pela Bacia de Curitiba, grábens de Guaraqueçaba, Sete Barras e Cananéia; e as formações Pariqüera-Açu e Alexandra (RICCOMINI et al., 2004). Também é importante destacar neste período a atuação e associação de eventos compressionais/transtensionais ligados ao rearranjo estrutural da Plataforma Sul-americana, que anteriormente sofria processos extensionais e provavelmente deformou as seções sedimentares das bacias tafrogências (SALAMUNI et al., 2003, 2004; RICCOMINI et al., 2004). Gallagher & Brown (1999) atribuem que um grande período de denudação ocorreu no Arco de Ponta Grossa há cerca de 20 Ma, com intenso fornecimento de sedimentos clásticos na Bacia de Santos (Figura 30).

A taxa de exumação de 7m/Ma calculada com base nas amostras de TFZ reflete o evento tectônico ocorrido entre o Cretáceo Inferior e Superior, em associação à erosão posterior atuante na área, a partir deste período, mas com grande ênfase entre o Oligoceno e Mioceno. As evidências para isso são: (1) o caráter sedimentar/estratigráfico, sendo a região do Arco de Ponta Grossa a principal área-fonte para a Bacia de Santos (GALLAGHER & BROWN, 1999; CHANG, 2003) (Figura 30); (2) dados geomorfológicos/climáticos, através da formação de peneplanos que ensejaram a formação da paleosuperfície Alto Iguaçu (Pd2) nesta época (AB’SÁBER & BIGARELLA, 1961); (3) aspectos tectônicos, através da reativação de zonas de cisalhamento pré-cambrianas que foram as responsáveis pela formação da Bacia de Curitiba neste mesmo período (SALAMUNI, 1998).

Entre o Mioceno Superior e o Pleistoceno, pulsos tectônicos propiciaram abatimentos locais e foram observados basculamentos generalizados de norte para sul da Bacia de Curitiba, devido a uma mudança na orientação do tensor principal regional (σ_1), que encerrara o pulso tectônico transtensional, para dar início a uma tectônica transpressional (com σ_1 na direção NW-SE), que afetara a região. A alternância entre clima úmido e árido, provocou dissecação e erosão da bacia e possível deposição e retrabalhamento de sedimentos mais recentes ao longo de vertentes e vales de rios (SALAMUNI, 1998; SALAMUNI et al., 2004).

Oligoceno Superior a Mioceno Inferior

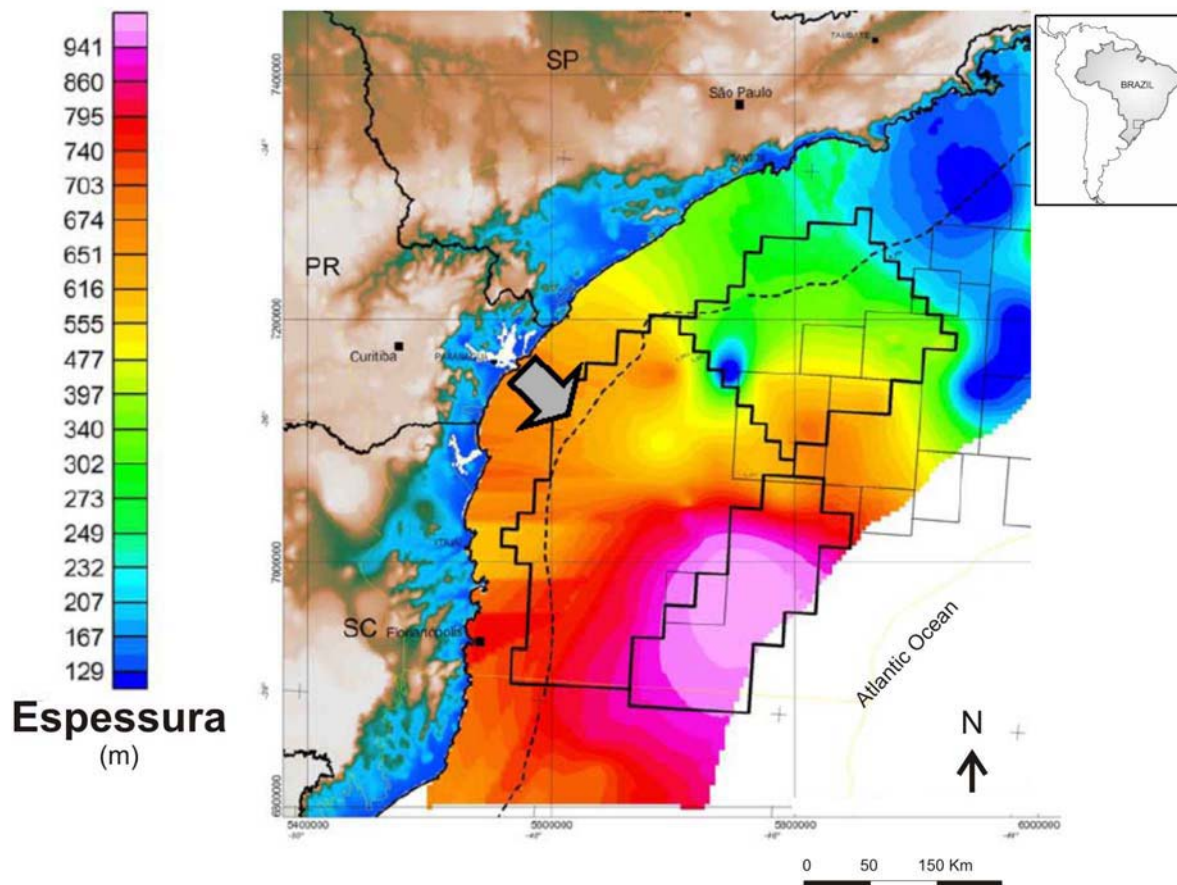


Figura 30 – Mapa de isópacas da Bacia de Santos entre Oligoceno e Mioceno e principais áreas-fonte representadas pelas setas. SP, PR, SC: Estados de São Paulo, Paraná, Santa Catarina, respectivamente (CHANG, 2003).

A feição positiva do relevo, formada por um levantamento epirogenético de toda a região, juntamente com o paleoclima atuante na época (árido com alternância de chuvas torrenciais) (SALAMUNI, 1998) promoveram a geração de regolitos e modelaram o relevo da região (RÖMER, 2008). Além disso, o soerguimento do Arco de Ponta Grossa também influenciou a aceleração do dissecamento e exposição do embasamento.

A instalação de um clima úmido, ora intercalado com períodos de seca, associado à feição positiva do relevo na época acelerou os processos de dissecação das escarpas e regiões topograficamente mais altas da Serra do Mar (SALAMUNI, 1998). A mudança na morfologia do relevo, entre o Pleistoceno e o Holoceno, começou a adquirir o modelado atual da paisagem (Figura 31) (RÖMER, 2008). Entretanto, a recorrência de processos tectônicos é ainda atuante através de evidências de basculamento e rotação de blocos e mudanças no nível de base das drenagens, através de um possível ajuste tectônico de falhamentos recentes.

Aparentemente, as diferenças entre a morfologia e a topografia do relevo em função da alternância do nível de base regional, o controle estrutural e até a distância em relação ao nível do mar contribuem para as diferenças na resposta das escarpas e drenagens às mudanças climáticas do Quaternário.

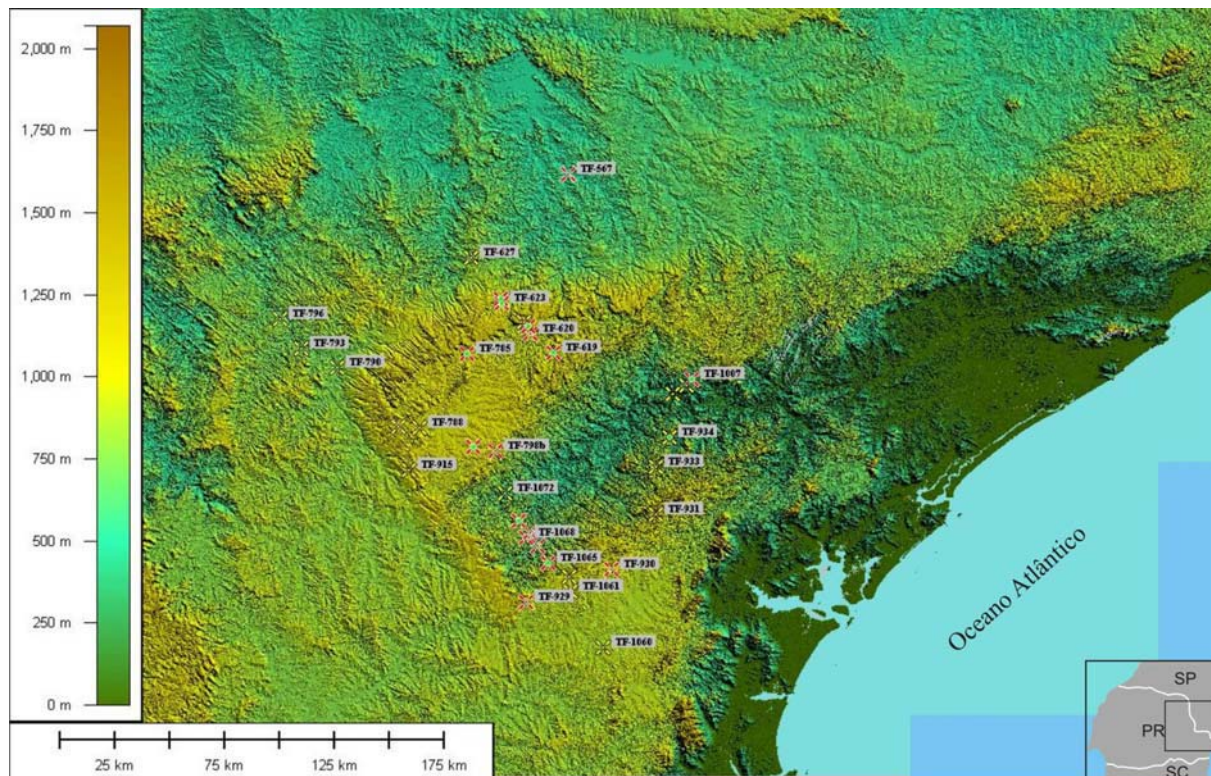


Figura 31 – Modelo Digital de Elevação do Arco de Ponta Grossa (GTOPO30/USGS) com amostras coletadas para análise por traços de fissão. Exagero vertical de 2x.

7.1 Aplicabilidades

As implicações relacionadas à aplicabilidade dos resultados de termocronologia por traços de fissão em apatita e zircão na região do Arco de Ponta Grossa obtidos nesta tese colaboraram para prévia avaliação do potencial econômico da área no âmbito da água subterrânea e petróleo. Não se tem a idéia de aqui apresentar informações revolucionárias a respeito destes tópicos, mesmo porque a pesquisa não focou para tal assunto, mas apenas levantar hipóteses e sugestões sobre a aplicação da metodologia aqui empregada nestes assuntos que têm atraído interesse tanto da indústria privada como de ações do governo nos últimos anos.

Água Subterrânea

A modelagem de eventos térmicos em associação a reconstruções tectônicas são importantes na determinação de eventos de reativações de zonas de falhas e/ou lineamentos. As aplicabilidades dos recursos hídricos subterrâneos na região do Arco de Ponta Grossa são dirigidos aos aquíferos Atuba (em unidades do Pré-cambriano), e Serra Geral e Guarani (em unidades fanerozóicas), segundo os trabalhos sugeridos por Araujo et al. (1999), Portela Filho et al. (2005), Soares et al. (2007), Chaves-Kus & Salamuni (2008).

O entendimento da evolução dos lineamentos (fraturas NE, NW e lineamentos geofísicos) é importante para tecer considerações sobre o zoneamento hidrogeológico e o comportamento e a evolução dos lineamentos em uma área fortemente estruturada e “ativa”, que visam auxiliar na reconstituição dos mecanismos e variáveis responsáveis pela dinâmica dos aquíferos. Interpretações sobre os controles estruturais, através da identificação (de reativações) das falhas e fraturas responsáveis pela conectividade dos aquíferos, por exemplo dos Sistemas Guarani e Serra Geral (PORTELA FILHO et al., 2005). Até mesmo a própria circulação da água subterrânea torna-se restrita devido aos inúmeros diques e falhas que exercem maior controle estrutural na região central do Arco de Ponta Grossa, individualizando-o em blocos tectônicos que restringem o fluxo da água subterrânea. No Aquífero Atuba, resultados de Chaves-Kus & Salamuni (2008) demonstram sucesso ao

apontar áreas favoráveis à circulação de águas subterrâneas na região quando a inferência é feita com base na trama estrutural mais recente.

Os dados termocronológicos de TFZ e TFA e a interpretação aqui apresentados (Figuras 22, 24, 25, 26 e 27) poderão auxiliar no entendimento do controle estrutural do Arco de Ponta Grossa, fornecendo informações importantes a respeito de reativações de zonas de falhas NW e NE nesta área.

Trapas arenosas (K s) da Bacia de Santos

A Bacia de Santos é uma das áreas exploratórias mais promissoras do Brasil, com reservas significativas de petróleo e gás nos campos de Tupi e Júpiter. Atualmente, um dos sistemas petrolíferos mais conhecidos refere-se aos reservatórios clásticos do Cretáceo Superior.

Entre o Cenomaniano e Maastrichiano (Cretáceo Superior), cunhas clásticas arenosas depositadas em ambiente continental-transicional na forma de leques aluviais, rios entrelaçados e deltas prograderam nas regiões mais proximais da bacia (PEREIRA et al., 1986) em resposta à subida da proto-Serra do Mar, cuja charneira estava recuada 60 a 100 km para leste nesta época (ZALÁN & OLIVEIRA, 2005). Estruturas de direção ENE-WSW herdadas do embasamento cristalino sofrem propagação para porções *offshore* como zonas de transferências, frequentemente associadas ao processo de rifteamento oblíquo da margem sul-americana (MEISLING et al., 2001). Estas zonas de transferência, além de separar depocentros na bacia também controlaram a tectônica do sal (DEMERCIAN & SZATMARI, 1999) e apresentam evidências de reativação no Albiano Inferior (BUENO et al., 2004).

O estudo da reativação dessas zonas de fraqueza é importante para o entendimento do comportamento das estruturas ativas na evolução das bacias da margem continental brasileira, bem como no entendimento de seu arcabouço estratigráfico, que suporta fases tectônicas na sua história deposicional.

Os resultados de termocronologia por TFA e TFZ na região do Arco de Ponta Grossa aqui apresentados marcam o período de reativação de zonas de falhas de direção NW e NE (Figuras 23, 24, 25, 26, 27 e 28) que podem estar relacionadas a essas zonas de transferência reativadas no Cretáceo Superior e Mioceno na Bacia de Santos (PEREIRA et al., 1986; COBBOLD et al., 2001; MEISLING et al., 2001).

7.2 Conclusões

A análise multi-métodos dos traços de fissão em apatita (geotermômetro de 120°C) e zircão (geotermômetro de 240°C) na região central do Arco de Ponta Grossa permitiu obter as conclusões a seguir, aqui sintetizadas, porém resumidas no Anexo 6:

- A região central do Arco de Ponta Grossa apresenta forte reativação no Cretáceo Inferior associada aos processos tectônicos e de exumação ligados ao evento de ruptura do Gondwana, e subsequente abertura do Oceano Atlântico-Sul e epirogênese (T1);

- As idades de TFZ e TFA marcam o importante evento tectônico do Cretáceo Superior (em aproximadamente 90 Ma) (T2), após relativa calmaria tectônica, associado ao alçamento das serras do Mar e da Mantiqueira provavelmente devido à passagem da Pluma de Trindade sob o sudeste brasileiro, e fornecimento de material clástico para as bacias;

- Gráfico de idades de TFA e TFZ (Ma) (em amostras feitas no par mineral) vs. altitude (m) mostra uma relação positiva de ambos os termocronômetros, sugerindo atuação do componente erosão na área de estudo (Figuras 26 e 27);

- Gráfico de idades de TFA e TFZ (Ma) (em amostras feitas no par mineral) vs. temperatura de fechamento (°C) associado a cada termocronômetro, sugere um resfriamento rápido sofrido na área entre aproximadamente 65 Ma e 55 Ma (Cretáceo Superior – Paleoceno Inferior), indicativo do evento tectônico (Figura 26) (T3) responsável pela instalação das bacias do RCSB, no segmento central (bacias de Taubaté e São Paulo, especialmente);

- O último evento tectônico (T4) registrado por TFA que ocorreu na região do Arco de Ponta Grossa encontra-se entre o Oligoceno e o Mioceno e registra a mais recente reativação das zonas de falha NW, em especial a Zona de Falha de São Jerônimo-Curiúva (Figura 26). Esta reativação está associada ao rearranjo do campo de tensões neste período, que apresenta σ_1 posicionado na direção E-W, na qual diversos autores, tais como Riccomini (1989, 1995a, b), Salamuni (1998) e Salamuni et al. (2003), destacam a associação de um par cisalhante E-W na formação da tectônica sin-deposicional e até mesmo da arquitetura estratigráfica das bacias pertencentes ao RCSB, originadas através da reativação de zonas de cisalhamento NE. Assim sendo, o conjunto de falhas presentes na área e a relação entre elas permitem supor que a Zona de Falha São Jerônimo-Curiúva, de direção NW, cuja reativação foi detectada por TFA, apresentaria-se como “fratura de cisalhamento P” do modelo riedel;

- As idades de TFA e histórias térmicas modeladas sugerem que o evento tectônico do Oligoceno-Mioceno foi o mais recente ocorrido na área, registrado através desta metodologia.

Este, foi precedido por um período de quiescência tectônica na região do Arco de Ponta Grossa, observado através da permanência das amostras na Zona de Retenção Parcial (Figura 28), ocorrido provavelmente como reflexo da estabilidade dos níveis de base regionais e instalação de processos de peneplanação, responsáveis pelo escalonamento do relevo nesta região;

- Segundo os métodos propostos por Reiners & Brandon (2006) para o cálculo da taxa de erosão média a partir de dois termocronômetros é esperado o valor de 0,1km/Ma para um relevo em equilíbrio termodinâmico. Sendo assim, a taxa de erosão calculada para as amostras do Arco de Ponta Grossa apresentariam um déficit de valores, provavelmente explicado pela mudança do fluxo térmico e, conseqüentemente, do gradiente geotérmico e da estrutura tectono-termal da crosta rasa, em função de movimentações tectônicas que o perturbou;

- Integrando-se as idades de TFZ e TFA, juntamente com informações e evidências geológicas, podemos sugerir que a taxa de exumação (soerguimento tectônico + erosão) de aproximadamente 7m/Ma (ou 0,007km/Ma) calculada para as amostras de TFZ, juntamente com as taxas de erosão calculadas entre 0,049km/Ma e 0,035km/Ma para as amostras no par mineral são indicativas de um soerguimento tectônico no Cretáceo Superior, com posterior erosão provavelmente entre o Oligoceno-Mioceno, quando da instalação dos processos de peneplanação no embasamento cristalino da área de estudo;

- Com o exposto acima, acredita-se ser de grande importância a reconstrução tectônica e paleoambiental na região do Arco de Ponta Grossa, em especial durante o Paleógeno e o Neógeno que, através da interação entre os processos térmicos, tectônicos, sedimentares e erosionais ocorridos nesta região, auxiliam para o entendimento do modelado atual do relevo e dinâmica evolutiva das áreas adjacentes.

- AB'SABER, A. N. Summit surfaces in Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 3, p. 515-516, 2000.
- AB'SABER, A. N.; BIGARELLA, J.J. Superfícies aplainadas do Primeiro Planalto do Paraná. **Boletim Paranaense de Geografia**, v. 4/5, p. 116-125, 1961.
- ALKMIM, F.F.; MARSHAK, S.; FONSECA, M.A. Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: clues from the São Francisco craton region, Brazil. **Geology**, v. 29, p. 319– 322, 2001.
- ALMEIDA, F.F.M. Novas ocorrências de camadas supostas pliocênicas nos Estados de São Paulo e Paraná. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 1, n. 1, p. 53-58, 1952.
- ALMEIDA, F.F.M. As camadas de São Paulo e a tectônica da Serra da Cantareira. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 4, n. 2, p. 23-40, 1955.
- ALMEIDA, F.F.M. Novas ocorrências de fósseis no Pré-cambriano brasileiro. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 28, p. 54-55, 1956.
- ALMEIDA, F.M.M. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador, **Anais**, p. 29 – 46, 1969.
- ALMEIDA, F.F.M. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 3, Curitiba, **Atas**, 1, p. 1-20, 1981.
- ALMEIDA, F.F.M. Relações Tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 13, n. 3, p.139 – 158, 1983.
- ALMEIDA, F.F.M. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 16, n. 4, p. 325-349, 1986.
- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C. D. R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 2, p. 135-150, 1998.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo, Ed. Edgard Blucher. 378 págs, 1984.
- ALMEIDA, F.F.M.; MELO, M. S.. A Bacia Do Paraná E O Vulcanismo Mesozóico. In: BISTRICHI, C. A.; CARNEIRO, C. D. R.; DANTAS, A. S. L.; PONÇANO, W. L. (Eds.). **Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1: 500.00. Nota Explicativa**. São Paulo, IPT, Monografias 6. v. 1, p. 46-77, 1981.
- ALMEIDA, F.F.M.; BRITO NEVES, B. B.; CARNEIRO, C. D. R. The origin and evolution of the south American Platform. **Earth Science Reviews**, v. 50, p. 77 – 111, 2000.

- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C. D. R.; MISUZAKI, A.M.P. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 26, p. 125 – 138, 1996.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.DE; FUCK, R.A. As províncias estruturais brasileiras. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, 1977. **Atas**, p. 363-391, 1977.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI Y., PONÇANO, W.L.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; MELO, M.S.; BISTRICHI, C.A. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000, Nota Explicativa**. São Paulo, IPT, Monografias 6, v. 1, 126 p. (Publ. 184), 1981.
- ALMEIDA, T.I.R. **O Arco de Ponta Grossa: uma proposta de configuração a partir da interpretação de dados de sensoriamento remoto**. 1982. 108 p. Dissertação de Mestrado, INPE-Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos / SP.
- ALVES, E. C. 1981. Geologia da margem continental sudeste/sul brasileira e das áreas continentais emersas e oceânicas adjacentes. **Série Projeto REMAC nº 9**, p.145 – 170.
- AMARAL, G. Potassium-argon age studies on the Jacupiranga alkaline district, State of São Paulo, Brazil. In: Departamento Nacional de Produção Mineral, Fisrt International Symposium on Carbonatites, Brasília, **Proceedings**, p. 297-302, 1978.
- ARAÚJO, L.M.; FRANÇA, A.B.; POTTER, P.E. Hydrogeology of the Mercosul aquifer system in the Paraná and Chaco-Paraná Basins, South America, and comparison with the Navajo-Nugget aquifer system, USA. **Hydrogeology Journal**, v. 7, p. 317-336, 1999.
- ARTUR, P.C.; SOARES, P.C. Paleoestruturas e petróleo na Bacia do Paraná, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, n. 4, p. 433-448, 2002.
- ASMUS, H. E. Relacionamento genético de feições geológicas da margem continental brasileira e da área continental emersa adjacente. In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 3, Curitiba, **Atas**,1, p. 262-273, 1981.
- ASMUS, H.E.; FERRARI, A.L. Hipótese sobre a causa do tectonismo Cenozóico na região sudeste do Brasil. **Série Projeto REMAC nº 4**: 75-88, 1978.
- ASMUS, H.E.; GUAZELLI, W. Sumário das estruturas da margem continental brasileira e das áreas continentais e oceânicas adjacentes. Hipóteses sobre o tectonismo causativo e implicações no prognóstico de seu potencial em recursos minerais. **Série Projeto REMAC nº 9**, p. 187 – 269, 1981.
- ASMUS, H.E.; PORTO, R. Diferenças nos estágios da evolução tectônica da margem continental leste Brasileira: possíveis causas e implicações. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, **Anais**, 1, p. 225-239, 1980.
- ASSINE, M.L. **Aspectos da estratigrafia das sequências pré-carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil**. 1996. 207p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo/SP.

- ASSINE, M.L.; SOARES, P.C.; MILANI, E.J. Sequências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná, sul do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 24, n. 2, p. 77-89, 1994.
- AZEVEDO JR., M.F. **Integração entre o preenchimento sedimentar cenozóico das Bacias de Campos e Santos e a evolução tectônica e geomorfológica das áreas continentais adjacentes**. 1991. 159 págs. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto. Ouro Preto/MG.
- AZEVEDO JR., M.F.; KARNER, G.D.; BENDER, A.A.; CHEMALE JR., F. The link between the Campos and Santos Cenozoic basin fill and the tectonic and geomorphologic evolution of the adjacent areas, SE Brazil. In: International Sedimentological Congress, 14, Recife, **Abstracts**, G. 7- G. 8, 1994.
- BARBARAND, J.; CARTER, A.; WOOD, I.; HURFORD, T. Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite. **Chemical Geology**, v. 198, p. 107–137, 2003.
- BASEI, M.A.S.; CITRONI, S.B.; SIGA JR., O. Stratigraphy and age of fini-Proterozoic basins of Paraná and Santa Catarina States. **Boletim IG-USP. Série Científica**, v. 29, p. 195-216, 1998.
- BASEI, M.A. S.; SIGA JR., O.; KAULFUSS, G.A.; CORDEIRO, H.; NUTMAN, A.; SATO, K.; CURY, L.F.; PRAZERES FILHO, H. J.; PASSARELI, C.R.; HARARA, O.M.; REIS NETO, J.M.; WEBER, W. Geochronological and isotope geochemistry of Votuverava and Perau Mesoproterozoic basins, southern Ribeira Belt, Brazil. In: SBG, South American Symposium on Isotope Geology, 4, Salvador, **Extended Abstracts**, v. 2, p. 501-504, 2003.
- BEAUMONT, C.; KOOI, H.; WILLETT, S. Coupled tectonic-surface process models with applications to rifted margins and collisional orogens. In: SUMMERFIELD, M. (Ed.) **Geomorphology and Global Tectonics**. John Wiley and Sons Ltda, New York, 29–55, 1999.
- BERGAMASCHI, S. **Análise sedimentológica da Formação Furnas na faixa de afloramentos do flanco norte do Alto Estrutural de Ponta Grossa, Bacia do Paraná, Brasil**. 1992. 172 p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro/RJ.
- BERGMANN, M. **Caracterização estratigráfica e estrutural da sequência vulcano - sedimentar do Grupo São Roque na região de Pirapora do Bom Jesus, Estado de São Paulo**. 1988. 155 p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. São Paulo/SP.
- BERNET, M. A Field-based estimate of the zircon fission-track closure temperature. **Chemical Geology**, v. 259, 181-189, 2009.
- BERNET, M.; SPIEGEL, C. Introduction: Detrital thermochronology. In: Bernet, M.; Spiegel, C. (Eds.). **Detrital thermochronology – Provenance analysis, exhumation and landscape evolution of mountain belts**. Geological Society of America Special Paper, v. 378, p. 1-6, 2004.
- BIGARELLA, J.J.; AB’SABER, A.N. Paläogeographische und paläoklimatische Aspekte des Känozoikums in Südbrasilien. **Zeitschrift fuer Geomorphologie**, v. 8, p. 286-309, 1964.

- BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D. (Eds.). International symposium on the Quaternary. Topics for discussion. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 33, p. 169-276, 1975.
- BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R. Slope development in southeastern and southern Brazil. **Zeitschrift fuer Geomorphologie**, v. 10, p. 150-160, 1966.
- BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. **Boletim Paranaense de Geografia**, v. 71 p, 1965.
- BIGAZZI, G.; HADLER NETO, J.C.; IUNES, P.J.; MELLO, T.C.P.W.P.; NAVIA, L.M.S.; PAULO, S.R.; ZUÑIGA, A. Employment of thin thoriumfilms in fission track nêutron dosimetry. **Brazilian Journal of Physics**, v. 25, p. 246-251, 1995a.
- BIGAZZI, G.; HADLER NETO, J.C.; IUNES, P.J.; ODONE, M.; PAULO, S.R.; ZUÑIGA, A. Absolute thermal neutron fluence determination by thin film of natural uranium. **Nuclear Instruments and Methods A**, v. 352, p. 588-591, 1995b.
- BIGAZZI, G.; HADLER NETO, J.C.; IUNES, P.J.; KHOURI, M.C.; NAVIA, L.M.S.; OSÓRIO, A.M.A.; PAULO, S.R.; ZUÑIGA, A. Problems related to the employment of thin uranium films as neutron dosimeters. **Radiation Measurements**, v.25, p. 459-460, 1995c.
- BIGAZZI, G.; GUEDES, S.; HADLER NETO, J.C.; IUNES, P.J.; ODDONE, M.; OSÓRIO, A.M.A.; PAULO, S.R.; ZUÑIGA, A. Potentialities and practical limitations of an absolute neutron dosimetry using thin films of natural uranium and thorium applied to the fission track method. **Radiation Measurements**, v. 31, p. 651-656, 1999.
- BISHOP, P. Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 32, p. 329-365, 2007.
- BIZZI, L.A.; VIDOTTI, R.M. Condicionamento do Magmatismo pós-Gondwana. In: Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. (Eds.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. CPRM, Brasília, p. 335-361, 2003.
- BRANDON, M.T., RODEN-TICE, M.K., GARVER, J.I. Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State. **Geological Society of America Bulletin**, v. 110, p. 985-1009, 1998.
- BRAUN, J. Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships. **Earth and Planetary Science Letters** , v. 200, p. 331-343, 2002.
- BRAUN, J. Pecube: A new finite element code to solve the heat transport equation in three dimensions in the Earth's crust including the effects of a time-varying, finite amplitude surface topography. **Computer Geosciences**, v. 29, p. 787-794, 2003.
- BRAUN, J. Quantitative constraints on the rate of landform evolution derived from low-temperature thermochronology. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 58, p. 351-374, 2005.
- BRAUN, J. Recent advances and current problems in modelling surface processes and their interaction with crustal deformation. In: Buiter, S. J. H.; Schreurs, G. (Eds). **Analogue and Numerical Modelling of Crustal-Scale Processes**. Geological Society, London, Special Publications, 253, 307-325, 2006.

- BRAUN, J., VAN DER BEEK, P., BATT, G. **Quantitative Thermochronology: Numerical Methods for the Interpretation of Thermochronological Data**. Cambridge University Press, Cambridge, 258 p., 2006.
- BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. **Precambrian Research**, v. 53, p. 23–40, 1991.
- BROWN, R., GALLAGHER, K.; DUANE, M. A quantitative assessment of the effects of magmatism on the thermal history of the Karoo sedimentary sequence. **Journal of African Earth Sciences**, v. 18 ,p. 227–243, 1994.
- BUENO, G.V. Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v.12, n. 2, p. 203-229, 2004.
- BUENO, G.V.; MACHADO JR., D.L.; OLIVEIRA, J.O.B.; MARQUES, E.J.J. A influência do Lineamento Capricórnio na evolução tectono-sedimentar da Bacia de Santos. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 52, Araxá. **Anais**, 2004.
- BURBANK, D.W. Rates of erosion and their implications for exhumation. **Mineralogical Magazine**, v. 66, n. 1, p. 25-52, 2002.
- BURBANK, D.W., ANDERSON, R.S. **Tectonic Geomorphology**. Blackwell Publishing. 274 p., 2001.
- CAETANO-CHANG, M.R. **A Formação Pirambóia no centro-leste do Estado de São Paulo**. 1997. 196 p. Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista, Rio Claro/SP.
- CAMPANHA, G.A. **Tectônica Proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná**. 1991. 296 p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo/SP.
- CAMPANHA, G.A.C.; SADOWSKI, G.R. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). **Precambrian Research**, 98, 31 – 51, 1999.
- CAMPANHA, G.A.C.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M.A. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da Faixa de Dobramentos Apiaí. In: SBG, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3, Curitiba. **Atas**, 2, p. 725-742, 1987.
- CAMPOS NETO, M.C. Orogenic systems from southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano – Pan African cycle and orogenic collage in southeastern Brasil. In: CORDANI, U.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Eds.). **Tectonic Evolution of South America Platform**. Rio de Janeiro, RJ, p. 335-365, 2000.
- CAMPOS NETO M.C.; CABY R. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from the nappe system south of the São Francisco Craton, Southeast Brazil. **Precambrian Research**, v. 97, p. 3-26, 1999.
- CAPUTO, M.V.; CROWELL, J.C. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. **Geological Society of America Bulletin**, v. 96, p.1020 – 1036, 1985.

- CARLSON, W.D.; DONELICK, R.A.; KETCHAM, R.A. Variability of apatite fission-track annealing kinetics I: Experimental results. **American Mineralogist**, v. 84, p. 1213–1223, 1999.
- CARMO, I.O. **Geocronologia do Intemperismo Cenozóico no sudeste do Brasil**. 2005. 134 págs. Tese de Doutorado. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro/RJ.
- CHANG, H.K. **Mapeamento e Interpretação dos Sistemas Petrolíferos da Bacia de Santos**. In: Seminário Técnico, ANP, 2003. Apresentação de relatório técnico a empresas associadas e concessionárias da Agência Nacional do Petróleo, Rio de Janeiro/RJ. Obtido em http://www.anp.gov.br/brnd/round5/round5/Apres_SemTec/R5_Santos.pdf, 2003, acessado em 20/10/2007.
- CHANG, H.K.; KOWSMANN, R. O.; FIGUEIREDO, A. M. F.; BENDER, A. A. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. **Tectonophysics**, v. 213, p. 97-138, 1992.
- CLIFT, P.D.; CARTER, A.; HURFORD, A.J. Apatite Fission Track Analysis of Sites 959 and 960 on the transform continental margin of Ghana, West Africa. In: MASCLE, J.; LOHMANN, G.P.; MOULLADE, M. (Eds.). **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results**, v. 159, p. 35-41, 1998.
- CHAVES-KUS, L.; SALAMUNI, E. Determinação do parâmetro de intersecção de fraturas para o Aquífero Atuba. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n. 3, p. 455-466, 2008.
- CPRM, Serviço Geológico do Brasil, **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistemas de Informações Geográficas – SIG e Mapas na escala 1:2 500 000**. Bizzi et al. (Eds.). 2001. CR-Rom.
- COBBOLD, P.R.; MEISLING, K.E.; MOUNT, V.S. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southern Brazil. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 85, n. 11, p. 1925-1944, 2001.
- COOPER, M.A.; ADDISON, F.T.; ALVAREZ, R.; HAYWARD, A.B.; HOWE, S.; PULHAM, A.J.; TABORDA, A. Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Colombia. In: TANKARD, A.J.; SUÁREZ, S.R.; WQELSINK, H.J. **Petroleum Basins of South America**. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, 659-665, 1995.
- CORDANI, U.G.; D'AGRELLA FILHO, M.S.; BRITO NEVES, B.B.; TRINDADE, R.I.F. Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic palaeogeography of South American cratonic fragments. **Terra Nova**, v. 15, p. 350 – 359, 2003.
- CORDANI, U.G.; SATO, K.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; BASEI, M.A.S. Crustal Evolution of the South American platform. In: CORDANI, U.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (Eds.). **Tectonic Evolution of South America Platform**. Rio de Janeiro, RJ, p. 19-40, p. 2000.
- COURTLLOT, V.; JAUPART, C.; MANIGHETTI, I.; TAPPONIER, P.; BESSE, J. On causal links between flood basalts and continental breakup. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 166, p. 177-195, v. 1999.

- COUTINHO, J.M.V. Dyke Swarms of the Paraná Triple Junction, Southern Brazil. **Geologia USP: Série Científica**, v. 8, n. 2, p. 29-52, 2008.
- CROWLEY, K.D.; CAMERON, M.; SHAEFER, R.L. Experimental studies of annealing of etched fission tracks in fluorapatite. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 55, p. 1449–1465, 1991.
- CURY, L. F.; KAULFUSS, G. A.; SIGA JR., O.; BASEI, M. A. S.; HARARA, O. M.; SATO, K. Idades U-Pb (zircões) de 1,75 Ga em granitóides alcalinos deformados dos Núcleos Betara e Tigre: Evidências de regimes extensionais do Estateriano na Faixa Apiaí. **Geologia USP: Série Científica**, v. 2, n. 1, p. 95-108, 2002.
- DAEMON, R.F.; FRANÇA, A.B. Sedimentos Westfaliano (Carbonífero Médio) na Formação Lagoa Azul, Grupo Itararé. In: UNESP, Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, 1, Rio Claro. **Resumos**, p. 36, 1993.
- DAEMON, R.F.; CASALETI, P.; CIGUEL, J.H.G. Biopaleogeografia da Bacia do Paraná. In: UFPR, Simpósio Sul Americano do Siluro – Devoniano. Estratigrafia e Paleontologia, 1, Ponta Grossa/Pr. **Anais**, p. 55-223, 1991.
- DAVISON, I. Tectonics and hydrocarbon distribution along the Brazilian South Atlantic margin. In: CAMERON, N.R.; BATE, R.H.; CLURE, V.S. (Eds.). **The oil and gas habitats of the South Atlantic**. GEOLOGICAL SOCIETY SPECIAL PUBLICATION, v. 153, p. 133-151, 1999.
- DE CORTE, F.; VAN DEN HAUTE, P.; BELLEMANS, F. The use of uranium doped glasses in fission-track dating. **Radiation Measurements**, v. 25, n. 1-4, p. 511-516, 1995.
- DE CORTE, F.; BELLEMANS, F.; VAN DEN HAUTE, P.; INGELBRECHT, C.; NICHOL, C. A new U doped glass certified by the European Commission for the calibration of fission-track dating. In: VAN DEN HAUTE, P., DE CORTE, F. (Eds.). **Advances in Fission-Track Geochronology**. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p. 67-78, 1998.
- DEMERCIAN, L.S.; SZATMARI, P. Thin-Skinned Gravitational Transfer Zone in the Southern Part of Santos Basin. In: SBGf, International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio De Janeiro, 6, CD-Rom, 1999.
- DE WIT, M. J.; RAMSOME, I. D. Regional inverse tectonics along southern margin of Gondwana. In: DE WIT, M. J.; RAMSOME, I. D. (Eds.). **Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous basins of Southern Africa**. Rotterdam, Balkema, p. 15-51, 1992.
- DIAS, A.N.C.; TELLO SAENZ, C.A.; CONSTANTINO, C.J.L.; SOARES, C.J.; NOVAES, F.P.; OSÓRIO, A.M.A.B. Micro-raman spectroscopy and SEM/DEX applied to improve the zircon fission-track method used for dating geological formations. **Journal of Raman Spectroscopy**. Submetido, 2008.
- DODSON, M.H. Closure Temperature in Cooling Geochronological and Petrological Systems. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 40, p. 259-274, 1973.
- DONELICK, R.A. Crystallographic orientation dependence of mean etchable fission track length in apatite: An empirical model and experimental observations. **American Mineralogist**, v. 76, p. 83–91, 1991.

- DONELICK, R.A.; KETCHAM, R.A.; CARLSON, W.D. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: II. Crystallographic orientation effects. **American Mineralogist**, v. 84, p. 1224–1234, 1999.
- DORANTI, C. **Estrutura da paisagem no leste de São Paulo e sudoeste de Minas Gerais: relações entre superfícies de erosão e termocronologia por traços de fissão**. 2006. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro/SP.
- DUDDY, I.R.; GREEN, P.F.; LASLETT, G.M. Thermal annealing of fission tracks in apatite. 2: Variable temperature behaviour. **Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)**, v. 73, p. 25 – 38, 1988.
- EHLERS, T.A. Crustal Thermal Processes and the interpretation of thermochronometer data. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, v. 58, p. 315-350, 2005.
- EHLERS, T.A., FARLEY, K.A. Apatite U-Th/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 206, p. 1-14, 2003.
- EHLERS, T.A., WILLET, S.D., ARMSTRONG, P.A., CHAPMAN, D.A. Exhumation of the central Wasatch Mountains, Utah: 2. Thermokinematic model of exhumation, erosion, and thermochronometer interpretation. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, p. (B3) 2173, doi: 10.1029/2001JB001723, 2003.
- ENGLAND, P.; MOLNAR, P. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. **Geology**, v. 18, p. 1173-1177, 1990.
- ERNESTO, M., RAPOSO, M.I.B.; MARQUES, L.S.; RENNE, P.R.; DIOGO, L.A.; DE MIN, A. Paleomagnetism, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the North-eastern Paraná magmatic province: tectonic implications. **Journal of Geodynamics**, v. 28, p. 321-340, 1999.
- ERNESTO, M.; MARQUES, L.S.; PICCIRILLO, E.M.; MOLINA, E.C.; USSAMI, N.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G. Parana. Magmatic Province - Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 118, p. 15-36, 2002.
- ERNST, R.E.; BUCHAN, K.L. Giant radiation dike swarms: their use in identifying pre-mesozoic large igneous provinces and mantle plumes. In: J. J. Mahoney & M. F. Coffin (Eds.). Large Igneous Provinces, Washington, D. C. American Geophysical Union, **Geophysical Monograph Series**, v. 100, p. 297 – 333, 1997.
- ESTRELLA, G.O. O estágio rift nas bacias marginais do Leste Brasileiro. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, **Anais**, 3, p. 29-34, 1972.
- FERNANDES, L.A. **Estratigrafia e Evolução Geológica da Parte Oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil)**. São Paulo. 1998. 216 p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo/SP.
- FERRARI, A.L. 2001. **Evolução Tectônica do Graben da Guanabara**. 2001. 412 p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade São Paulo. São Paulo/SP.

- FERRARI, A.L.; RICCOMINI, C. Análise estrutural das brechas tectônicas silicificadas do Gráben da Guanabara – RJ. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Búzios, **Boletim de resumos**, 9, p. 137-139, 2003.
- FERRARI, A.L.; SILVA, M.A.M. Bacia de Macacu (RJ): proposta de uma nova bacia do Rifte Continental do Sudeste do Brasil. In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, Itatiaia, **Anais**, 5, p. 32-34, 1997.
- FERREIRA, F.J.F. **Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução do Arco de Ponta Grossa**. 1982a. 169 p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo.
- FERREIRA, F.J.F. **Alinhamentos estruturais – magnéticos da região centro-oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico**. Relatório PauliPetro, Consórcio CESP/IPT Reavaliação da Potencialidade e Prospectividade em Hidrocarbonetos. 143-166, 1982b.
- FERREIRA, F.J.F.; MORAES, R.A.V.; FERRARI, M.P.; VIANNA, R.B. Contribuição ao estudo do Alinhamento Estrutural de Guapiara. In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, Curitiba, **Anais**, 3, p. 226 – 240, 1981.
- FITZGERALD, P.G., SORKHABI, R.B., REDELD, T.F., STUMP, E. Uplift and denudation of the central Alaska Range: a case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, p. 20175–20191, 1995.
- FIORI, A.P.O Sistema de Dobramento Apiaí, Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 23, p. 5-17, 1992.
- FLEISCHER, R.L.; PRICE, P.B.; WALKER, R.M. Effects of temperature, pressure, and ionization on the formation and stability of fission tracks in minerals and glasses. **Journal of Geophysical Research**, v. 70, p. 1497–1502, 1965.
- FLEISCHER, R.L.; PRICE, P.B.; WALKER, R.M. **Nuclear Tracks in Solids: Principles and Applications**. University of California Press, Berkeley, 605 p. 1975.
- FRACALOSSI, C.P.; GODOY, D.F.; HACKSPACHER, P.C. A tectônica mesozoica-cenozoica de parte da borda nordeste da Bacia do Paraná: traços de fissão em apatita. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, v. 16, n. 7, p. 7-22, 2008.
- FRANCO, A.O.B. **Termocronologia por Traços de Fissão em Apatitas na região do Arco de Ponta Grossa, entre os Alinhamentos de Guapiara e São Jerônimo-Curiúva**. 2006. 123 p. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Rio Claro/SP.
- FRANÇA, A.B.; CALDAS, A.F.F.D. Diferenciação e evolução dos sistemas deltaicos, na parte superior do Grupo tubarão, Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 13, p. 56-68, 1983.
- FRANÇA, A.B.; POTTER, P.E. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 1). **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 2, n. 2/4, p.147-191, 1988.

- FULFARO, V.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V.; VIANNA, R.B. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 12, n. 4, p. 590-611, 1982.
- GALBRAITH, R.F. On statistical model for fission track counts. **Journal of Mathematical Geology**, v. 13, p. 471-438, 1981.
- GALBRAITH, R.F.; LASLETT, G.M. Statistical models for mixed fission track ages. **Nuclear Tracks and Radiation Measurements**, v. 21, p. 454-470, 1993.
- GALLAGHER, K.; BROWN, R. The Mesozoic denudation of the Atlantic margins of southern Africa and southeast Brazil and the relationship to offshore sedimentation. In: CAMERON, N.R.; BATE, R.H.; CLURE, V.S. (Eds.). **The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic**. Geological Society, London, Special Publications, v. 153, p. 41-53, 1999.
- GALLAGHER, K., BROWN, R.W.; JOHNSON, C. Fission track analysis and its application to geological problems. **Annual reviews of Earth Planetary Sciences**, v. 26, p. 519-572, 1998.
- GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. Denudation, fission track analysis and the long-term evolution of passive margin topography: application to the southeast Brazilian margin. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, n. 1, p. 65-77, 1995.
- GARCIA, M.J. BISTRICHI, C.A.; SAAD, A.R.; CAMPANHA, V.A.; OLIVEIRA, P.E. Stratigraphy and Paleoenvironments of the Tanque Basin, Southeastern Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 11, n. 3, p. 147-168, 2008.
- GARVER, J.I., KAMP, P.J.J. Integration of zircon color and zircon fission-track zonation patterns in orogenic belts: application to the Southern Alps, New Zealand. **Tectonophysics**, v. 349, p. 203-219, 2002.
- GIBSON, S.A.; THOMPSON, R.N.; DICKIN, A.P.; LEONARDOS, O.H. High-Ti and Low-Ti mafic potassic magmas: key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 136, p. 149-165, 1995.
- GILCHRIST, A.R.; SUMMERFIELD, M.A. Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwards. **Nature**, v. 346, p. 739-742, 1990.
- GLASMACHER, U.A. **Thermochronology and long-term Landscape evolution - Can ore be an archive?**. In: CICLO DE PALESTRAS "TERRA NOVA", UNESP, 1., 2007, Rio Claro. Palestra ministrada a docentes, graduandos e pós-graduandos inscritos do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, Campus Rio Claro.
- GLEADOW, A.J.W. Fission track dating methods: What are the real alternatives? **Nuclear Tracks**, v. 5, p. 3-14, 1981.
- GLEADOW, A.J.W.; DUDDY, I.R. A natural long term annealing experiment for apatite. **Nuclear Tracks**, v. 5, p. 169-174, 1981.
- GLEADOW, A.J.W.; FITZGERALD, P.G. Uplift history and structure of the Transantarctic Mountains: new evidence from fission track dating of basement apatites in the Dry Valleys area, Southern Victoria Land. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 82, p. 1-14, 1987.

- GLEADOW, A. J. W.; DUDDY, I.R.; GREEN, P.F.; LOVERING, J.F. Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 94, p. 405-415, 1986.
- GODOY, D.F.; HACKSPACHER, P.C.; GUEDES, S.; HADLER NETO, J.C. 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 (Sudoeste de Rio Claro, SP). **Geociências, UNESP**, v. 25, n. 1, p. 151-164, 2006.
- GREEN, P.F. The relationship between track shortening and fission track age reduction in apatite. Combined influence of inherent stability, annealing anisotropy, length bias and system calibration. **Earth Planetary Science Letters**, v. 89, p. 335-352, 1988.
- GREEN, P.F., HURFORD, A.J. Thermal neutron dosimetry for fission track dating. **Nuclear Tracks**, v. 9, p. 331-341, 1984.
- GREEN, P.F.; DUDDY, I. R.; GLEADOW, A. J. W.; TINGATE, P. R.; LASLETT, G. M. Thermal annealing of fission tracks in apatite 3: a qualitative description. **Chemical Geology (Isotope Geosciences Section)**, v. 59, p. 237 – 253, 1986.
- GREEN P.F., DUDDY I.R., LASLETT G.M., HEGARTY K.A., GLEADOW A.J.W., LOVERING J.F. Thermal annealing of fission tracks in apatite 4: Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales. **Chemical Geology (Isotope Geosciences Section)**, 79, 155-182, 1989.
- GUEDES, S.; HADLER NETO, J.C.; IUNES, P.J.; TELLO SAENZ, C.A. Kinetic model for the relationship between confined fission-track length shortening and fission-track age reduction in minerals. **Nuclear Instruments and Methods B**, v. 217, p. 627-636, 2004.
- HAACK, U. The closing temperature for fission track retention in minerals. **American Journal of Science**, v. 277, p. 451-464, 1977.
- HACHIRO, J.; COIMBRA, A. M.; MATOS, S. L. F. O Caráter Cronoestratigráfico da Unidade Irati. In: UNESP, Simpósio Sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, Rio Claro, **Resumos**, 1, p. 62-63, 1993.
- HACKSPACHER, P.C.; GODOY, A. M. Vertical displacement during late-collisional escape tectonics (Brasiliano Orogeny) in the Ribeira Belt, São Paulo State, Brazil. **Journal of African Earth Science**, v. 29, n. 1, p. 25-32, 1999.
- HACKSPACHER, P. C.; DANTAS, E. L.; GODOY, A. M.; OLIVEIRA, M. A. F.; FETTER, A. H.; VANSCHUMUS, W. R. Considerations about the evolution of the Ribeira Belt in the São Paulo state, Brazil, from U – Pb geochronology in metavolcanic rocks of the São Roque Group. In: IGRM, South American Symposium on the Isotope Geology, Villa Carlos Paz, **Extended Abstracts**, 2, 310 – 313, 1999.
- HACKSPACHER, P.C.; DANTAS, E.L.; SPOLADORE, A.; FETTER, A.H.; OLIVEIRA, M.A.F. Evidence for Neoproterozoic backarc basin development in the Central Ribeira belt, Southeastern Brazil: new geochronological and geochemical constraints from the São Roque - Açungui Groups. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 110-114, 2000.

- HACKSPACHER, P.; FETTER, A.; TEIXEIRA, W.; DANTAS, E.; EBERT, H.; TROUW, R.; VASCONCELOS, P. 2004. Final stages of the Brasiliano Orogenesis in SE Brazil: U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for overprinting of the Brasília Belt by the Ribeira Belt Tectonics. In: WEINBERG, R.; TROUW, R.; FUCK, R.; HACKSPACHER, P. (Eds.) **The 750-550 Ma Brasiliano Event of South America**. Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, Vol. 17, 2004.
- HACKSPACHER, P.C.; GODOY, D.F.; RIBEIRO, L.F.B.; HADLER NETO, J.C.; FRANCO, A.O.B. Modelagem térmica e geomorfologia da borda sul do Cráton do São Francisco: termocronologia por traços de fissão em apatita. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n. 4 – suplemento, p. 928-938, 2007.
- HACKSPACHER, P.C.; RIBEIRO, L. F. B.; RIBEIRO, M.C.S.; FETTER, A.H.; HADLER NETO, J.C.; TELLO SAENZ, C.A.; DANTAS, E.L. Consolidation and Break-up of the South American Platform in Southeastern Brazil: Tectonothermal and Denudation Histories. **Gondwana Research**, v. 7, n. 1, p. 91 – 101, 2004.
- HADLER NETO, J. C.; IUNES, P.J.; PAULO, S.R.; TELLO SAENZ, C.A.; BALESTRIERI, M.L.; BIGAZZI, G.; CURVO, E. A. C. ; HACKSPACHER, P. C. A PC compatible Brazilian software for obtaining thermal histories using apatite fission track analysis. **Radiation Measurements**, v. 34, p. 149-154, 2001.
- HALLIDAY, D.; RESNICK, R.; WALKER, J. **Fundamentals of Physics**, John Wiley & Sons Inc (sea) Pte Ltd., 1328 págs, 2002.
- HASEBE, N.; TAGAMI, T.; NISHIMURA, S. Towards zircon fission track thermochronology: reference framework for confined track length measurements. **Chemical Geology**, v. 112, 169-178, 1994.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, AM. The Ribeira Folded Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 5, n.4, 257 – 262, 1975.
- HASUI, Y.; OLIVEIRA, M.A.F. Província Mantiqueira – Setor Central. In: ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. (Eds.). **O Pré-Cambriano do Brasil**, Edgard Blücher, São Paulo, 378p. 1984.
- HAWKESWORTH, C.J.; GALLAGER, K.; KELLEY, S.; MANTOVANI, M.S.M.; PEATE, D.; REGELOUS, M.; ROGERS, N. Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. In: Storey, B.; Alabaster, A.; Pankhurst, R. (Eds.). **Magmatism and the Causes of Continental Break-up**. Geological Society Special Publication, v. 68, p. 221-240, 1992.
- HAWKESWORTH, C.J., GALLAGHER, K, KIRSTEIN, L., MANTOVANI, M.S.M., PEATE, D.W., TURNER, S.P. Tectonic controls on magmatism associated with continental break-up: an example from Paraná-Etendeka Province. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 179, p. 335-349, 2000.
- HEILBRON M.; MACHADO N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). **Precambrian Research**, v. 125, p. 87-112, 2003.
- HEILBRON, M; PEDROSA-SOARES, A. C.; CAMPOS NETO, M. C.; SILVA, L. C.; TROUW, R. A. J.; JANASI, V. A. Província Mantiqueira. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; NEVES, B. B. B. (Orgs.). **Geologia do**

- Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** Editora Beca, São Paulo, p. 203-234, 2004.
- HERZ, N. Timing of spreading in the South Atlantic: Information from Brazilian alkalic rocks. **Geological Society of America Bulletin**, v. 88, p. 101-112, 1977.
- HINDI, E. C. **Hidroquímica e hidrotermalismo do Sistema Aquífero Guarani no Estado do Paraná.** 2007. 156 págs. Tese de Doutorado. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná. Curitiba/PR.
- HIRUMA, S.T. **Significado morfotectônico dos planaltos isolados da Bocaina.** 2007. 205 págs. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo/SP.
- HUANG, Y.M.; HAWKESWORTH, C.J.; VAN CALSTEREN, P.; DeDERMOTT, F. Geochemical characteristics and origin of the Jacupiranga carbonatites, Brazil. **Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)**, v. 119: 79-99, 1995.
- HURFORD, A.J. Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps, South Central Switzerland and an age of vertical movement on the Insubric fault line. **Contributions of Mineralogy and Petrology**, v. 92, p. 413-427, 1986.
- HURFORD, A.J. International Union of Geological Sciences Subcommission on Geochronology recommendation for the standardization of fission track dating calibration and data reporting. **Nuclear Tracks and Radiation Measurements**, v. 17, p. 233-236, 1990a.
- HURFORD, A.J. Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommission of Geochronology. **Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)**, v. 80, p. 171-178, 1990b.
- HURFORD, A. J. Uplift and cooling pathways derived from fission track analysis and mica dating: a review. **Geologische Rundschau**, v. 80, p. 349-368, 1991.
- HURFORD, A.J.; GREEN, P. F. The zeta age calibration of fission track dating. **Isotope Geosciences**, v. 1, p. 285-317, 1983.
- ISSLER, D. R. **An inverse model for extracting thermal histories from apatite fission track data: instructions and software for the Windows 95 environment.** Geological Survey of Canada, Open File, p. 2325, 1996.
- IUNES, P.J. **Utilização da dosimetria de nêutrons através de filmes finos de urânio e de tório naturais na datação de minerais com o método dos traços de fissão.** 1999. 111 págs. Tese de Doutorado. Universidade de Campinas, Instituto de Física Gleb Wataghin. Campinas/SP.
- IUNES, P.J.; HADLER NETO, J.C.; BIGAZZI, G.; TELLO SAENZ, C.A.; GUEDES, S.; PAULO, S.R. Durango apatite fission-track dating using length-based age corrections and neutron fluence measurements by natural thorium thin films and U-doped glasses calibrated through natural uranium thin films. **Chemical Geology**, v.187, p. 201-211, 2002.

- IWANO, H.; DANHARA, T. A re-investigation of the geometry factors for fission-track dating of apatite, sphene and zircon. In: VAN DEN HAUTE, P., DE CORTE, F. (Eds.), **Advances in Fission-Track Geochronology**. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p. 47-66, 1998.
- JANASI, V.A.; LEITE, R.J.; SCHMUS, W.R. U/Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (west of São Paulo, Brazil) - implications for the evolution of the Ribeira Belt. **Journal of South American Earth Science**, v. 14, p. 363-376, 2001.
- JONCKHEERE, R., On the densities of etchable fission tracks in a mineral and co-irradiated external detector with reference to fission-track dating of minerals. **Chemical Geology**, v.200, p. 41-58, 2003.
- JULIANI, C.; HACKSPACHER, P. C.; DANTAS, E.; FETTER, A. H. The Mesoproterozoic volcano-sedimentary Serra do Itaberaba Group of the central Ribeira Belt, São Paulo State, Brazil: Implications for the age of the overlying São Roque Group. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, p. 82-86, 2000.
- KARNER, G.D.; USSAMI, N.; ALKMIN, F.F. Tectonic significance of the topography of southeastern Brazil: speculations and implications. **Revista da Escola de Minas**, v. 47, n. 1, p. 18-19, 1994.
- KASUYA, M., NAESER, C.W. The effect of α -damage on fission-track annealing in zircon. **Nuclear Tracks and Radiation Measurements**, v. 14, p. 477-480, 1988.
- KAULFUSS, G.A. **Geocronologia dos núcleos de embasamento Setuva, Betara e Tigre, norte de Curitiba, Paraná**. 2001. 115 págs. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo/SP.
- KETCHAM, R.A. Forward and Inverse Modeling of Low-Temperature Thermochronometry Data. **Reviews in Mineralogy & Geochemistry**, v. 58, p. 275-314, 2005.
- KETCHAM, R.A., DONELICK, R.A., DONELICK, M.B. AFTSolve: A program for multi-kinetic modeling of apatite fission-track data. **Geological Material Research 2**, electronic, 2000.
- KRISHNASWAMI, S.; LAL, D.; PRABHU, N.; MACDOUGALL, D. Characteristics of fission tracks in zircon: applications to geochronology and cosmology. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 22, p. 51-59, 1974.
- KRÖNER, A.; CORDANI, U. African, southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology. **Tectonophysics**, v. 375, p. 325-352, 2003.
- LASLETT, G.M., GREEN, P.F., DUDDY, I.R., AND GLEADOW, A.J.W. Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. a quantitative analysis. **Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)**, v. 65, p. 1-13, 1987.
- LE ROEX, A.P.; CLIFF, R. A.; ADAIR, B.J.J. Tristan da Cunha, South Atlantic: Geochemistry and petrogenesis of a basanite-phonolite lava series. **Journal of Petrology**, v. 31, 779-812, 1990.

- LIMA, C. C. Ongoing Compression across Intraplate South America: Observations and some implications for petroleum exploitation and exploration. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 203-207, 2000.
- LIMA, M.R.; ANGULO, R.J. Descoberta de microflora em um nível linhítico da Formação Alexandra, Terciário do Estado do Paraná. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 62, p. 357-371, 1990.
- LIMA, M.R.; MEZZALIRA, S.; DINO, R.; SAAD, A.R. Descoberta de microflora em sedimento do Grupo Bauru, Cretáceo do Estado de São Paulo. **Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo**, v. 7, n. 1/2, p. 5-9, 1986.
- LISKER, F. The Evolution of the Geothermal Gradient from Lambert Graben and Mahanadi Basin – A Contribution to the Indo-Antarctic Rift Debate. **Gondwana Research**, v. 7, n. 2, p. 363-373, 2004.
- LISTER, G.S.; BALDWIN, S.L. Modelling of the effect arbitrary P-T-t histories on argon diffusion in minerals using the MacArgon Program for the Apple Macintosh. **Tectonophysics**, v. 253, p. 83-109, 1996.
- LIU, Yiqun; YUAN, M.; ZHOU, D.; FENG, Q.; JIAN, J. New progresses on geothermal history of Turpan-Hami Basin, Xinjiang, China. **Science in China (Series D)**, v. 44, n. 2, p. 166-176, 2001.
- LUTZ, T.M.; OMAR, G. An inverse method of modelling thermal histories from apatite fission – track data. **Earth Planetary Science Letters**, v. 104, p. 181 – 195, 1991.
- MAACK, R. Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. **Brazilian Archives of Biology and Technology**, p. 169-288, 1947.
- MAACK, R. Notas preliminares sobre clima, solos e vegetação do Estado do Paraná. **Arquivos de Biologia e Tecnologia (Curitiba)**, v. 2, p. 102-200, 1948.
- MACHADO JR., D.L. **Condicionamento Estrutural e Contexto Tectônico do “Alinhamento de Guapiara”**. 2000. 143 págs. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo/SP.
- MACEDO, J.M. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 3, p. 159-173, 1989.
- MACEDO, J.M. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. In: RAJA GABAGLIA, G. P. & MILANI E. J. (Eds.). **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro, PETROBRAS, p. 361-376, 1990.
- MACKTELOW, N.S.; GRASEMANN, B. Time-dependent effects of heat advection and topography on cooling histories during erosion. **Tectonophysics**, v. 270, p. 167-195, 1997.
- MANTOVANI, M.S.M.; MARQUES, L.S.; SOUZA, M.A.D.; CIVETTA, L.; ATALLA, M.; INNOCENTI, F. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná Continental Flood Basalts of Santa Catarina State (southern Brazil). **Journal of Petrology**, v. 26, p. 187-209. 1985.

- MARINI, O.J.; TREIN, E.; FUCK, R. A. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 23-25, p. 23-104, 1967.
- MARQUES, L.S. **Geoquímica dos diques toleíticos da costa sul-sudeste do Brasil: contribuição ao conhecimento da Província Magmática do Paraná**. 2001. 86 págs. Tese de Livre Docência. Instituto de Astronomia e Geofísica, Universidade de São Paulo. São Paulo/SP.
- MARSH, J.S.; EWART, A.; MILNER, S.C.; DUNCAN A.R.; MILLER, R. The Etendeka Igneous Province: magma types and their stratigraphic distribution with implications for the evolution of the Paraná – Etendeka flood basalt province. **Bulletin of Volcanology**, v. 62, p. 464-486, 2001.
- MARZOLI, A.; MELLUSO, L.; MORRA, V.; RENNE, P.R.; SGROSSO, I.; D'ANTONIO, M.; DUARTE MORAIS, L.; MORAIS, E.A.A.; RICCI, G. Geochronology and petrology of Cretaceous basaltic magmatism in the Kwanza basin (western Angola), and relationships with the Paraná – Etendeka continental flood basalt province. **Journal of Geodynamics**, v. 28, p. 341-356, 1999.
- MEESTERS A.G.C.A., DUNAI T.J. Solving the production-diffusion equation for finite diffusion domains of various shapes Part I. Implications for low-temperature (U-Th)/He thermochronology. **Chemical Geology**, v. 186, p. 333-344, 2002a.
- MEESTERS, A.G.C.A., DUNAI, T.J. Solving the production-diffusion equation for finite diffusion domains of various shapes Part II. Application to cases with α -ejection and nonhomogeneous distribution of source. **Chemical Geology**, v. 186, p. 347-363, 2002b.
- MEISLING, K. M.; P. R. COBBOLD; V. S. MOUNT. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins southeastern Brazil. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v.85. n.11, p. 1903-1924, 2001.
- MELO, M.S. **A Formação Pariquera-Açu e depósitos relacionados: sedimentação, tectônica e geomorfogênese**. 1990. 211 págs Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo/SP.
- MELO, M.S. *Canyon* do Guartelá. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; QUEIROZ, E. T.; WINGE M.; BERBERT-BORN, M. (Eds.) **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio094/sitio094.htm>, 2000, acessado em 18/05/2004.
- MELO, M.S.; FERNANDES, L.A.; COIMBRA, A.M.; RAMOS, R.G.N. O Gráben (Terciário?) de Sete Barras, Vale do Ribeira de Iguape, SP. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 19, p. 260-262, 1989.
- MELO, M.S.; GIANNINI, P.C.F.; PESSENDA, L.C.R. Gênese e evolução da Lagoa Dourada, Ponta Grossa, PR. **Revista do Instituto Geológico**, v. 21, n. 1/2, p. 17-31, 2000.
- MELO, M.S. RICCOMINI, C.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M.; COIMBRA, A.M. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 15, n. 3, p. 193-201, 1985.
- MELFI, A.; PICCIRILLO, E.M.; NARDY, A.J.R. Geologic and magmatic aspects of the Paraná Basin: an introduction. In: PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A. (Coords.). **The**

- Mesozoic flood basalts of the Paraná Basin.** Instituto Astronômico e Geofísico. Universidade de São Paulo. p. 1 – 14, 1988.
- MILANI, E.J. **Evolução tectono – estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul – Ocidental.** 1997. 255 págs. 2 vol. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre/RS.
- MILANI, E.J. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; NEVES, B.B.B. (Orgs.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** Editora Beca, São Paulo, p. 265-279, 2004.
- MILANI, E.J.; RAMOS, V. Orogenias Pós-Paleozóicas no Domínio Sul-Occidental do Gondwana e os Ciclos de Subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 4, p. 473 – 484, 1998.
- MILANI, E.J. FRANÇA, A.B.; SCHNEIDER, R.L. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 8, n. 1, p. 69-82, 1994.
- MILANI, E.J.; BRANDÃO, J.A.S.L.; ZALÁN, P.V.; GAMBOA, A.P. Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 18, n. 3, p. 351-396, 2000.
- MILANI, E.J.; MELO, J.H.G; SOUZA, P.A.; FERNANDES, L.A.; FRANÇA, A.B. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 15, n. 2, p. 265-287, 2007.
- Minerais do Paraná SA (MINEROPAR, Serviço Geológico do Paraná). **Mapa Geológico do Estado do Paraná.** Curitiba/PR. 2003. www.mineropar.gov.br.
- Minerais do Paraná SA (MINEROPAR, Serviço Geológico do Paraná). **Carta Estratigráfica do Estado do Paraná.** Curitiba/PR. 1986. www.mineropar.gov.br.
- MODICA, J.C.; BRUSH, E. Postrift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 88, n. 7, p. 923-945, 2004.
- MOHRIAK, W.U. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (Eds.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil.** CPRM, Brasília, p. 87-165, 2003.
- MOHRIAK, W.U.; DEWEY, J.F. Deep seismic reflectors in the Campos Basin, offshore Brazil. **Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society**, v.89, p. 133-140, 1987.
- MOREIRA, J. L.P.; MADEIRA, C.V.; GIL, J.A.; MACHADO, M.A.P. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 15, n. 2, p. 531-549, 2007.
- MORGAN, W.J. Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic. **Tectonophysics**, v. 94, n. 1-4, p. 123-139, 1983.
- NAESER C.W., FORBES R.B. Variation of fission track ages with depth in two deep drill holes. **EOS Transactions of the American Geophysical Union**, v. 57, p.353, 1976.

- NAESER, C.W.; DODGE, F.C.W.; FAUL, H. Fission-track annealing in apatite and sphene. **Journal of Geophysical Research**, v. 74, p. 705-710, 1969.
- NARDY, A.J.R.; MACHADO, F.B.; OLIVEIRA, M.A.F. As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n. 1, p. 178-195, 2008.
- NISHIDA, T.; TAKASHIMA, Y. Annealing of fission tracks in zircons. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 27, p. 257-264, 1975.
- O'CONNOR, J.M.; DUNCAN, R.A. Evolution of the Walvis Ridge and Rio Grande Rise hotspot system – implications for African and South America plate motions over plumes. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, p. 17475-17502, 1990.
- OLIVEIRA, C.M.M. **Estilos estruturais e evolução tectônica da Bacia do Acre**. 1994. 206 págs. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto. Ouro Preto/MG.
- OLIVEIRA, E.P.; MONTES, M.L. Os enxames de diques máficos do Brasil. In: SBG - Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, **Boletim de Resumos Expandidos**, 23, p. 4137-4154, 1984.
- OLIVEIRA, C.M.M.; ZALÁN, P.V.; ALKMIN, F.F. Tectonic evolution of the Acre Basin, Brazil. In: Simposio Bolivariano (Exploración Petrolera en las cuencas subandinas), 6, Cartagena, **Memorias**, 1, p. 46-65, 1995.
- OLIVEIRA, M.A.F.; SOUZA, S. C. A.; TEIXEIRA, W.; VASCONCELLOS, P.M. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of the Alumínio (Serra do Itaberaba Group) and Hermida (Itapira Group) amphibolite, central portion of the Ribeira Belt, Brazil: Preliminary inferences. In: SBG, South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, 4, **Extended Abstracts**, 1, p. 233-236, 2003.
- PAULA E SILVA, F.; CHANG, H. K.; CAETANO-CHANG, M. R. Sedimentation of the Cretaceous Bauru Group in São Paulo, Paraná Basin, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 28, p. 25-39, 2009.
- PEATE, D. The Paraná-Etendeka Province. In: Mahoney, J.J. & Coffin (Eds.). **Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary flood Volcanism**. Geophysical Monograph Series, 100, p. 217-245, 1997.
- PEATE, D.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. Chemical Stratigraphy of the Paraná Lavas (South America): Classification of Magma Types and their Spatial Distribution. **Bulletin of Volcanology**, v. 55, p. 119-139, 1992.
- PEREIRA, M.J.; FEIJÓ, F.J. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 8, n. 1, p. 219 – 234, 1994.
- PEREIRA, M.J.; BARBOSA, C.M.; GOMES, J.B.; ARANHA, L.G.F.; SAITO, M.; RAMOS, M.A.; CARVALHOR, M.D. STAMATO, M.; BAGNI, O. Estratigrafia da Bacia de Santos. Análise das sequências, sistemas deposicionais e revisão litoestratigráfica. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia, 34, **Anais**, 1, p. 65-79, 1986.

- PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A. J. (Eds.) **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects**. Instituto Astronômico e Geofísico – Universidade de São Paulo, São Paulo/SP. 600 p., 1988.
- PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A.J.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; ERNESTO, M.; MARQUES, L.S.; NARDY, A.J.R.; PACCA, I.G.; ROISENBERG, A.; STOLFA, D. Continental Flood Volcanism from the Paraná Basin (Brazil). In: McDOUGALL, J. D. (Ed.). **Continental Flood Basalts**. Dordrecht, p. 195-238, 1988.
- PIEKARZ, G. F. Reconhecimento de unidades correlacionáveis à sequência mineralizada do Perau, Estado do Paraná. In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 3, Curitiba, **Atas**, p. 148-154, 1981.
- PINESE, J.P.P. **Caracterização petrológica e geoquímica dos diques do Arco de Ponta Grossa**. 1989. 196 p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo/SP.
- POLDERVAART, A. Zircon in rocks 1, Sedimentary rocks. **American Journal of Science**, v. 235, p. 433-461, 1955.
- POLDERVAART, A. Zircon in rocks 2, Igneous rocks. **American Journal of Science**, v. 234, p. 521-554, 1956.
- PORTELA FILHO, C.V.; FERREIRA, F.J.F. Processamento e interpretação de dados aeromagnéticos da região central do Arco de Ponta Grossa (Bacia do Paraná). In: International Congress of the Brazilian Geophysical Society, **Proceedings**, 8, CD-Rom. 2003.
- PORTELA FILHO, C.V.; FERREIRA, F.J.F.; ROSA FILHO, E.F.; ROSTIROLLA, S.P. Compartimentação magnética-estrutural do Sistema Aquífero Serra Geral e sua conectividade com o Sistema Aquífero Guarani na região central do Arco de Ponta Grossa (Bacia do Paraná). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 3, p. 369-381, 2005.
- PRAZERES FILHO, H. J.; BASEI, M.A.S.; PASSARELLI, C.R.; HARARA, O. M.; SIGA JR., O. In: SBG, South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, 4, **Extended Abstracts**, 2, p. 656-659, 2003.
- PRICE, P.B., WALKER, R.M. Chemical etching of charged-particle tracks in solids. **Journal of Applied Physics**, v. 33, p. 3407-3412, 1962.
- RAAB, M.J. **The Geomorphic Response of the Passive Continental Margin of Northern Namibia to Gondwana Break-Up and Global Scale Tectonics**. 2001. 261 págs. Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades, Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultäten. Universität zu Göttingen.
- RAHN, M.K., BRANDON, M.T., BATT, G.E., GARVER, J.I. A zero-damage model for fission-track annealing in zircon. **American Mineralogist**, v. 89, p. 473-484, 2004.
- RAMOS, V. A. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 183-190, 1999.

- RAVENHURST, C.E.; RODEN-TICE, M.K.; MILLER, D.S. Thermal annealing of fission tracks in fluorapatite, chlorapatite, manganoapatite, and Durango apatite: experimental results. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 40, p. 995–1007, 2003.
- REINERS, P.W.; BRANDON, M.T. Using the Thermochronology to understand orogenic erosion. **Annual Review of Earth and Planetary Science**, v. 34, p. 419-466, 2006.
- REINERS, P.W., EHLERS, T.A. (Eds.) **Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications**, Mineralogical Society of America, **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, Washington D.C., v. 58, 22 chapters, 622 p, 2005.
- RENNE, P.R.; DECKART, K.; ERNESTO, M.; FÉRAUD, G.; PICCIRILLO, E.M. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 144, p.199-211, 1996.
- RENNE, P.R.; ERNESTO, M.; PACCA, I.I.G. COE, R.S.; GLEN, J.M.; PRÉVOT, M.; PERRIN, M. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic -Cretaceous boundary. **Science**, v. 258, p. 975 – 979, 1992.
- RIBEIRO A., TROUW R.A.J, ANDREIS R.R., PACIULLO F.V.P., VALENÇA J.G. Evolução das bacias Proterozóicas e o Termo-tectonismo Brasileiro na margem sul do Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 4, p. 235-248, 1995.
- RIBEIRO, L.F.B.; HACKSPACHER, P.C.; RIBEIRO, M.C.S.; HADLER NETO, J.C.; TELLO SAENZ, C.A.; IUNES, P.J.; FRANCO, A.O.B.; GODOY, D.F. Thermotectonic and fault dynamic analysis of Precambrian basement and tectonic constraints within the Paraná Basin. **Radiation Measurements**, v. 39, p. 669-673, 2005.
- RIBEIRO, M.C.S. **Termocronologia e História denudacional da Serra do Mar e Implicações no controle deposicional da Bacia de Santos**. 2007. 187 págs. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro/SP.
- RIBEIRO, M.C.S.; HACKSPACHER, P.C.; STÖCKLI, D.; RIBEIRO, L.F.B.; SOARES, C.J.; HADLER NETO, J.C. Low-Temperature Thermochronology and Landscape Evolution of the Serra do Mar Mountain Range, southeast Brazil: New insights on apatite fission track and (U-Th)/He ages. **Journal of South American Earth Science**, in press, 2008.
- RICCOMINI, C. **O Rift Continental do Sudeste do Brasil**. 1989. 256 págs. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo/SP.
- RICCOMINI, C. **Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondwanicos da porção centro-oriental do estado de São Paulo e áreas vizinhas**. 1995. 100 págs. Tese de Livre Docência. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo/SP.
- RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L.G.; FERRARI, A.L. Evolução Geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: Mantesso Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Neves, B. B. B. (Orgs.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Editora Beca, São Paulo, p. 383-405, 2004.

- RICCOMINI, C.; COIMBRA, A.M.; SANT'ANNA, L.G.; BRANDT NETO, M.; VALARELLI, J.V. Argilominerais do paleolago Tremembé e sistemas deposicionais relacionados (Paleógeno, Rifte Continental do Sudeste do Brasil). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 26, p. 167-180, 1996.
- RIFFEL, S.B. **Curva hipsométrica no mapeamento de paleosuperfícies: abordagem quantitativa**. 2005. 76 págs. Dissertação de Mestrado. Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná. Curitiba/PR.
- RODEN, M.F.; MURHY, V. R.; GASPAR, G.C. Sr and Nd isotopic composition of the Jacupiranga carbonatite. **Journal of Geology**, v. 93, p. 212-220, 1985.
- RÖMER, W. Accordant summit heights, summit levels and the origin of the “upper denudation level” in the Serra do Mar (SE-Brazil, São Paulo): a study of hillslope forms and processes. **Geomorphology**, v. 100, p. 312–327, 2008.
- ROSTIROLLA, S. P.; MANCINI, F.; RIGOTI, A. Reativação de Megalineamentos na Evolução Fanerozóica da Placa Sul-Americana. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 10, Curitiba, **Boletim de Resumos Expandidos**, 1, p. 290-293, 2005.
- SADOWSAKI, G. R.; CAMPANHA, G. Grandes falhas no Brasil Continental. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; NEVES, B. B. B. (Orgs.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Editora Beca, São Paulo, p. 407-421, 2004.
- SAINI, H.S.; SHARMA, O.P.; PARSHAD, R.; NAGPAUL, K.K. Fission track annealing characteristics of epidote: applications to geochronology and geology. **Nuclear Tracks Detection**, v. 2, p. 133–140, 1978.
- SALAMUNI, E. **Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR)**. 1998. 214 p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro/SP.
- SALAMUNI, E.; EBERT, H.D.; HASUI, Y. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 34, n. 4, p. 469-478, 2003.
- SALAMUNI, E.; SALAMUNI, R.; EBERT, H. D. Contribuição à geologia da bacia sedimentar de Curitiba (PR). **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 47, p. 123-142, 1999.
- SALAMUNI, E.; EBERT, H.D.; BORGES, M.S.; HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; SALAMUNI, R. Tectonics and sedimentation in the Curitiba Basin, south of Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 15, p. 901-910, 2004.
- SANFORD, R.M.; LANGE, F.W. Basin study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline, South Brasil. **Bulletin of American Association of Petroleum Geologist**, v. 44, n. 8, p. 1316-1370, 1960.
- SCHNEIDER, R.L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, 28, **Anais**, 1, p. 41 – 65, 1974.

- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. **Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais. 1:2.500.000**, Departamento Nacional da Produção Mineral, Rio de Janeiro, 1981.
- SHARMA, Y.P.; LAL, N.; BAL, K.D.; PARSHAD, R.; NAGPAUL, K.K. Closing temperature of different fission track clocks. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 72, p. 335-336, 1980.
- SIGA JR., O. **Domínios Tectônicos do Sudeste do Paraná e Nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal**. 1995. 212 p., anexos. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo/SP.
- SILK, E.C.H.; BARNES, R.S. Examination of fission fragment tracks with a electron microscope. **Philosophical Magazine**, v. 4, p. 970-972, 1959.
- SMITH, W.H.; SANDWELL, D.T. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. **Science**, v. 277, p. 1957-1962, 1977.
- SOARES, A.P.; SOARES, P.C.; BETTÚ, D.F.; HOLZ, M. Compartimentação estrutural da Bacia do Paraná: a questão dos lineamentos e sua influência na distribuição do Sistema Aquífero Guarani. **Geociências, UNESP**, v. 26, n. 4, p. 297-311, 2007.
- SOARES, P.C., BARCELLOS, P.E., CORDAS, S.M. **Análise, interpretação e integração de lineamentos a a partir de imagens (Radar-Landsat) e suas relações com a tectônica da Bacia do Paraná**. São Paulo, Relatório Paulipetro nº 342/82, Consórcio CESP/IPT, 1982.
- SOARES, P.C.; FIORI, A.P.; CARMIGNANI, L.; ROSTIROLLA, S.P. A geotectonic view of the Ribeira and Dom Feliciano belts. **Revista Brasileira de Geociências**, v.30. n.1, p. 130-134, 2000.
- SOARES, P.C.; LANDIM, P. M.B.; FÚLFARO, V.J.; SOBREIRO NETO, A.F. Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no estado de São Paulo: Grupo Bauru. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 10, n. 3, p. 177-185, 1980.
- SOUZA, L.A.P.; TESSLER, M.G.; GALLI, V.L. O Gráben da Cananéia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 26, p. 139-150, 1996.
- STEWART, K.; TURNER, S.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; KIRSTEIN, L.; MANTOVANI, M. 3D, ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 143, p. 95-109, 1996.
- STRUGALE, M.; ROSTIROLLA, S.P.; MANCINI, F.; PORTELA FILHO, C.V.; FERREIRA, F.J.F.; FREITAS, R.C. Structural framework and Mesozoic-Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 24, p. 203-227, 2007.
- STÜWE, K.; HINTERMÜLLER, M. Topography and isotherms revisited: the influence of laterally migrating drainage divides. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 184, p. 287-303, 2000.

- STÜWE, K.; WHITE, L.; BROWN, R. The influence of eroding topography on steady state isotherms. Application to fission track analysis.. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 124, p. 63-74, 1994.
- SUMMERFIELD, M. A. **Geomorphology and Global Tectonics**. Chichester, New York, Weinheim, Brisbane, Singapore, Toronto: John Wiley & Sons. 367 págs, 2000.
- TAGAMI, T. Zircon fission-track thermochronology and applications to fault studies. In: Reines, P. & Ehlers, T. A. (Eds.). **Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications**. Mineralogical Society of America, Geochemical Society, 58, p. 95-122, 2005.
- TAGAMI, T.; SHIMADA, C. Natural long-term annealing of the zircon fission track system around a granitic pluton. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, p. 8245-8255, 1996.
- TAGAMI, T.; CARTER, A.; HURFORD, A.J. Natural long-term annealing of the zircon fission track system in Vienna Basin deep borehole samples: constraints upon the partial annealing zone and closure temperature. **Chemical Geology**, v. 130, p. 147-157, 1996.
- TAGAMI, T.; ITO, H.; NISHIMURA, S. Thermal annealing characteristics of spontaneous fission tracks in zircon. **Chemical Geology**, v. 80, p.159–69, 1990.
- TAGAMI, T.; GALBRAITH, R.F.; YAMADA, R.; LASLETT, G.M. Revised annealing kinetics of fission tracks in zircon and geological implications. In: Van den haute, P. & De Corte, F. (Eds). **Advances in Fission-Track Geochronology**, Kluwer Academic Publishers, p. 99-112, 1998.
- TAGAMI, T.; UTO, K.; MATSUDA, T.; HASEBE, N.; MATSUMOTO, A. K– Ar biotite fission-track zircon ages of the Nisatani Dacite, Iwate Prefecture, Japan: a candidate for Tertiary age standard. **Geochemical Journal**, v. 29, p. 207– 211, 1995.
- TEIXEIRA, A.L.; GAUCHER, C.; PAIRA, P. S. G.; FONSECA, M. M.; PARENTE, C. V. P.; SILVA FILHO, W. F.; ALMEIDA, A. H. Bacias do estágio da transição da Plataforma Sul-Americana. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; NEVES, B. B. B. (Orgs.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Editora Beca, São Paulo, p. 487-536, 2004.
- TELLO SAENZ, C.A. **Estudo de annealing de traços de fissão em apatitas, tanto em seções basais quanto em seções sem orientação preferencial, análise dos comprimentos dos traços de fissão**. 1998. 111 págs. Tese de Doutorado. Instituto de Física Gleb Wataghin, Universidade de Campinas. Campinas/SP.
- TELLO SAENZ, C.A.; HACKSPACHER, P.C.; HADLER NETO, J. C.; IUNES, P.J.; GUEDES, PAULO, S.R.; RIBEIRO, L.F.B. Recognition of Cretaceous, Paleocene and Neogene Tectonic Reactivation, through Apatite Fission-Track Analysis, in Precambrian areas of the Southeast Brazil: Association with the South Atlantic Ocean Opening. **Journal of South American Earth Science**, v. 15, p. 137 – 142, 2003.
- TELLO SAENZ, C.A.; PALISSARI, R.; HADLER, J.C.; IUNES, P.J.; GUEDES, S.; CURVO, E.A.; PAULO, S.R. Annealing experiments on induced fission tracks in apatite: Measurements of horizontal confined track lengths and track densities in basal sections and randomly oriented grains. **American Mineralogist**, v. 91, p. 252–260, 2006.

- The Geological Society of America. **Geologic Time Scale**. In: Walker, J.D. & GEISSMAN, J. W. (Compilers). 2009, doi: 10.1130/2009.CTS004R2C.
- THOMAZ FILHO, A.; CESERO, P.; MIZUSAKI, A.M.; LEÃO, J.G. Hot spot volcanic tracks and their implications for south American plate motion, Campos basin (Rio de Janeiro state), Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 18, p. 383-389, 2005.
- THOMPSON, R.N.; GIBSON, S.A.; MITCHELL, J.G.; DICKIN, A.P.; LEONARDOS, O.H.; BROD, J.A.; GREENWOOD, J.C. Migration Cretaceous-Eocene magmatism in the Serra do Mar alkaline province, SE Brazil: melts from the deflected Trindade mantle plume? **Journal of Petrology**, v. 39, p. 1493-1526, 1998.
- TOYODA, K.; HORIUCHI, H.; TOKONAMI, M. Duplal anomaly of Brazilian carbonatites: Geochemical correlations with hotspots in the South Atlantic and implications for mantle source. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 126, p. 315-331, 1994.
- TÖPFNER, C. Brasiliano-Granitoide in den Bundesstaaten São Paulo und Minas Gerais eine vergleichende Studie. **Münchener Geologische Hefte**, A17. 258 p. 1996.
- TRZASKOS, B. **Anisotropia estrutural de arenitos do Grupo Itararé, Permocarbonífero da Bacia do Paraná**. 2006. 151 págs. Tese de Doutorado. Departamento de Geologia. Universidade Federal do Paraná.
- TURCOTTE, D.L.; SCHUBERT, G. **Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems**. John Wiley and Sons, New York, first edition, 450 págs, 1982.
- TURNER, S.P.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C., MANTOVANI, M.S.M. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ geochronology. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 121, p. 333-348, 1994.
- ULBRICH, H.H.G.J.; GOMES, C. B. Alkaline rocks from continental Brazil. **Earth Science Reviews**, v. 17, p. 134-154, 1981.
- VALERIANO C.M., MACHADO N., SIMONETTI A., VALLADARES C.S., SEER H.J., SIMÕES L.S. U-Pb geochronology of the southern Brasília Belt (SE Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West-Gondwana. **Precambrian Research**, v. 130, n. 1-4, 27-55, 2004
- VESELY, F.F. **Análise de seqüências em sucessões glaciais: estudo de caso no Grupo Itararé (C – P), nordeste do estado do Paraná**. 2001. 191 págs. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro/SP.
- VIEIRA, A.J. Geologia do centro e nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo. In: SBG - Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju, 27, **Anais**, 3, p. 259-277, 1973.
- VIGNOL-LELARGE, M. L. M.; SOLIANI JR., E.; POUPEAU, G. Datação pelos traços de fissão do Domínio Meridional da Serra do Mar (Arco de Ponta Grossa - Brasil). In: SBG - Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário Camboriú, 38, **Anais**, 1, p. 379 – 380, 1994.
- VOLKMER, S.; FORTES, E. Análise preliminar da geomorfologia dos terrenos vulcânicos da região oeste do estado do Paraná. In: Simpósio de Geografia Física Aplicada, Resumos

Expandidos. 2003. Obtido em <http://geografia.igeo.uerj.br/xsbgf/cdrom/>, acessado em 07/07/2005.

WAGNER, G.A. The geological interpretation of fission track ages. **Transactions of the American Nuclear Society**, v. 15, p. 117, 1972.

WAGNER, G. A.; REIMER, G.M. Fission track tectonics: the tectonic interpretation of fission track apatite ages. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 14, p. 263-268, 1972.

WAGNER, G.; VAN DEN HAUTE, P. **Fission Track Dating**. Kluwer Academic Publishers, 283 p., 1992.

WANG, Z.X.; LI, T.; ZHANG, J.; LIU, Y.Q.; MA, Z.J. The uplifting process of the Bogda Mountain during the Cenozoic and its tectonic implication. **Science in China (Series D, Earth Sciences)**, v. 51, n. 4, p. 579-593, 2008.

WEBER, W.; SIGA JR., O.; SATO, K.; BASEI, M. A. S.; REIS NETO, J.M. U-Pb (zircon) ages of metabasic rocks of the Água Clara Formation in the Araçáiba region – São Paulo (Brazil): Preliminary data. In: SBG, South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, 4, **Extended Abstracts**, 2, p. 706-709, 2003.

WEISSEL, J.K.; KARNER, G.D. Flexural uplift of rift flanks due to mechanical unloading of the lithosphere during extension. **Journal Geophysical Research**, v. 94, p. 13919-50, 1989.

WHITE, R.S.; MCKENZIE, D.P. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, p. 7685-7729, 1989.

WILLETT, S. D. Inverse modeling of annealing of fission tracks in apatite 1: A controlled random search method. **American Journal of Science**, v. 297, p. 939-969. 1997.

WOLF, R.A., FARLEY, K.A., KASS, D.M. Modelling of the temperature sensitivity of the apatite (U-Th)/He thermochronometer. **Chemical Geology**, v. 148, 105-114, 1998.

YAMADA, R.; TAGAMI, T.; NISHIMURA, S. Assessment of overetching factor for confined fission track length measurement in zircon. **Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)**, v. 104, p. 251-259, 1993.

YAMADA, R.; TAGAMI, T.; NISHIMURA, S. Confined fission-track length measurement of zircon; assessment of factors affecting the paleotemperature estimate. **Chemical Geology**, v. 119, p. 293-306, 1995a.

YAMADA, K., TAGAMI, T., SHIMOBAYASHI, N. Experimental study on hydrothermal annealing of fission track in zircon. **Chemical Geology**, v. 201, p. 351-357, 2003.

YAMADA, R.; TAGAMI, T.; NISHIMURA, S.; ITO, H. Annealing kinetics of fission tracks in zircon; an experimental study. **Chemical Geology**, v. 122, p. 249-258, 1995b.

YAMADA, R.; YOSHIOKA, T.; WATANABE, K.; TAGAMI, T.; NAKAMURA, H.; HASHIMOTO, T.; NISHIMURA, S. Comparison of experimental techniques to increase the number of measurable confined fission tracks in zircon. **Chemical Geology**, v. 149, p. 99-107, 1998.

- YOUNG, D.A. Etching of radiation damage in lithium fluoride. **Nature**, v. 182, p. 365–367, 1958.
- ZALÁN, P. V. Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; NEVES, B. B. B. (Orgs.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Editora Beca, São Paulo, p. 595-612, 2004.
- ZALÁN, P.V.; OLIVEIRA, J.A.B. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 13, n. 2, p. 269- 300, 2005.
- ZALÁN, P. V.; WOLF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná. In: Simpósio Sul – Brasileiro de Geologia, Curitiba, 3, **Atas**, p. 441 – 447, 1987.
- ZALÁN, P. V., WOLFF, S., CONCEIÇÃO, J. C., MARQUES, A., ASTOLFI, M. A. M., VIEIRA, I. S., APPI, V. T. Bacia do Paraná. In: Raja Gabaglia, G. P.; Milani, E. J. (Coords.). **Origem e evolução de Bacias Sedimentares**. PETROBRAS, Rio de Janeiro, p. 135 – 164, 1990.
- ZAUN, P.E., WAGNER, G.A. Fission-track stability in zircons under geological conditions. **Nuclear Tracks**, v. 10, p. 303-307, 1985.

282	35	99	449	191,87	23,81	8,06	88 ± 7	85 ± 15	53,46 ± 1,39
105	8	91	335	223,08	17,78	13,12	150 ± 20	138 ± 51	21,11 ± 1,39
418	49	100	575	260,11	30,42	8,53	96 ± 7	90 ± 14	73,9 ± 14,2
393	52	100	565	226,44	29,96	7,56	87 ± 6	80 ± 12	49,50 ± 10,35
134	19	92	406	151,92	21,54	7,07	90 ± 18	75 ± 18	49,16 ± 3,88
292	40	99	481	186,22	25,51	7,3	89 ± 10	77 ± 13	46,8 ± 3,95
354	32	99	343	200,68	18,14	11,06	140 ± 14	117 ± 21	não possui
85	13	98	636	220,39	33,71	6,54	71 ± 6	69 ± 21	não possui
184	17	99	499	286,24	26,44	10,82	126 ± 15	114 ± 29	não possui
275	27	99	440	237,67	23,33	10,18	121 ± 22	107 ± 22	não possui
230	27	99	566	255,58	30	8,52	97 ± 9	90 ± 18	não possui
73	9	82	660	283,91	35	8,11	89 ± 16	86 ± 30	não possui
201	27	94	240	89,17	11,97	7,44	94 ± 12	79 ± 16	não possui
268	22	99	497	320,71	26,32	12,18	148 ± 18	128 ± 28	não possui

,31 ± 0,01) x 10^15 cm-2

8	21,96	4,19	5,795	11,86 ± 0,35 (3)	23 ± 2	nulo	1101204a (IRMM), I051104a (IRMM)	7,51 ± 0,23	6,28 ± 0,23
xx	0,27	0,054	0,065	xx	27 ± 2	94 ± 18	I051104a (IRMM)	6,63 ± 0,27	3,35 ± 0,053
xx	39,97	5,42	6,24	xx	18 ± 2	29 ± 6	I101204a (IRMM)	4,44 ± 0,21	6,51 ± 0,23
1	12,57	2,737	3,445	10,9 ± 0,19 (19)	21 ± 2	35 ± 5	I101204a (IRMM), I180504b (CN2, CN5)	5,53 ± 0,14	3,69 ± 0,051
0,6	15,97	3,61	3,72	10,67 ± 0,33 (3)	26 ± 3	nulo	I051104a (IRMM)	6,63 ± 0,27	3,55 ± 0,053
8	0,14	19,11	22,91	11,13 ± 0,29 (11)	14 ± 2	25 ± 5	I130905a (CN1)	6,68 ± 0,21	9,8 ± 0,10
64	9,35	3,22	3,51	11,4 ± 0,32 (27)	53 ± 2	86 ± 11	I180504b (CN2, CN5)	10,58 ± 0,25	4,41 ± 0,44
99	25,39	4,11	6,22	11,1 ± 0,17 (44)	22 ± 2	40 ± 5	I221106a (IRMM)	6,98 ± 0,28	3,74 ± 0,53
99	43,23	4,59	10,6	11 ± 0,57 (3)	17 ± 2	33 ± 5	I221106a (IRMM)	6,98 ± 0,28	3,74 ± 0,53
27	40,41	5,8	9,91	11,31 ± 0,26 (19)	16 ± 1	27 ± 4	I221106a (IRMM)	6,98 ± 0,28	3,74 ± 0,53
10	47,49	20,24	116,45	11,4 ± 0,28 (3)	6 ± 1	10 ± 3	I221106a (IRMM)	6,98 ± 0,28	3,74 ± 0,53
0,05	13,11	5,28	3,19	10,52 ± 0,33 (38)	66 ± 2	198 ± 30	I160307 (IRMM)	9,5 ± 0,39	5,33 ± 0,52
79	10,04	4,57	3,87	10,12 ± 0,48 (4)	74 ± 14	nulo	I180504b (CN2, CN5)	10,58 ± 0,25	4,41 ± 0,44
51	14,7	5,366	5,122	nulo	49 ± 11	nulo	I180504a (CN1)	9,59 ± 0,33	14,06 ± 0,032
0,6	11,33	2,87	2,66	11,25 ± 0,1 (2)	59 ± 7	nulo	I130905a (CN1)	6,68 ± 0,21	9,8 ± 0,10
53	66,99	23,3	28,7	12,1 ± 0,23 (23)	50 ± 3	68 ± 10	I280408 (CN5)	11,98 ± 0,37	4,99 ± 0,044
99	38,68	12,02	16,56	11,9 ± 0,2 (26)	49 ± 2	69 ± 10	I280408 (CN5)	11,98 ± 0,37	4,99 ± 0,044
98	14,69	6,01	6,29	11,49 ± 0,29 (17)	53 ± 3	82 ± 12	I280408 (CN5)	11,98 ± 0,37	4,99 ± 0,044
1,15	12,55	4,41	5,37	12,08 ± 0,34 (11)	48 ± 3	65 ± 10	I280408 (CN5)	11,98 ± 0,37	4,99 ± 0,044
2,5	30,46	6,19	10,27	11,4 ± 0,29 (15)	33 ± 2	53 ± 8	I280408 (CN5)	11,98 ± 0,37	4,99 ± 0,044
99	18,7	6,22	8,18	11,52 ± 0,21 (34)	49 ± 4	76 ± 11	I280408 (CN5)	11,98 ± 0,37	4,99 ± 0,044
99	15,69	5,97	6,72	11,69 ± 0,31 (32)	47 ± 4	68 ± 10	I280408 (CN5)	11,98 ± 0,37	4,99 ± 0,044
94	19,54	6,72	8,23	11,03 ± 0,32 (16)	53 ± 4	101 ± 15	I280408 (CN5)	11,98 ± 0,37	4,99 ± 0,044

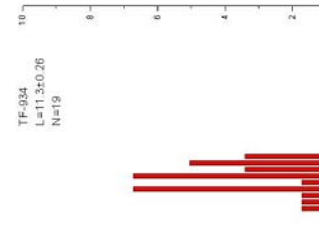
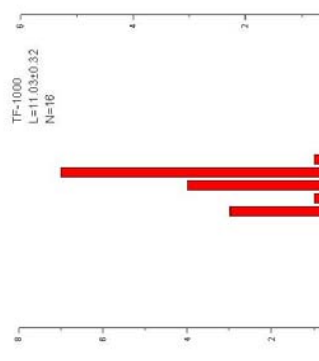
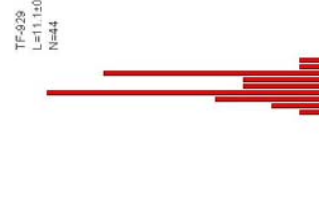
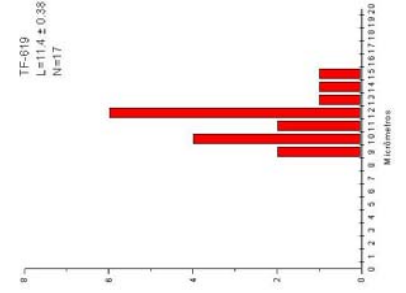
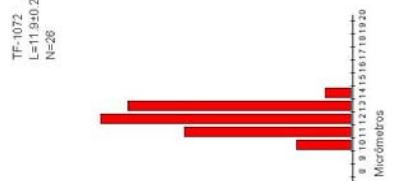
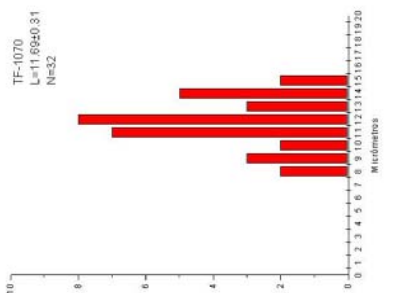
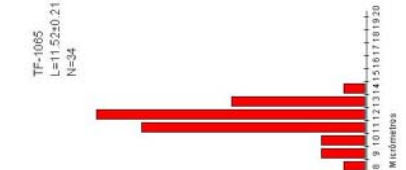
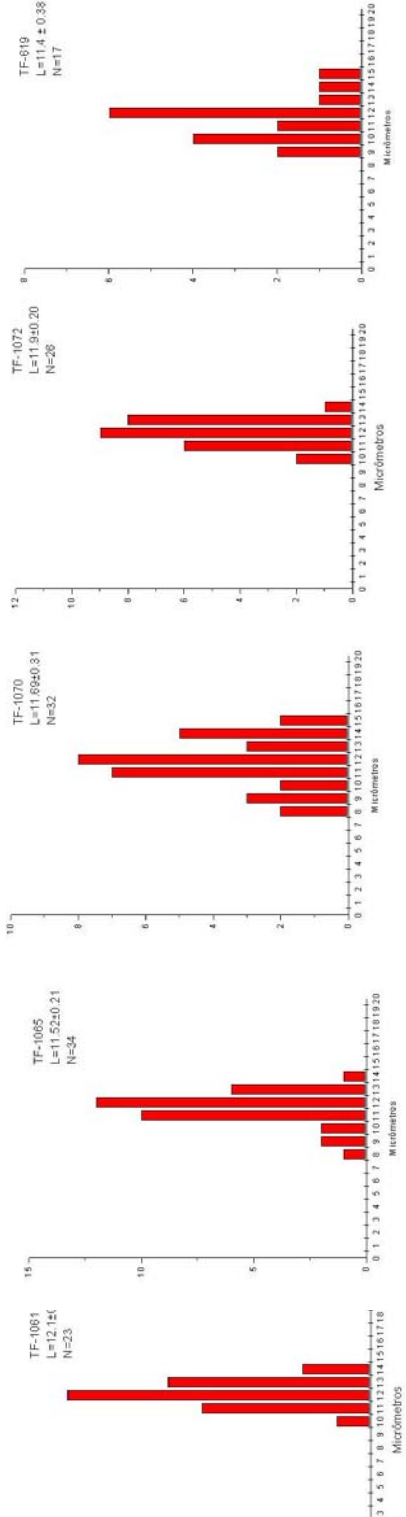


Tabela 2

ANEXO 1

Descrição de campo e litológica das amostras coletadas e respectivo mineral utilizado para datação

Amostra	Coordenadas Geográficas	Altitude (m)	Localização Geográfica	Litologia	Mineral utilizado
TF-566	49°19' W 23°57' S	605	Itararé (SP) a Itaporanga (SP)	Arenito do Grupo Itararé intercalado por siltitos e arenitos	Apatita
TF-620	49°37' W 24°22' S	1027	Jaguariaíva (PR) a Cerro Azul (PR)	Dique de diabásio	Apatita
TF-785	49°52' W 24°27' S	1075	Jaguariaíva (PR) a Castro (PR)	Granito	Apatita
TF-798b	49°45' W 24°50' S	1075	Curiúva (PR) a Figueira (PR)	Granito	Apatita
TF-929	49°37' W 25°27' S	1030	Área urbana de Campo Largo (PR), Pedreira São Jorge	Granito intrudido em migmatito	Apatita
TF-930	49°17' W 25°19' S	920	Curitiba (PR) a Almirante Tamandaré (PR)	Gnaiss com bandas de xisto e félsicos	Apatita
TF-933	49°05' W 24°55' S	903	Tunas do Paraná (PR) a Adrianópolis (SP)	Rocha Alcalina – Maciço Alcalino de Tunas	Apatita
TF-934	49°02' W 24°47' S	890	Tunas do Paraná (PR) a Adrianópolis (SP)	Granito	Apatita
TF-1000	48°37' W 24°17' S	814	Ribeira (PR) a Apiaí (SP)	Granito	Apatita
TF-1007	48°58' W 24°33' S	603	Guapiara (PR) a Apiaí (SP)	Sienogranito	Apatita
TF-1061	49°26' W 25°25' S	924	Curitiba (PR) a Ribeira (SP)	Granito	Apatita
TF-1068	49°38' W 25°12' S	845	Curitiba (PR) a Castro (PR), Vila Três Córregos	Álcali-Granito	Apatita
TF-1069	49°37' W 25°11' S	670	Curitiba (PR) a Castro (PR), Estrada do Cerne	Granito porfiróide	Apatita
TF-1072	49°43' W 25°01' S	590	Curitiba (PR) a Castro (PR), Estrada do Cerne	Granito porfiróide	Apatita

TF-1073	49°53' W 24°50' S	1008	Curitiba (PR) a Castro (PR), Estrada do Cerne	Leuco-granito	Apatita
TF-619	49°31' W 24°26' S	1048	Jaguariaíva (PR) a Cerro Azul (PR)	Granito	Apatita e Zircão
TF-621	49°37' W 24°20' S	1145	Jaguariaíva (PR) a Cerro Azul (PR)	Granito – contato com Formação Furnas	Apatita e Zircão
TF-623	49°44' W 24°13' S	969	Jaguariaíva (PR) a Ourinhos (SP)	Arenito conglomerático da n. Furnas próximo ao contato c/ Fm. Pta Grossa	Apatita e Zircão
TF-625	49°37' W 24°20' S	1075	Jaguariaíva (PR) a Ourinhos (SP)	Arenito da porção basal do Grupo Itararé	Apatita e Zircão
TF-1065	49°43' W 25°01' S	812	Curitiba (PR) a Castro (PR), Estrada do Cerne	Granito	Apatita e Zircão
TF-1070	49°40' W 25°08' S	871	Curitiba (PR) a Castro (PR), Estrada do Cerne	Granito porfiróide	Apatita e Zircão
TF-622	49°38' W 24°19' S	1215	Jaguariaíva (PR) a Ourinhos (SP)	Arenito da Formação Furnas a ± 15m do contato com embasamento	Zircão
TF-627	49°51' W 24°03' S	906	Arapoti (PR) a Wenceslau Braz (PR)	Arenito do Grupo Itararé	Zircão
TF-788	50°03' W 24°45' S	1003	Castro (PR) a Tibagi (PR)	Granito	Zircão
TF-789	50°09' W 24°45' S	1157	Castro (PR) a Tibagi (PR)	Arenito conglomerático basal da Fm. Furnas	Zircão
TF-790	50°24' W 24°31' S	776	Castro (PR) a Tibagi (PR)	Folhelho com arenito do contato da Fm. Furnas com Fm. Ponta Grossa	Zircão
TF-796	50°38' W 24°18' S	741	Telêmaco Borba (PR) a Curiúva (PR)	Arenito da Fm. Rio Bonito	Zircão
TF-931	49°06' W 25°06' S	1002	Bocaiúva do Sul (PR) a Tunas do Paraná (PR)	Gnaiss – Complexo Gnáissico-Migmatítico Costeiro	Zircão
TF-1062	49°27' W 25°21' S	907	Curitiba (PR) a Castro (PR), Estrada do Cerne	Meta-arenito	Zircão

Descrição petrográfica e fotomicrografia

Lâmina TF-1072 – Granito porfirítico, apresentando plagioclásios altamente sericitizados e raras inclusões de muscovitas, cujos cristais são subhedrais submilimétricos a milimétricos.

Fotomicrografia TF-1072 a – Detalhe para os plagioclásios sericitizados e quartzo com formação de subgrãos (Aumento 100x).

Fotomicrografia TF-1072 b – Detalhe para cristal de apatita no centro (Aumento 200x).

Lâmina TF-1073 – Leuco-granito fanerítico inequigranular. Presença de plagioclásios anédricos e sericitizados, com inclusões de biotita. Microclínio (e raramente ortoclásio) sericitizado e com exsoluções mimerquíticas no contato com o quartzo.

Fotomicrografia TF-1073 a – Detalhe para exsoluções mimerquíticas no contato entre os cristais de FK e quartzo, este último com extinção ondulante (Aumento 100x).

Lâmina TF-1068 – Álcali-granito fanerítico com grãos sub a euhedrais. Cristais de quartzo apresentam exsoluções mimerquíticas em contato com microclínio e ortoclásio, e micro-fraturas às vezes preenchidas por sericita. Plagioclásio, mais raramente Feldspato potássico (microclínio e ortoclásio), encontram-se sericitizados.

Fotomicrografia TF-1068 a – Detalhe para os cristais de quartzo com rara extinção ondulante, plagioclásio sericitizado e feldspato potássico com geminação típica (Aumento 250x).

Fotomicrografia TF-1068 b – Detalhe para grãos de zircão dispersos ou como inclusões (Aumento 100x).

Lâmina TF-1069 – Granito porfirítico, apresentando plagioclásios e feldspatos potássicos sericitizados e com agulhas de muscovitas, de granulação submilimétrica a milimétrica. Biotita apresenta leve cloritização e com inclusões de zircão.

Fotomicrografia TF-1069 a – Detalhe para microclínio com alteração sericítica e biotita (Aumento 250x).

Lâmina TF-1061 – Granito fanerítico fino, apresentando cristais de quartzo, feldspato potássico (microclínio e ortoclásio, subordinadamente) e plagioclásio com textura submilimétrica inequigranular, com alteração sericítica. Plagioclásio e quartzo apresentam extinção ondulante, sendo que este último apresenta formação de subgrãos. Presença de biotita.

Fotomicrografia TF-1061 a – Detalhe para textura submilimétrica dos grãos em matriz sericitizada de plagioclásio e feldspato potássico (Aumento 100x).

Lâmina TF-1070 – Granito porfirítico inequigranular, apresentando fenocristais de plagioclásio sericitizado. Presença de cristais de zircão em biotita. Presença de titanita e zircão dispersos na matriz. Biotita levemente cloritizada.

Fotomicrografia TF-1070 a – Detalhe plagioclásio sericitizado, zircão e biotita (Aumento 100x).

Lâmina TF-930 – Granito porfirítico, com cristais sub a anhedrais apresentando feldspatos potássicos (microclínio e ortoclásio) bastante sericitizados. Presença de muscovita também sericitizadas. Quartzo apresenta extinção ondulante e formação de subgrãos.

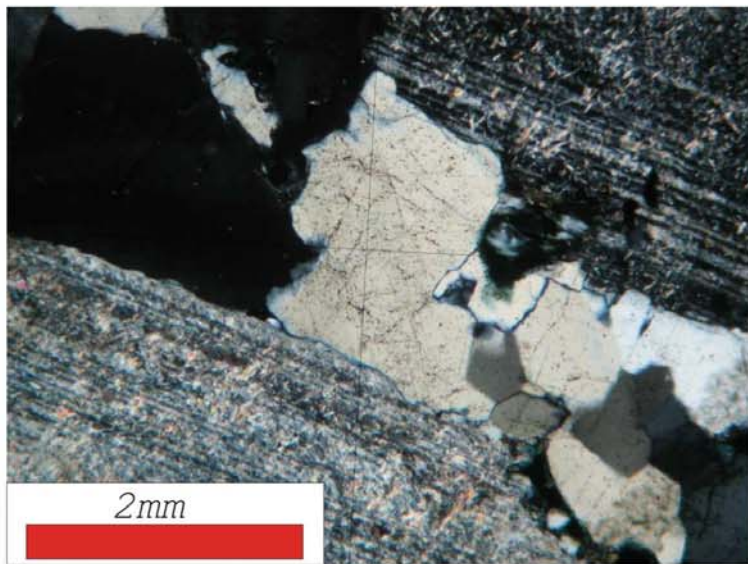
Fotomicrografia TF-930 a – Detalhe para fenocristais de feldspato potássico com alteração sericítica e quartzo com formação de subgrãos (Aumento 100x).

Fotomicrografia TF-930 b – Idem ao anterior, porém com nicóis cruzados (Aumento 100x).

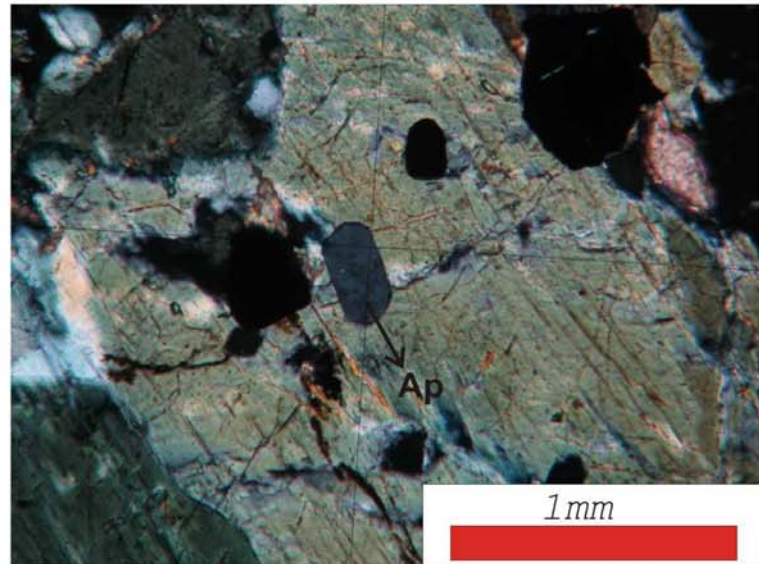
Lâmina TF-929 – Granito foliado porfirítico com matriz fina (submilimétrica) de quartzo, feldspato potássico (microclínio) e plagioclásio sericitizada. Muscovita envolve fenocristais de feldspato potássico. Também ocorrem fenocristais de quartzo com extinção ondulante e formação de subgrãos.

Fotomicrografia TF-929 a – Detalhe para fenocristais de feldspato potássico com alteração sericítica (Aumento 100x).

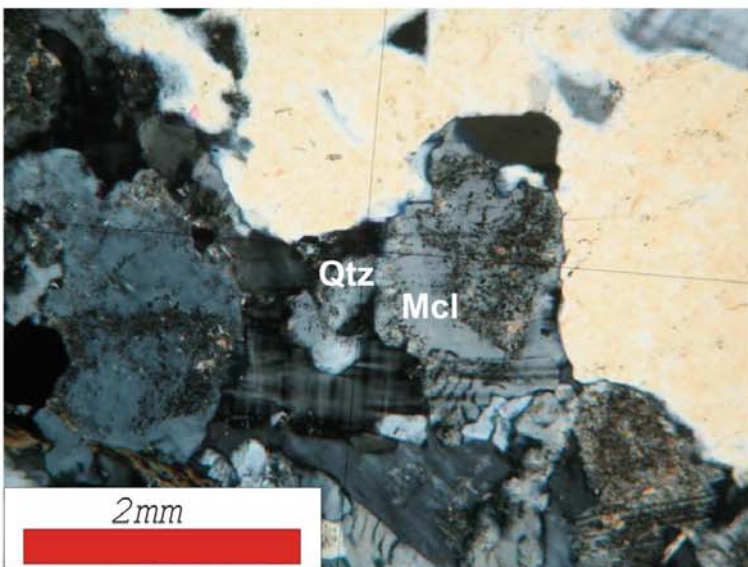
Fotomicrografias



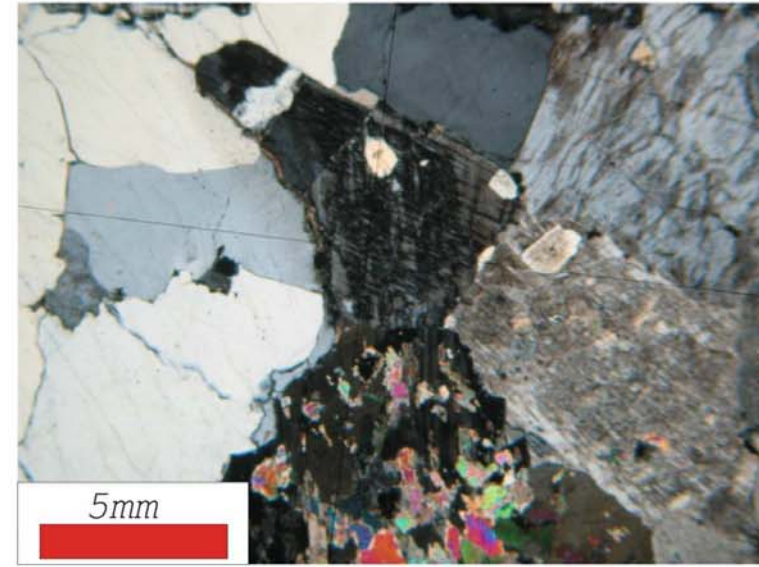
Fotomigrafia TF-1072 a



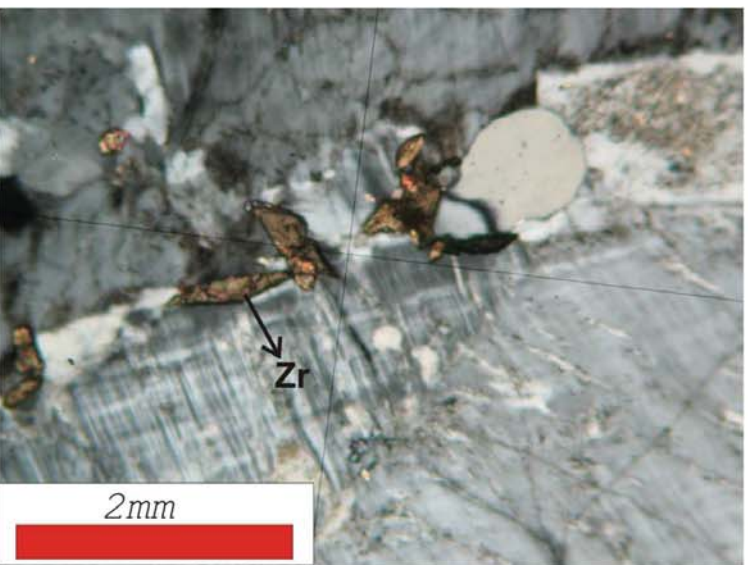
Fotomigrafia TF-1072 b



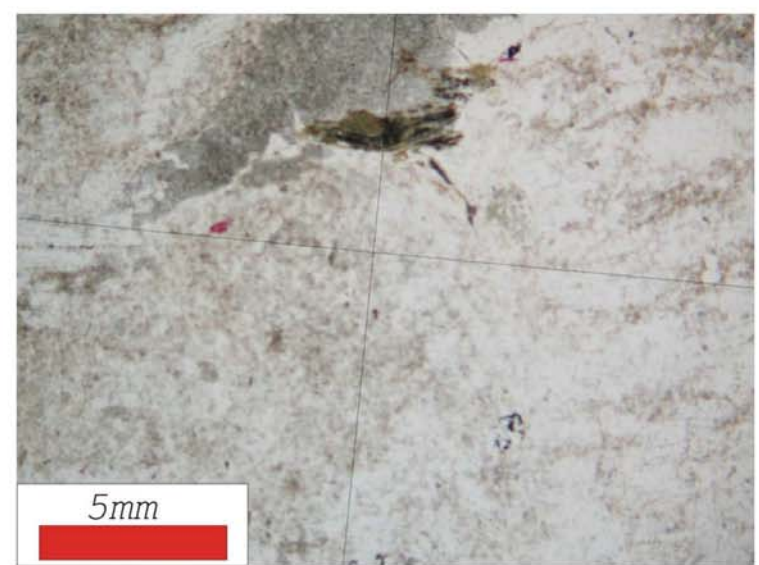
Fotomigrafia TF-1073 a



Fotomigrafia TF-1068 a

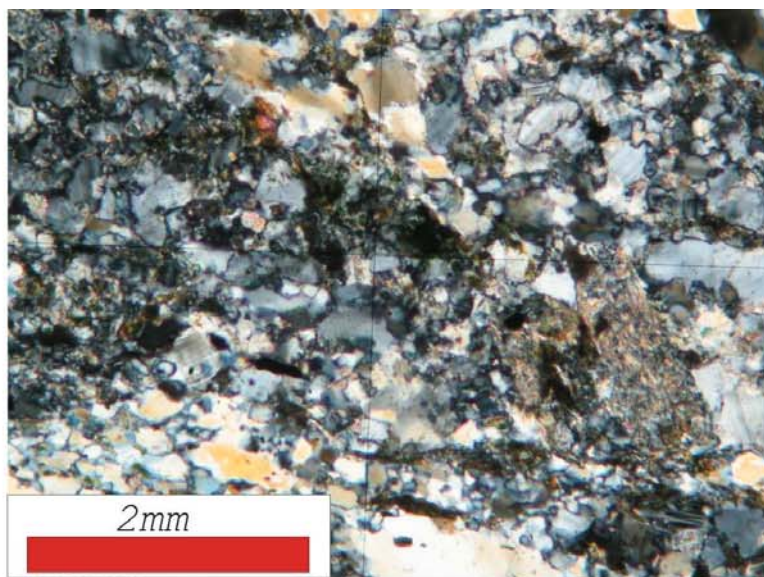


Fotomigrafia TF-1068 b

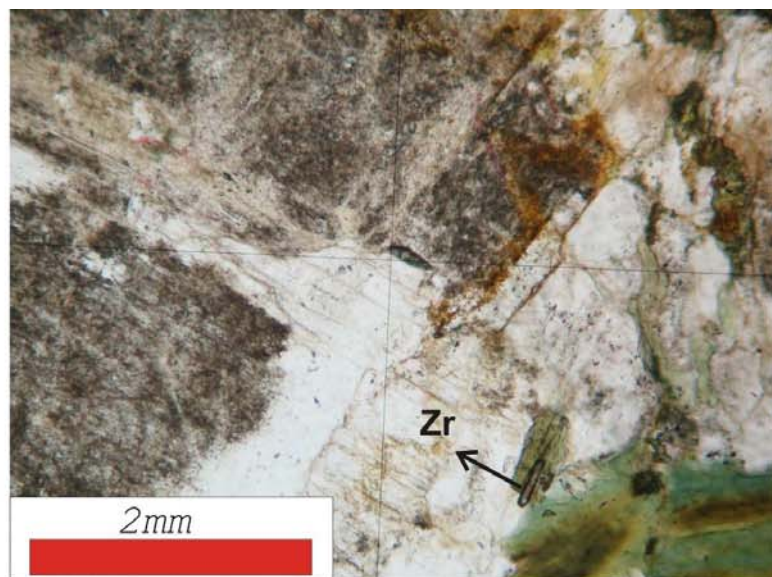


Fotomigrafia TF-1069 a

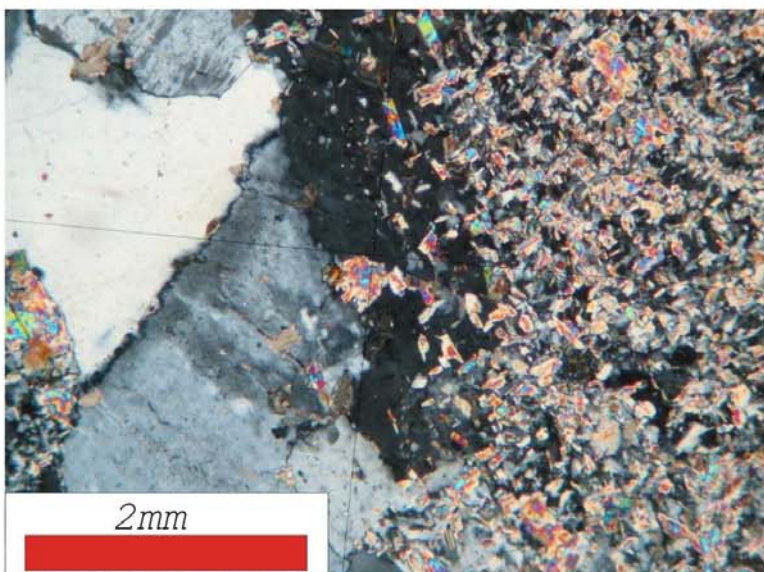
Legenda
Ap: Apatita; Mcl: Microclínio; Qtz: Quartzo; Zr: Zircão



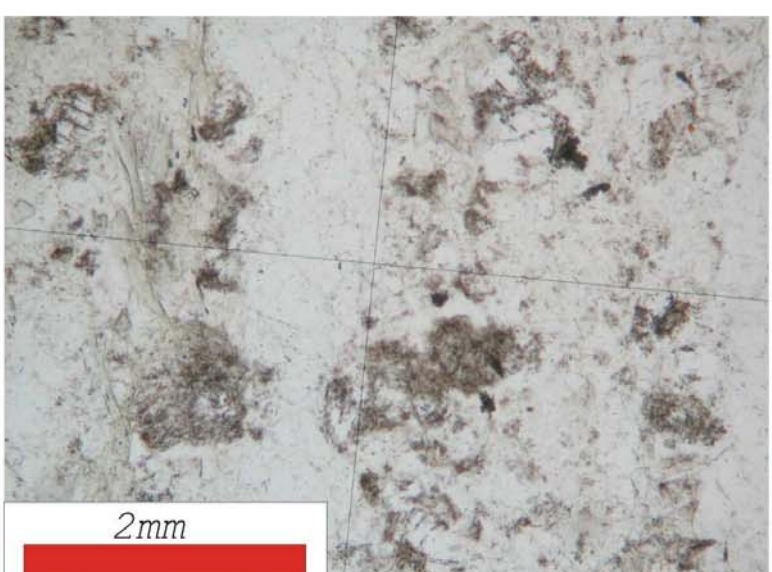
Fotomigrafia TF-1061 a



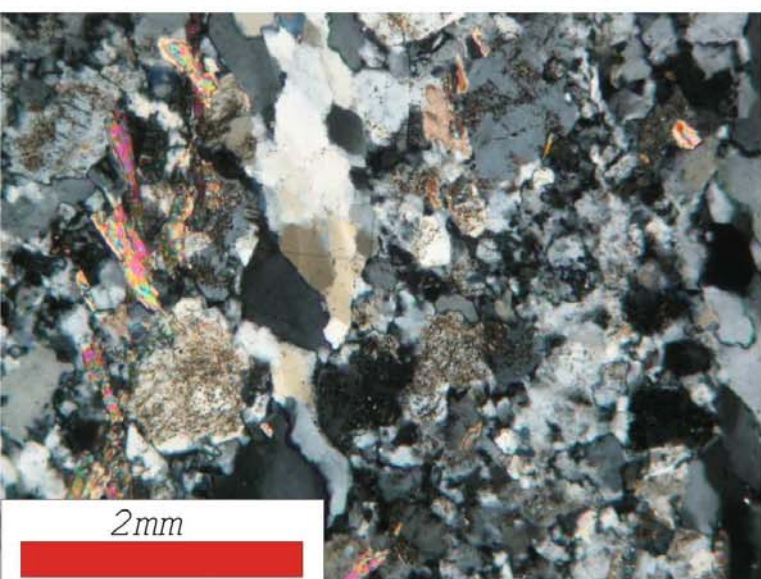
Fotomigrafia TF-1070 a



Fotomigrafia TF-929 a



Fotomigrafia TF-930 a



Fotomigrafia TF-930 b

Legenda
Zr: Zircão

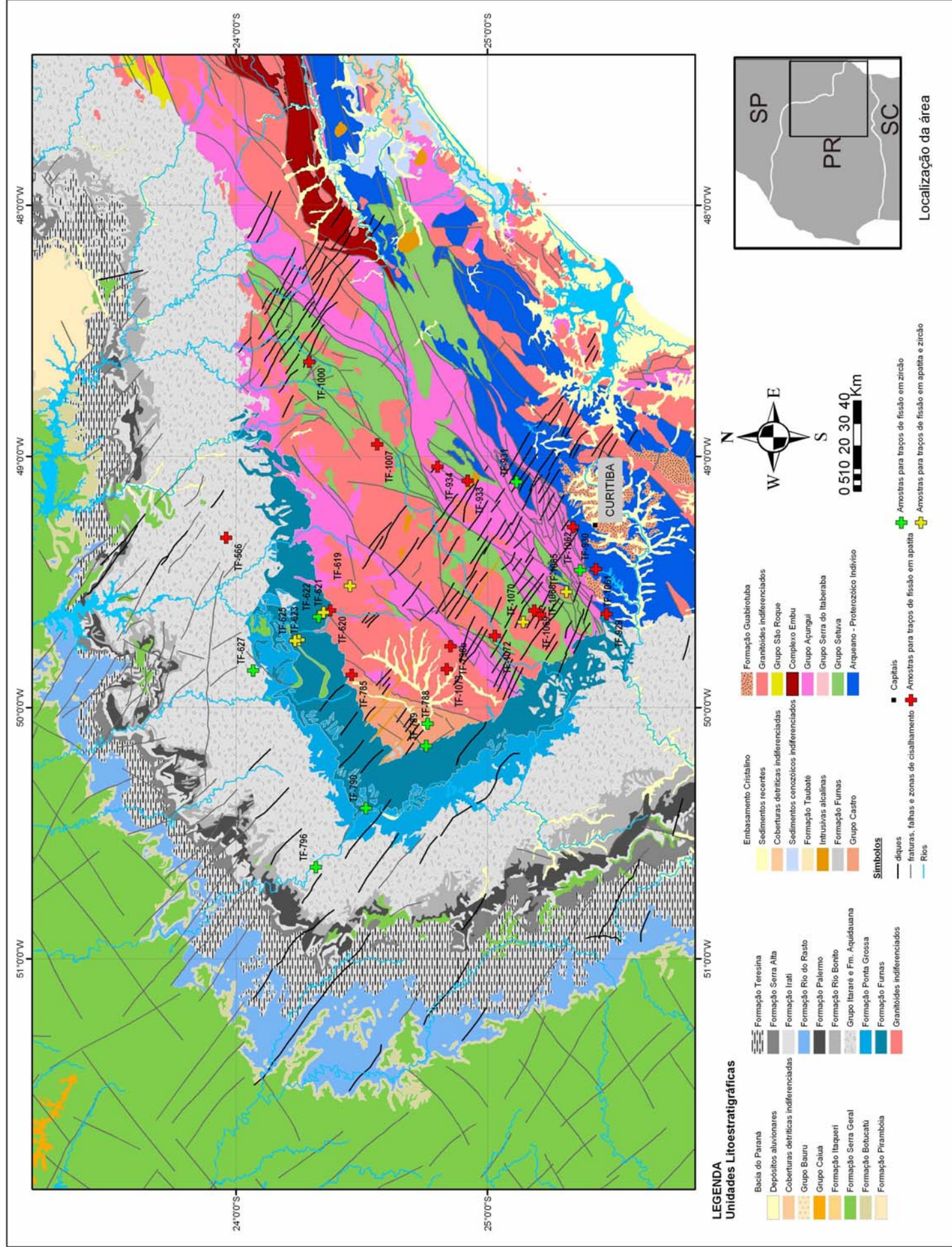
ANEXO 2

Tempo total de ataque químico das amostras de zircão datadas e respectivas características dos grãos

Amostra	Tempo de ataque químico (em horas)	Características dos grãos
TF-619	8	Grãos prismáticos, de incolores a marrom-clara
TF-621	17	Grãos prismáticos, de coloração marrom-escura
TF-625	10	Grãos arredondados a prismáticos, de incolores a levemente amarelados
TF-623	10	Grãos prismáticos, incolores a marrom- claro
TF-1065	8	Grãos prismáticos, de coloração marrom-claro a marrom-escuro
TF-1070	20	Grãos prismáticos, de coloração marrom-claro a marrom-amarelado
TF-627	8	Grãos prismáticos, incolores a marrom- claro
TF-796	10	Grãos arredondados a prismáticos, de incolores a marrom-claro
TF-931	13	Grãos prismáticos, de coloração marrom- avermelhado
TF-1062	16	Grãos prismáticos, de coloração marrom-claro a marrom-avermelhado
TF-622	8	Grãos sub-prismáticos e incolores
TF-790	13	Grãos sub-prismáticos a arredondados, de coloração marrom-claro
TF-788	14	Grãos prismáticos, de coloração marrom-claro
TF-789	17	Grãos sub-prismáticos, incolores a marrom-claro

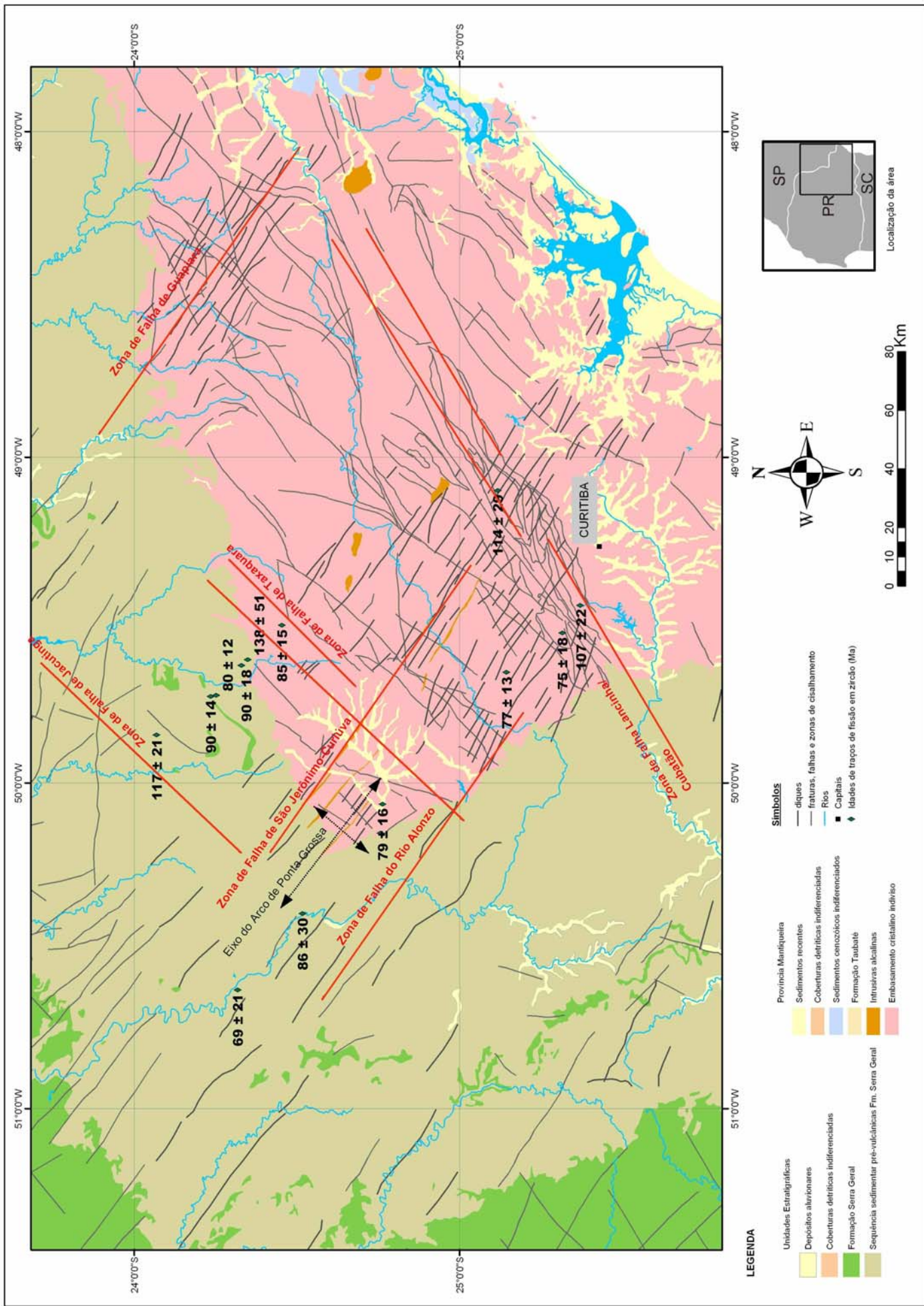
Anexo 3

Mapa geológico da área de estudo com as amostras coletadas para análise por TFA e TFZ. Base geológica de CPRM (2001) e MINEROPAR (2003).



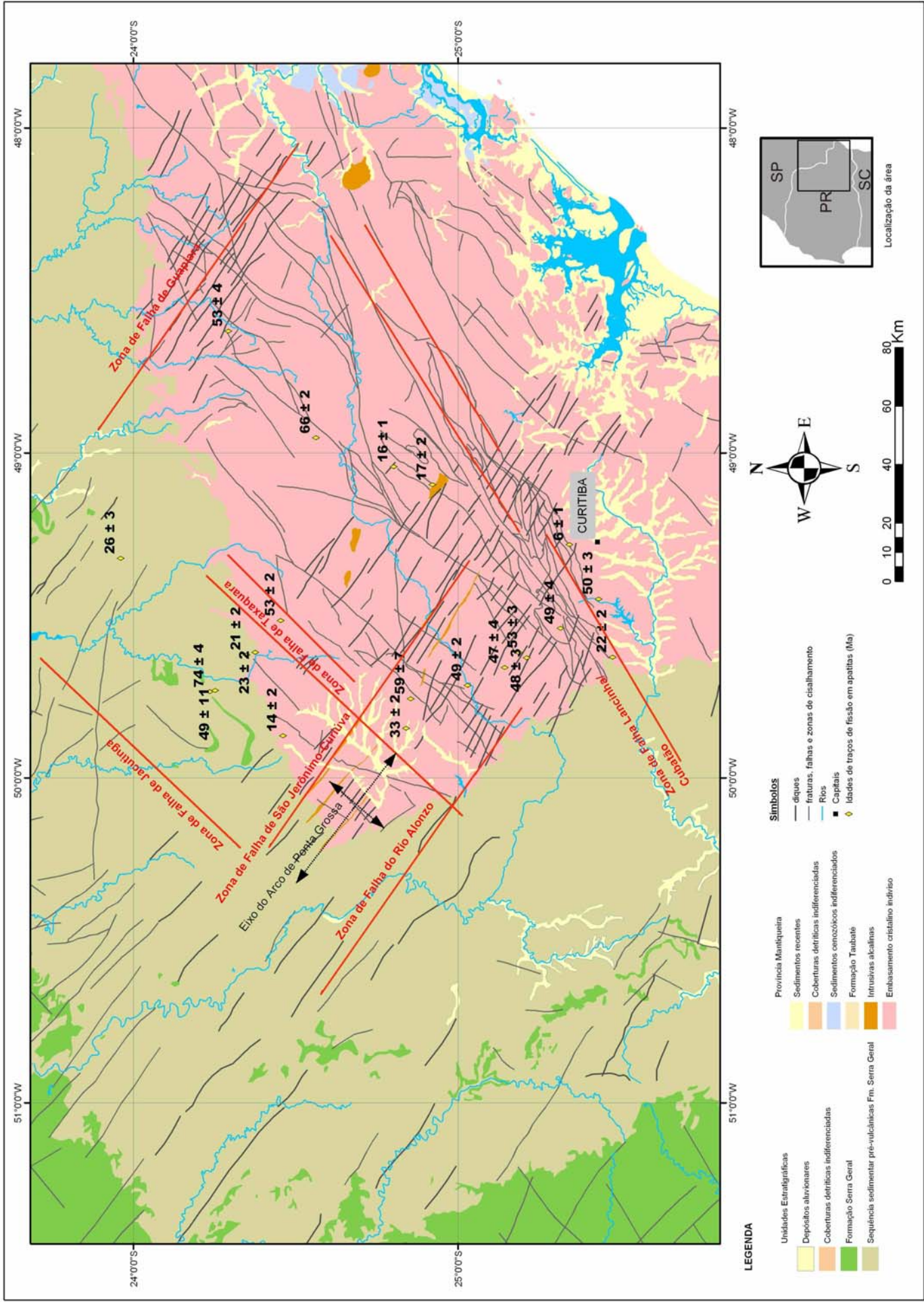
Anexo 4

Mapa geológico da área de estudo com as idades de TFZ. Base geológica de CPRM (2001) e MINEROPAR (2003). Principais Zonas de Falha segundo Zalan et al. (1987, 1990).



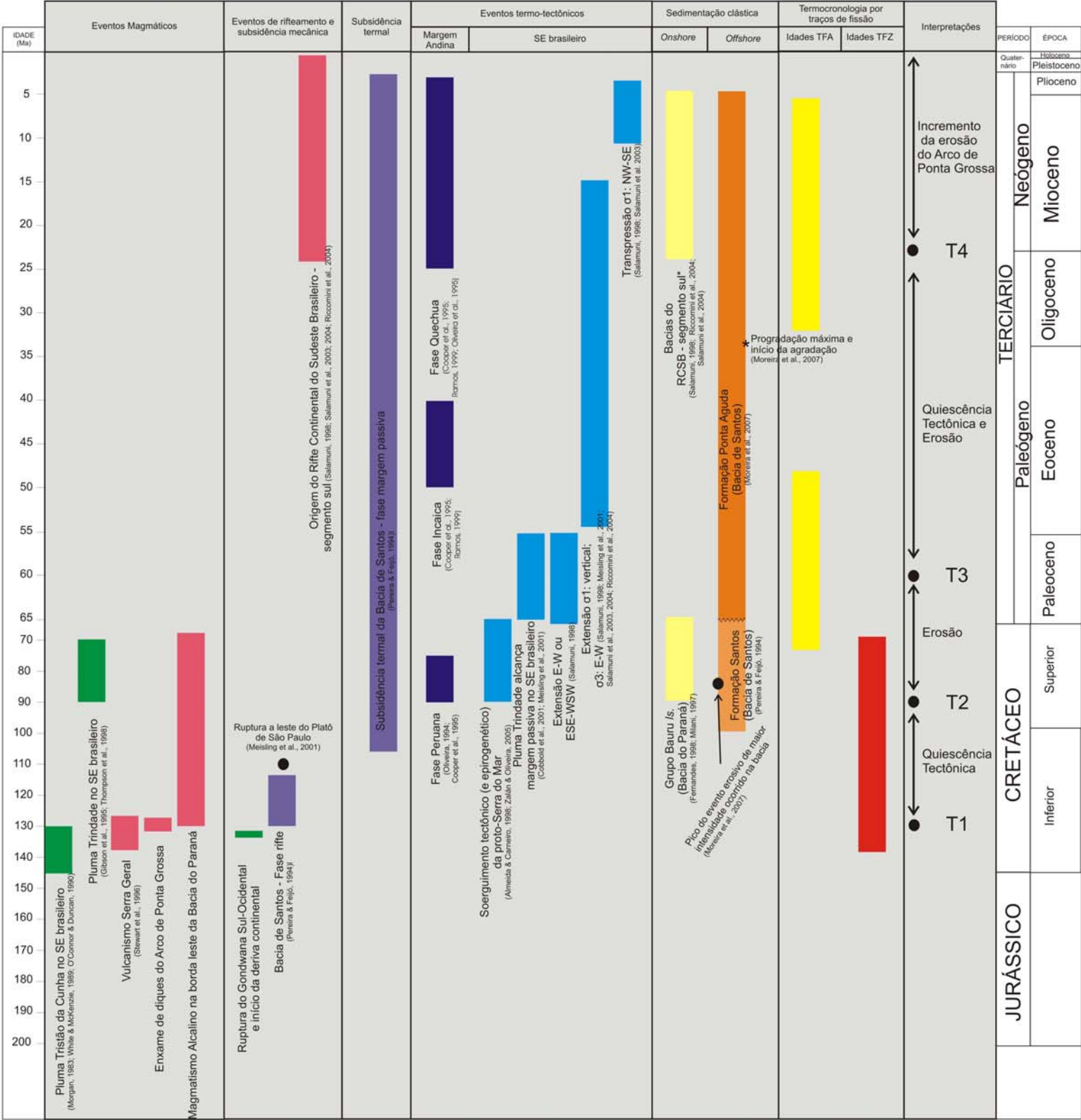
Anexo 5

Mapa geológico da área de estudo com as idades de TFA. Base geológica de CPRM (2001) e MINEROPAR (2003). Principais Zonas de Falha segundo Zalan et al. (1987, 1990).



Anexo 6

Eventos tectono-sedimentares-magmáticos Meso-Cenozóicos que afetaram a evolução geológica da área de estudo. Os eventos estão associados às idades absolutas segundo *Geologic Time Scale (2009)*, publicada pela *The Geological Society of America*.



* Bacia de Curitiba, grábens de Guaraqueçaba, Sete Barras e Cananéia e as formações Alexandra e Pariquera-Açu