

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

**TERMOCRONOLOGIA POR TRAÇOS DE FISSÃO EM APATITAS
NA REGIÃO DO ARCO DE PONTA GROSSA, ENTRE OS
ALINHAMENTOS DE GUAPIARA E SÃO JERÔNIMO-CURIÚVA**

Ana Olivia Barufi Franco

Orientador: Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher
Co-Orientador: Prof. Dr. Antonio Roberto Saad

Dissertação de Mestrado elaborada junto ao
Programa de Pós-Graduação em Geociências –
Área de Concentração em Geologia Regional,
para obtenção do Título de Mestre em Geociências

Rio Claro (SP)
2006

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher
(DPM/IGCE/UNESP)

Prof. Dr. Julio Cesar Hadler Neto
(OFGW/UNICAMP)

Dr. Delzio de Lima Machado Junior
Petrobrás – Petróleo Brasileiro S.A.

Resultado: APROVADA COM DISTINÇÃO

Tudo vale a pena quando a alma não é pequena
Fernando Pessoa

*Aos meus primeiros mestres na educação
e na vida: Walter e Teresinha*

Agradecimentos

Inicialmente, gostaria de agradecer à FAPESP – Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo pelo financiamento desta pesquisa (Processo 03/11081-0) 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), através dos quais tornou-se possível a realização deste trabalho. E ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico), pelo apoio às atividades de campo (Processo 550619/2002-0).

Ao orientador e amigo Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher, pela confiança em minha capacidade e aprendizado, por compartilhar seus conhecimentos e experiências durante todos esses anos de convivência diária e também por estar sempre disposto às discussões e aos novos desafios.

Ao co-orientador e amigo Prof. Dr. Antonio Roberto Saad, por seu estímulo e presteza em todas as etapas desde o início deste trabalho, bem como pelas inúmeras e proveitosas discussões a respeito da Bacia Sedimentar do Paraná.

Ao amigo e Prof. Dr. Mario Lincoln Etchebehere, pela sugestão do tema, encorajamento e auxílio em uma das etapas de campo.

Ao Grupo de Cronologia do Instituto de Física da Unicamp, coordenado pelo Prof. Dr. Julio Cesar Hadler Neto e representado por Sandro Guedes, Pedro Iunes, Pedro Augusto Moreira, Eduardo Curvo e Rosane Palissari, pela atenção e paciência sempre dedicadas, pelos ensinamentos e pelas discussões sobre Traços de Fissão.

Ao Grupo de Traços de Fissão da Unesp/Rio Claro, coordenado pelo Prof. Dr. Peter C. Hackspacher e representado por Luis Felipe Ribeiro, Marli Carina Ribeiro, Daniel Godoy, Daniele Genaro, Carlos Fracalossi, Valéria Falcão, Carolina Doranti, Rafael de Freitas, Eder Spatti Jr., pela amizade, companheirismo, ajuda e discussões em todos esses anos de caminhada. E a Fulvia Chavarette, pela amizade de tantos anos e apoio técnico sempre disponível.

Aos geólogos e amigos Fabio B. Machado, Iata A. Souza, Frederico G. G. Andrade, Ricardo Blaquez, Ivaldo Trindade, pelo companheirismo e encorajamento.

Aos funcionários do Departamento de Petrologia e Metalogenia/Unesp, nas pessoas de Adilson Rossini, Nadia Lunardi, Nelson Lopes Jr., Vânia Roveratti e Neusa da Silva (Neusinha), pela amizade, disposição e apoio técnico.

Ao Marcelo, namorado, companheiro e amigo de todas as horas, por entender minha ausência em certos momentos e pelo seu amor, paciência, dedicação e estímulo durante todos esses anos de convívio diário.

Às minhas irmãs, Carolina e Ana Tereza; e ao meu avô Antônio, pela amizade, orações e estímulo.

Aos meus pais, Walter e Teresinha; por aceitarem com muito orgulho e apoiarem com força essa minha opção de Pesquisadora. Pelo amor e encorajamento nos momentos difíceis e também por entenderem a minha falta em algumas ocasiões importantes de nossa vida.

Por fim, à Deus, a quem nada é impossível.

SUMÁRIO

Índice		i
I	INTRODUÇÃO	1
II	OBJETIVOS	2
III	LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	2
IV	CONTEXTO GEOLÓGICO-REGIONAL	4
V	EVOLUÇÃO DO ARCO DE PONTA GROSSA	19
VI	MODELOS DE EVOLUÇÃO DO RELEVO APLICADOS AO ARCO DE PONTA GROSSA	30
VII	CONTEXTO TECTÔNICO DO ARCO DE PONTA GROSSA	35
VIII	MÉTODOS & TÉCNICAS	39
IX	RESULTADOS	81
X	CONSIDERAÇÕES FINAIS	107
XI	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	110

ÍNDICE

I. INTRODUÇÃO	1
II. OBJETIVOS	2
III. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	2
IV. CONTEXTO GEOLÓGICO-REGIONAL	
4.1.Introdução	4
4.2 O Arco de Ponta Grossa	5
4.2.1 Embasamento Cristalino	6
4.2.2 Bacia Sedimentar do Paraná	9
V. EVOLUÇÃO DO ARCO DE PONTA GROSSA	
5.1 Introdução	19
5.2 Evolução do Arco de Ponta Grossa	20
VI. MODELOS DE EVOLUÇÃO DO RELEVO APLICADOS AO ARCO DE PONTA GROSSA	
6.1 Introdução	30
6.2 Modelos de evolução do relevo no Arco de Ponta Grossa	31
VII CONTEXTO TECTÔNICO DO ARCO DE PONTA GROSSA	
7.1 Introdução	35
7.2 Contexto Tectônico do Arco de Ponta Grossa	35
VIII MÉTODOS & TÉCNICAS	
8.1 Método de Datação por Traços de Fissão – Introdução	39
8.2 Traços Nucleares e Traços de Fissão	39
8.2.1 Processos de formação de traços e teorias	40

8.3 Método de Datação por Traços de Fissão	42
8.3.1 Princípios do Método de Datação por Traços de Fissão: Equação Fundamental da Idade	43
8.3.2 Parâmetros Relevantes	47
8.3.2.1 Constante de Decaimento do U^{238} por fissão espontânea(λ_f)	47
8.3.2.2 Fator de Geometria (g)	48
8.3.2.3 Taxa da reação de Fissão Induzida no U^{235} por nêutrons térmicos	48
8.3.3 Técnicas de Datação – Calibrações	49
8.3.3.1 Calibração Absoluta	50
8.3.3.2 Calibração por Idade-Padrão – Calibração Zeta	51
8.3.4 Técnicas de Datação – Procedimentos	53
8.3.4.1 Método da População de Grãos	53
8.3.4.2 Método do Detector Externo	53
8.3.5 Considerações Práticas	54
8.3.5.1 Preparação da Amostra e Irradiação	54
8.3.5.2 Contagem e Medição dos Traços de Fissão em Apatitas	55
8.3.6 Revelação e Observação dos Traços de Fissão	57
8.3.6.1 Técnicas de revelação dos Traços de Fissão: Ataque Químico	57
8.3.7 Análise de Dados e Correção da Idade	60
8.3.8 Annealing dos Traços de Fissão em apatitas	63
8.3.8.1 Causas	64
8.3.8.2 Experimentos de Annealing e Experimentos de Arrhenius	65

8.3.8.3 Temperatura de Fechamento (retenção) do traço de fissão em apatitas	67
8.3.8.4 Comprimento dos traços de fissão em apatitas x annealing	68
8.3.8.5 Annealing x Propriedades Químicas e Cristalográficas	70
8.3.8.6 Estabilidade do traço de fissão em apatitas a condições naturais e extrapolação na Geologia	71
8.3.8.7 Interpretação Geológica	71
8.3.8.7.1 Aplicação da Datação por Traços de Fissão em Apatitas em Bacias Sedimentares	74
8.3.8.7.2. Métodos de Análise Idades de Traços de Fissão em Estudos de Bacias Sedimentares	77
8.3.9 Reconstrução de Histórias Térmicas	78
IX RESULTADOS	81
9.1 Introdução	81
9.2 Interpretações x Discussões	90
9.2.1 Evento A – 130 Ma	90
9.2.2 Evento B – 110/100 Ma (109 e 106Ma)	94
9.2.3 Evento C – 90 Ma (85 e 92 Ma)	96
9.2.4 Evento D – 60 Ma (68 e 54 Ma)	102
9.2.5 Evento E – 30/20 Ma	104
X CONSIDERAÇÕES FINAIS	107
XI REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	110

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1** - Mapa Digital do relevo confeccionado a partir de dados de elevação Dtopo 30 (USGS) **pág. 2**
- Figura 2** – Localização da área de estudo e vias de acesso **pág.3**
- Figura 3** - Províncias Estruturais da região estudada **pág. 4**
- Figura 4** - Mapa geológico-regional do Arco de Ponta Grossa na Bacia do Paraná, evidenciando seus alinhamentos estruturais **pág. 6**
- Figura 5** - Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, com o contorno estrutural (profundidade) do embasamento cristalino. **pág. 11**
- Figura 6** - Carta estratigráfica da Bacia do Paraná com respectivas Superseqüências da Bacia do Paraná **pág. 12**
- Figura 7** - Mapa do arcabouço estrutural da Bacia do Paraná **pág. 21**
- Figura 8** - Mapa de isópacas da Formação Ponta Grossa **pág. 22**
- Figura 9** - Mapa de isópacas da Formação Rio Bonito **pág. 23**
- Figura 10** – Mapas de isópacas acumuladas do Permiano Superior **pág. 24**
- Figura 11** - Seções paleoestruturais com direção NW-SE (*strike*), ilustrando a evolução tectônica da Bacia do Paraná **pág. 25**

Figura 12 - Mapa de isópacas acumuladas do Triássico (Grupo Rosário do Sul e Formação Pirambóia) e do Jurássico Inferior (Formação Botucatu)	pág. 26
Figura 13 - Mapa de isópacas das rochas extrusivas da Formação Serra Geral	pág. 28
Figura 14 - Mapa de Anomalia Bouger na região do Alinhamento de Guapiara	pág. 29
Figura 15 - Localização das principais unidades do relevo no estado do Paraná (A), e disposição de perfil geológico-geomorfológico	pág. 31
Figura 16 - Representação esquemática do modelo de denudação proposto por Gilchrist & Summerfield (1990)	pág. 32
Figura 17 - Diacronismo das gerações de diques ortogonais e paralelos ao eixo do Atlântico Sul, possível indicação na mudança nos esforços extensionais	pág. 37
Figura 18 - Mapa de localização do Alto Estrutural de Quatiguá	pág. 38
Figura 19 - Representação de <i>Íon Explosion Spike Theory</i> e formação dos traços de fissão em um mineral	pág. 41
Figura 20 - Método do Detector Externo	pág. 56
Figura 21 - Esquema de revelação do traço pelo ataque químico	pág. 58
Figura 22 - Os três estágios de ataque químico no mineral.	pág. 59
Figura 23 - Modelos de ajuste de dados de traços de fissão em apatitas	pág. 62
Figura 24 - Modelos de ajuste de dados de traços de fissão em apatitas	pág. 62

Figura 25 - Decréscimo da Idade Aparente de Traços de Fissão em Apatitas a partir de seu valor original (X) para zero entre 110 e 60°C, devido ao *annealing* dos traços de fissão e conseqüente redução a zero para o mesmo intervalo de tempo. **pág. 64**

Figura 26 - Dados de *annealing* em laboratórios obtidos por Green *et al.* (1986), plotados de forma convencional no Diagrama de Arrhenius **pág. 66**

Figura 27 - Dados laboratoriais de *annealing* obtidos por Green *et al.* (1986), correspondendo aos cinco tempos de *annealing* indicados **pág. 66**

Figura 28 - Conceito da PAZ para a apatita, em perfil crustal pré-exumação **pág. 67**

Figura 29 - Dados de traços de fissão induzidos e espontâneos para três tipos de apatitas mono-composicionais **pág. 69**

Figura 30 - Curva de resfriamento do Sudeste Brasileiro, a NE da cidade de São Paulo, entre o estado homônimo e de Minas Gerais, através de dados geocronológicos e idades de traços de fissão **pág. 72**

Figura 31 - A influência da história térmica na acumulação de traços de fissão espontâneos **pág. 73**

Figura 32 - Quatro modelos de histórias térmicas pré-deposicionais durante 100 Ma em Bacias Sedimentares **pág. 76**

Figura 33 - Exemplos de distribuição de idades de grãos individuais de traços de fissão em apatitas **pág. 87**

Figura 34 - Idade de traços de fissão em apatita x Altitude; Idade de traços de fissão em apatita x média do comprimento dos traços confinados **pág. 88**

Figura 35 - Histórias Térmicas aceitas para as referidas amostras **pág. 90**

Figura 36 - Rift propagante do Atlântico-Sul, constituído de três segmentos de break-up. **pág. 93**

Figura 37 - Mapa Topográfico Digital do sudeste brasileiro e modelos de sedimentação da Bacia de Santos **pág. 96**

Figura 38 - Coluna Estratigráfica da Bacia do Paraná **pág. 99**

Figura 39 - Coluna Estratigráfica da Bacia de Santos **pág. 101**

Figura 40 - Reconstrução paleogeográfica da parte inferior da seqüência Santoniano/Eocampaniano da Bacia de Santos **pág. 102**

Figura 41 – Seções esquemáticas (WNW-ESE) representativas da evolução da região centro-norte do Arco de Ponta Grossa, a partir do Meso-Cenozóico, através de dados de traços de fissão em apatitas **pág. 109**

Figura Anexa 1 - Mapa Geológico simplificado da área de estudo com relação de pontos amostrados

ÍNDICE DE TABELAS

- Tabela 1** - Abundâncias e Tempos de meia-vida para os quatro maiores núclídeos de ocorrência natural que sofrem fissão espontânea **pág. 42**
- Tabela 2** - Especificações de vidros dopados em U utilizados para dosimetria de nêutrons térmicos na Datação por Traços de Fissão **pág.50**
- Tabela 3** - Localização e características geológicas das amostras coletadas para Datação por Traços de Fissão em apatitas na região norte do Arco de Ponta Grossa **pág. 83**
- Tabela 4** - Idades de Traços de Fissão em apatitas na região norte do Arco de Ponta Grossa, para as amostras da Bacia Sedimentar do Paraná **pág. 84**
- Tabela 5** - Idades de traços de fissão e respectivas características na região norte do Arco de Ponta Grossa, para as amostras do embasamento cristalino **pág. 85**
- Tabela 6** - Amostras referentes ao Grupo Itararé e Formação Irati, seus agrupamentos de idades e respectivas idades corrigidas **pág. 86**
- Tabela 7** - Eventos tectono-sedimentares-magmáticos fanerozóicos na região sudeste do Brasil **Anexo**

ÍNDICE DE GRÁFICOS

Gráfico 1 - Curva de ataque químico da mica para se determinar o tempo ideal de ataque químico. **pág. 60**

ÍNDICE DE FOTOS

Foto 1 - Fotomicrografia de uma seção prismática de um cristal de apatita polido e atacado, evidenciando a superfície de ataque intersectando os traços, inclusive traço confinado, revelado através da fratura. **pág. 58**

Foto 2 - Visão geral da região de Ibaiti, região central do APG, ao longo do Alinhamento de São Jerônimo-Curiúva **pág. 100**

RESUMO

A evolução do Arco de Ponta Grossa, na região sudeste brasileira, durante o Meso-Cenozóico, apresenta uma estreita relação com os eventos tectono-magmáticos responsáveis pela abertura do Oceano Atlântico-Sul. A utilização do Método de Datação por Traços de Fissão em apatitas, nessa região, permitiu a identificação de cinco eventos térmicos, responsáveis pela estruturação dessa feição, a partir do Cretáceo. São eles: Evento A – Aquecimento em 130 Ma, relacionado ao evento de ruptura do Gondwana Sul-Occidental e geração do Oceano Atlântico-Sul; Evento B – Resfriamento em 110 Ma, associado à reativação de antigas zonas de cisalhamento e/ou falhas geradas na ocasião do evento de ruptura do Gondwana Sul-Occidental; Evento C – Aquecimento em 90 Ma, associado à um soerguimento regional, interpretado como alçamento de isógradas, provavelmente como reflexo do soerguimento do Arco de Ponta Grossa e conseqüente sedimentação correlativa (Grupo Bauru *ls*, no interior continental, e seqüência inferior da Formação Santos, na Bacia homônima), bem como de intrusões alcalinas; Evento D – Resfriamento em 60 Ma, correlacionado à um evento erosivo, que propiciou a formação de uma extensa superfície de erosão, neste caso a Superfície Sulamericana, amplamente registrada tanto na parte continental como na porção submersa adjacente ao Arco de Ponta Grossa (sob a forma de discordância regional na Bacia de Santos); Evento E – Resfriamento em 30/20 Ma, associado à atuação de ciclos erosivos, instalação de bacias tafrogênicas e, localmente, intrusões alcalinas.

Palavras-Chave: Soerguimento, Aquecimento, Meso-Cenozóico, Bacia do Paraná

ABSTRACT

The evolution of Ponta Grossa Arch, in southeastern Brazil, during Mesozoic-Cenozoic, seems to be related to the tectono-thermal events related to South Atlantic opening. The use of Apatite fission Track Method, in this region, allowed the recognition of five thermal events, responsible for the formation of this feature, since Cretaceous, which are: Event A – Heating event in 130 Ma, related to the Southeastern Gondwana break-up and the origin of South Atlantic Ocean; Event B – Cooling event in 110 Ma, associated to the shear zones reactivation and/or faults generated during Gondwana break-up; Event C – Heating event in 90 Ma, associated with a regional uplift, interpreted as uplift isotherms, probably as a reflection of Ponta Grossa Arch uplift and correlated sedimentation (Bauru Group *ls*, in continent and the inferior sequence of Santos Formation, in Santos Basin), and alkaline intrusions; Event D – Cooling event in 60 Ma, correspondent to an erosional event, that formed an extended erosional surface, in this case, Sulamericana Surface, registered both in continental region and in offshore portion (registered as a regional discordance in Santos Basin); Event E – Cooling in 30/20 Ma, related to erosional cycles, tafrogenic basins origin and, locally, alkaline intrusions.

Key-words: Uplift, Heating, Mesozoic-Cenozoic, Parana Basin

I. INTRODUÇÃO

A Plataforma Sulamericana, na região Sudeste brasileira, foi palco de diversas manifestações tectono-magmáticas e de soerguimentos como consequência da atuação dos ciclos de subsidência em bacias sedimentares e da abertura do Oceano Atlântico-Sul, além da reativação Neocretácica e epirogênese posterior, durante o Cenozóico. Exemplos disso são o magmatismo básico da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná, magmatismo alcalino do Alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio, além dos soerguimentos das Serras da Mantiqueira e do Mar e do Arco de Ponta Grossa, entre outros. O estudo dessas manifestações passa pela análise e interpretação de eventos térmicos ocorridos durante o Fanerozóico, particularmente em zonas aquecidas da Plataforma Sul-Americana, sendo de fundamental importância para o entendimento e reconstrução da paisagem atual e dos recursos minerais associados, a partir do Cretáceo.

A Datação por Traços de Fissão em apatitas apresenta-se como uma ferramenta bastante útil na reconstrução dos eventos termotectônicos / cronológicos responsáveis pela estruturação de diferentes setores da Plataforma Sulamericana, em especial para o Arco de Ponta Grossa (Figura 1), através da associação entre eventos de soerguimento e epirogênese associados a alçamentos tectônicos.

Tal metodologia permite reconstruir os eventos geológicos, principalmente aqueles de caráter tectônicos e erosionais, nas porções superiores da crosta terrestre (no máximo a 5 km de profundidade) devido à sua característica de se apresentar como um mineral bastante sensível ao sistema de traços de fissão a temperaturas máximas de 120°C.

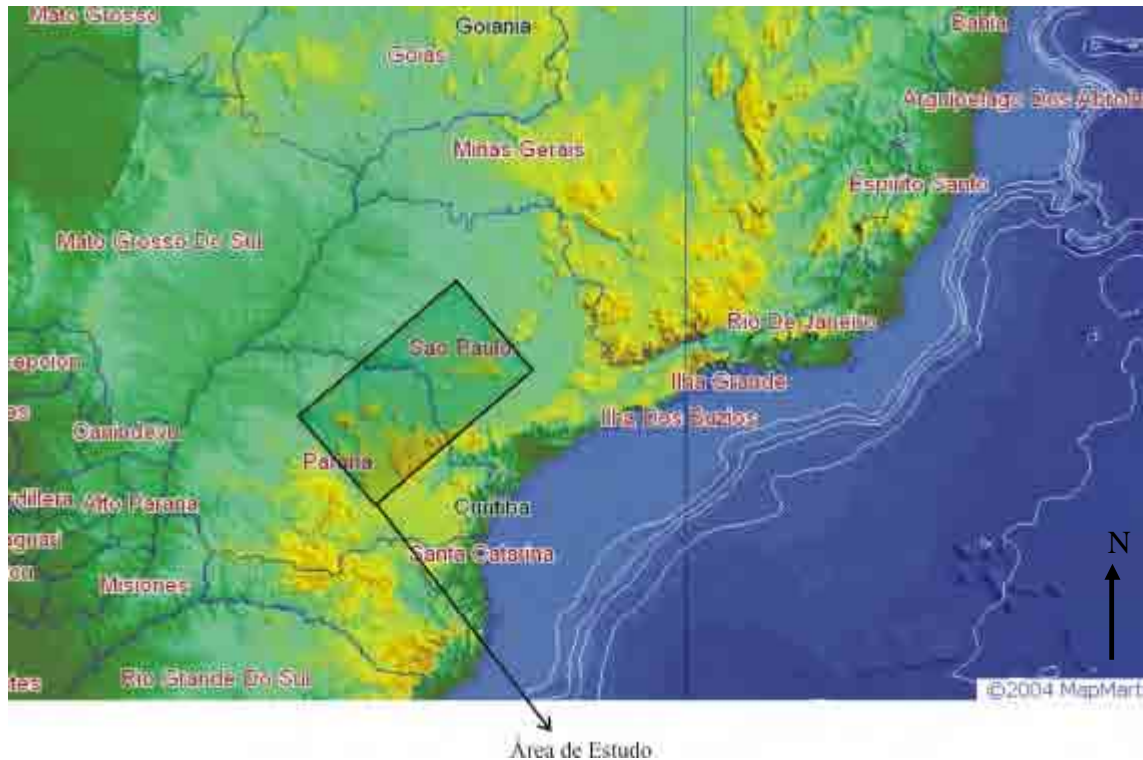


Figura 1 – Mapa Digital do relevo confeccionado a partir de dados de elevação Dtopo 30 (USGS). Compilado de MapMart (2004).

II. OBJETIVOS

O objetivo principal desta pesquisa foi detectar e delimitar eventos termotectônicos na região centro-norte do Arco de Ponta Grossa, a partir do Mesozoico, através da utilização, em conjunta, da Datação por traços de fissão em apatitas e aspectos geológicos/geomorfológicos.

III. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A referente área de estudo localiza-se na porção centro-leste dos estados de São Paulo e Paraná, nas proximidades das cidades de Itapeva (SP) e Castro (PR), em seus limites setentrional e meridional, respectivamente.

Suas principais vias de acesso são a SP – 258, SP-270, PR - 118 e BR-476 (Figura 2).

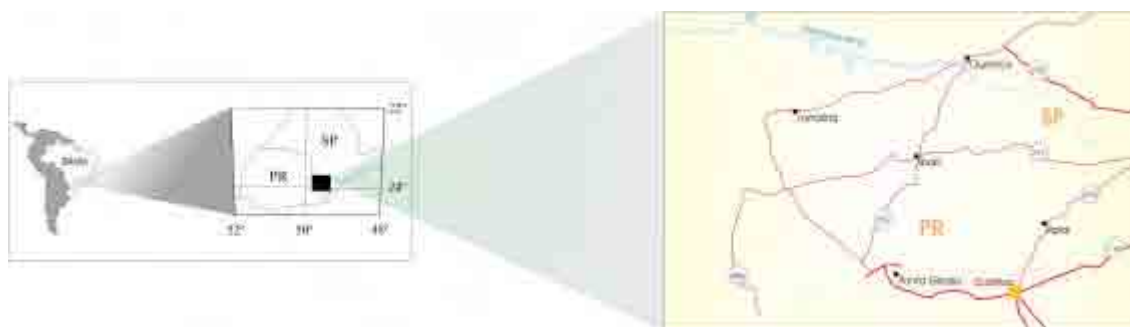


Figura 2 – Localização da área de estudo e vias de acesso.

IV. CONTEXTO GEOLÓGICO-REGIONAL

4.1 Introdução

A área de estudo encontra-se inserida na Província Mantiqueira (Figura 3), inicialmente definida por Almeida *et al.* (1981). Esta província apresenta um *trend* NNE ao longo das atuais costas sul e sudeste do Brasil e Uruguai, delimitada pelas Faixas Ribeira, Araçuáí e Dom Feliciano (Cordani *et al.*, 2000), através de um cinturão de cisalhamento transcorrente, que articula interações entre a Faixa Brasília, o Cráton São Francisco e uma série de terrenos acrescidos a sul de diferentes idades e evoluções tectônicas (Campos Neto, 2000; Campanha, 2002).

Seu principal elemento tectônico é a Faixa Ribeira, formada por domínios colocados lado a lado através de zonas de cisalhamento neoproterozóicas de orientação NE/SW, cuja evolução é Paleo a Neo – Proterozóica, e mostra-se cortada por zonas de cisalhamento dextrais relacionadas com colisão oblíqua e/ou tectônica de escape (Campanha & Sadowski, 1999). É tida como resultado de uma colisão entre o Cráton de São Francisco e Cráton Congo entre 650 – 600 Ma, durante a Orogênese Brasileira – Pan-Africana, de acordo com Hackspacher & Godoy (1999).

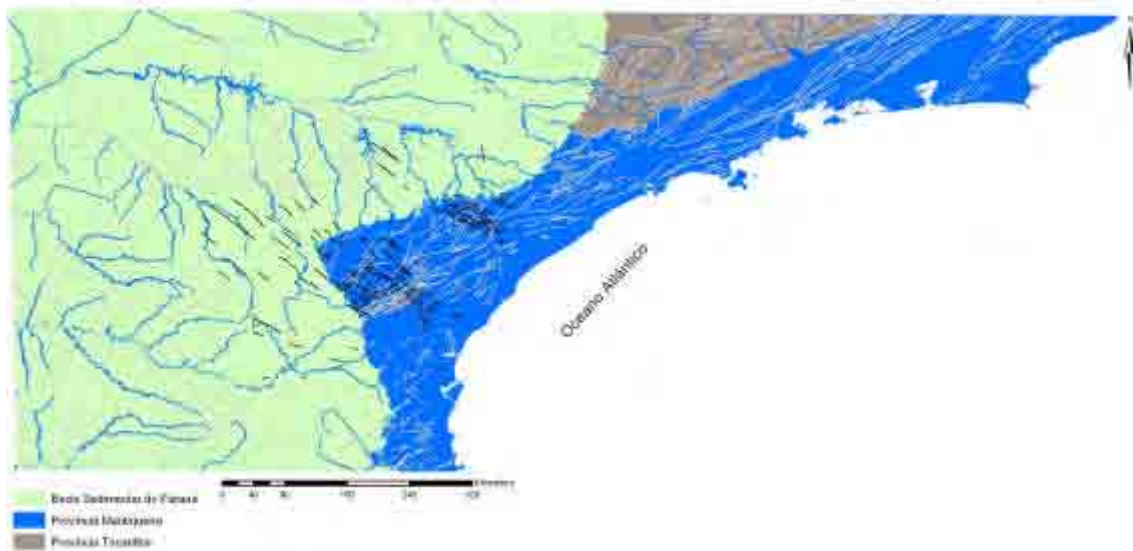


Figura 3 – Províncias Estruturais da região estudada. Base Geológica utilizada CPRM (2001).

Após sucessivos episódios colisionais relacionados à aglutinação de blocos crustais dispostos por meio de faixas móveis associados à Orogênese Brasileira - Pan-Africana (Almeida *et al.*, 2000; Cordani *et al.*, 2000) e conseqüente consolidação

durante o Paleozóico, originou-se o Paleocontinente Gondwana. Este, tornou-se palco de intensa e extensa sedimentação, onde seqüências paleozóicas-mesozóicas foram acumuladas em bacias ao longo de sua margem e sobre porções de seu interior cratônico (Milani, 1997). Essas seqüências cratônicas sedimentares fanerozóicas registradas na Plataforma Sulamericana configuram uma série de unidades (seqüências) limitadas por discordâncias (Sloss, 1963; Soares *et al.*, 1978; Milani *et al.*, 1994; Milani, 1997), como resultados de ciclos de subsidência seguidos por períodos de erosão desenvolvidos em bacias pericratônicas e interiores durante o Ordoviciano Inferior e o Cretáceo, no caso a Bacia do Paraná. Além disso, durante a evolução tectono-sedimentar da plataforma, ocorrem intrusões de diques e extravasamento de lavas basálticas nessas bacias, como resultado de ampla fragmentação do Continente Pangea e da abertura do Oceano Atlântico Sul durante o Cretáceo Inferior (Milani & Thomaz Filho, 2000).

4.2 O Arco de Ponta Grossa

O Arco de Ponta Grossa (APG) é uma das feições tectônicas mais expressivas da porção sul-oriental da América do Sul. Delineado como uma megaestrutura soerguida, com eixo dirigido para NW no sentido do interior da Bacia do Paraná, é caracterizado por cinco alinhamentos estruturais-magnéticos com extensões não inferiores a 600 km e larguras variáveis entre 20 e 100 km. Definido na sua forma atual com base no trabalho de Portela Filho & Ferreira (2003), o APG é limitado a nordeste pelo Alinhamento de Guapiara (Ferreira *et al.*, 1981; Almeida 1983; Machado Jr. 2000), a sudoeste pelo Alinhamento do Rio Piquiri, sendo sua região central balizada pelos alinhamentos São Jerônimo-Curiúva e Rio Alonzo (Ferreira, 1982; Almeida 1983), além do Alinhamento do Rio Ivaí, situado entre os alinhamentos do Rio Piquiri e do Rio Alonzo (Almeida, 1982) (Figura 4).

Tais faixas são bem marcadas geologicamente por enxames de diques de diabásio, que ocupam e acompanham os principais planos de fraturas e falhas. Geofisicamente, essas faixas são caracterizadas por lineamentos magnéticos, com base em dados aeromagnetométricos, de Imagens Landsat/TM5 (Ferreira *et al.*, 1981), dispostos sob a forma de um leque aberto para o interior, com orientações variando de N40W a N60W (Machado Jr., 2000). Ferreira (1982) interpretou as zonas de magnetismo anômalo como Alinhamentos Estruturais-Magnéticos de Guapiara, São Jerônimo-Curiúva, Rio Alonzo e Rio Piquiri.

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 APG é uma clara indicação de sua origem tectônica, já que esta é uma das duas mais importantes direções de *trends* de falhas e lineamentos da bacia. Entretanto, estudos efetuados não descartam a possibilidade de se relacionar tal arco a respostas flexurais da crosta à sobrecarga de sedimentos da Bacia do Paraná ou atuação de plumas mantélicas.

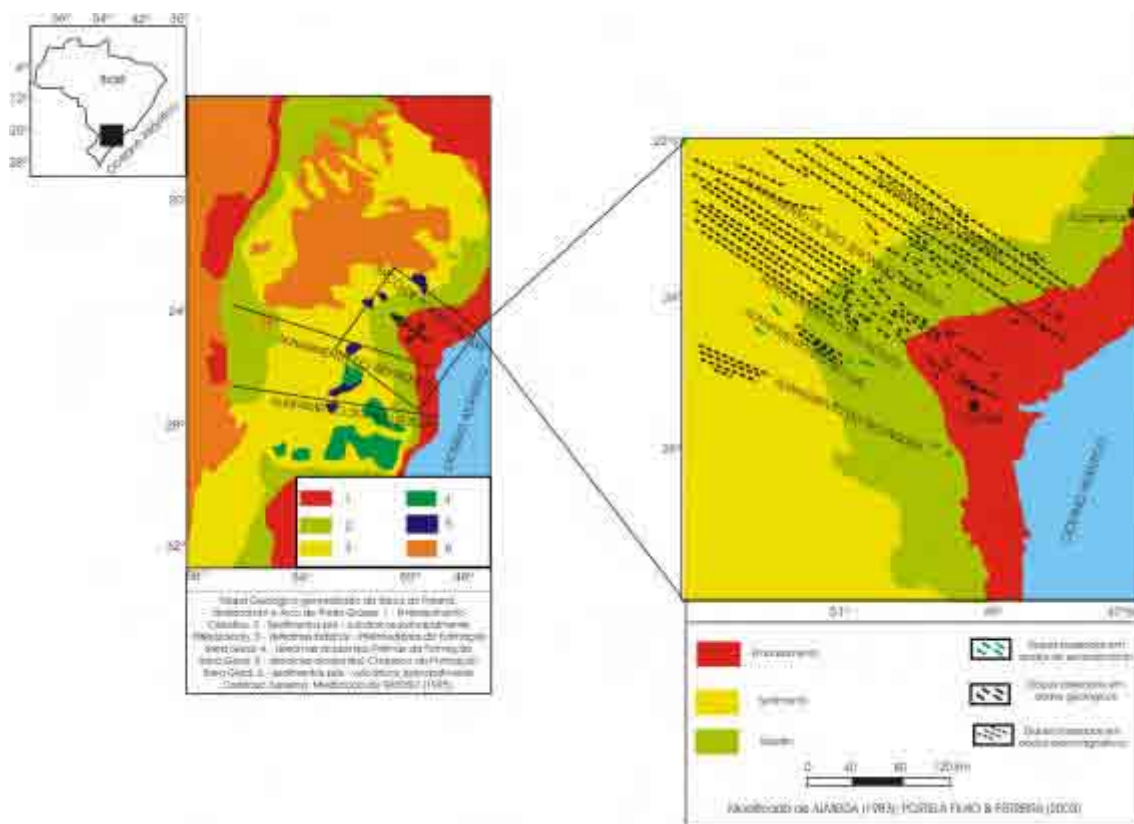


Figura 4 – Mapa de geológico-regional do Arco de Ponta Grossa na Bacia do Paraná, evidenciando seus alinhamentos estruturais. Modificado de Raposo (1995), Almeida (1983) e Portela Filho & Ferreira (2003).

4.2.1 Embasamento Cristalino

A porção sul da Província Mantiqueira – Setor Central (Hasui & Oliveira, 1984), denominada de Terreno Apiaí (Cordani *et al.*, 2000) ou Domínio Apiaí (Campanha & Sadowski, 1999), possui aspectos litotectônicos referentes ao Embasamento

Paleoproterozóico/Arqueano, representado pelo Terreno Curitiba, onde predominam gnaisses e migmatitos do Complexo Atuba (Siga Jr. *et al.*, 1995); e ao Ciclo Brasileiro, expressos sob a forma de metamorfismo de baixo a médio grau e intensa geração de magma cálcio-alcálico, contemporaneamente à migmatização de rochas supra e infra-crustais, além de abundantes intrusões de corpos graníticos pré, sin e pós-colisionais referentes à colagem orogênica brasileira, representativos dos Terrenos Apiaí e Embu (Cordani *et al. op cit.*; Heilbron *et al.*, 2004). Durante o Neoproterozóico, o contexto tectônico é representado pela sutura Brasileira – Pan Africana, evidenciada por rochas pertencentes ao Cinturão Kaoko e Gariep. A evolução segue por através de um magmatismo pós-tectônico, sedimentação continental, vulcanismo ácido a intermediário e intensa transcorrência, originando bacias *pull-apart*. A zona de cisalhamento de transcorrência dextral que foi desenvolvida durante o Neoproterozóico Superior - Paleozóico Inferior, possivelmente está associada às estruturas oblíquas devido ao choque dos Crátos Congo e São Francisco, contemporaneamente ao fechamento do Oceano Adamastor (Brito Neves & Cordani, 1991; Campos Neto, 2000; Alkmin *et al.*, 2001; Campanha & Sadowski, 1999).

Segundo Campos Neto (2000), na região correspondente à área de estudo, localizada na Província Mantiqueira – Terreno Apiaí, são observadas as seguintes associações litológicas/estruturais referentes ao Embasamento Pré-cambriano, representadas essencialmente 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).

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).

Os metassedimentos aflorantes na porção sudoeste do ‘Terreno Apiaí’ (Cordani *et al.*, 2000), também classificado como ‘Terreno Apiaí-São Roque’ (Heilbron *et al.*, 2004), vêm sendo classicamente denominados de Grupo Açungui (Almeida, 1956; Marini *et al.*, 1967; Campanha *et al.*, 1987; Fiori, 1992; Campanha & Sadowski, 1999). Compõe-se de 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.

A unidade basal metavulcano-sedimentar corresponde à Formação Perau, composta por quartzitos, mármores restritos e calciossilicáticas, xistos grafitosos, cálcio-filitos e formações ferríferas bandadas, com freqüentes intercalações de metabasaltos (Piekarz, 1981; Takahashi *et al.*, 1981 *apud* Campanha & Sadowski, 1999).

A Formação Votuverava, topo da seqüência metavulcano-sedimentar, é caracterizado por meta-arenitos, metaconglomerados e metarritmitos associados a rochas calcárias e seqüências pelíticas, representativas de plataforma carbonática de mar aberto; cujo metamorfismo de baixo grau e de contato ocorreu durante o Mesoproterozóico (Campanha, 1991; Campos Neto, 2000). Encontram-se intercalações de metabasitos (metabasalto do tipo MORB) (Daitx, 1996) e, secundariamente, quartzitos, calco-silicáticas e margas. Esta formação compreende núcleos metamórficos complexos constituídos por gnaisses miloníticos (Sadowski, 1991b) cujas estruturas delimitam os blocos tectônicos pertencentes aos Lineamentos de Lancinha e Agudos – Grandes/Ribeira, além de se encontrarem associados os Lineamentos de Figueira e Morro Agudo (Campanha & Sadowski, *op cit*; Heilbron *et al.*, 2004.).

Associado à essa formação encontra-se a Formação Água Clara, que constitui-se de carbonatos impuros associados a calco-silicáticas, metapelitos, metacalcários e anfíbolitos, representativos de plataforma carbonática distal, segundo Campos Neto (2000), pertencentes à um maior grau metamórfico quando comparado às associações anteriores. Neste, as rochas encontram-se mais deformadas e há metamorfismo termal superimposto. Também encontram-se associados basaltos shoshoníticos de arcos magmáticos maduros (Campanha & Sadowski, *op cit*).

Por fim, o Grupo Setuva e a Formação Capiru constituem 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 (Campanha & Sadowski, *op cit*; Campos Neto, 2000).

O Grupo São Roque encontra-se situado no domínio do Bloco São Roque (Hasui *et al.*, 1975). Possui estruturação em formato irregular, alongado na direção SSW – NNE, constituindo uma faixa que se estende entre a Zona de Cisalhamento de Jundiuvira e a Zona de Cisalhamento de Taxaquara (Hackspacher *et al.* 1993). De idade Neoproterozóica, o Grupo São Roque é litologicamente composto por rochas metassedimentares de baixo grau, predominantemente pelíticas a psamíticas, com intercalações carbonáticas com intrusivas básicas e 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). Juntamente com o Grupo Açungui representa uma seqüência extensional, depositada em torno de 620 Ma em bacias do tipo retro-arco, durante a fase sin-colisional da Orogênese Brasileira (Hackspacher *et al.*, 1999; 2000).

A grande maioria dos 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). Os diversos corpos granitóides são caracterizados por serem sin, tardi ou pós – tectônicos, originários de ambientes de extensão em bacias retroarco, ambientes de colisão continente – continente e em ambientes 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.

Adicionalmente, bacias tardi a pós-colisionais (Basei *et al.*, 1998) encontram-se associadas aos regimes transcorrentes pertencentes às Zonas de Cisalhamento pertencentes ao Ciclo Brasileiro. Bacias de Castro, Guaratubinha, Camarinha, Campo Alegre e Quatis (Siga Jr., 1995), denominadas inicialmente por Almeida (1956) por ‘bacias do estágio de transição’ representam tais depósitos, sendo litologicamente caracterizados principalmente por rochas vulcânicas, mas podendo ocorrer associados também sedimentos terrígenos, tais como rochas psamíticas imaturas com fácies pelíticas distais. A idade U/Pb (SHRIMP) referente ao vulcanismo Castro é do Cambriano Inferior, segundo Cordani *et al.* (1999). Isócronas Rb/Sr e idades U/Pb em zircão de Teixeira (1982) e Siga Jr. (1995), respectivamente variam de 0.6 a 0.4 Ga são indicativas do limite Paleoproterozóico.

4.2.2 Bacia Sedimentar do Paraná

O contorno da Bacia do Paraná se configura como um limite erosivo em sua maior parte, em torno de 5.500km de extensão. Tal formato reflete fenômenos erosivos e ascensionais pós-paleozóicos da Plataforma Sul-Americana, que fizeram com que

fossem denudados grandes espessuras do pacote sedimentar original. Assim sendo, o flanco oeste, limitado pelo Arco de Assunção, foi imposto pela sobrecarga litosférica imposta pela colisão Andina, possuindo continuidades na Bacia Chaco-Paraná; o flanco nordeste, caracterizado pela Flexura de Goiânia, possui evidências de um limite original, uma paleoborda deposicional. No limite sul-sudoeste, a bacia apresenta descontinuidades, devido à imposição do Arco do Rio Grande, estendendo-se em territórios uruguaio e argentino. Além disso, o flanco leste foi esculpido pela erosão em função do soerguimento marginal como consequência da abertura do *Rift* Sul-Americano, expondo profundamente o embasamento cristalino, cuja associação encontra-se o APG (Milani, 2004) (Figura 5).

A Bacia Sedimentar do Paraná foi a província tectono-sedimentar que mais registrou a sucessão de orogenias, em seu arcabouço litológico, durante a evolução fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental (Milani & Ramos, 1998), cuja inserção e evolução, no interior cratônico do Gondwana, desde o Neo-Ordoviciano, 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 as Orogenias Cahnica e Sanrafaelica (Milani, 1997; Milani & Ramos, 1998).

Cada um desses eventos orogênicos possuem grande influência temporal nos ciclos de subsidência e conseqüente sedimentação de várias superseqüências responsáveis pelo preenchimento sedimentar da Bacia do Paraná, bem como pelos episódios deformacionais da mesma, através de esforços intraplaca relacionados à reativação de antigas zonas de fraqueza NE-SW referentes à Orogênese Brasileira (Milani & Thomaz Filho, 2000), observados no domínio de antepaís adjacente através de dois pulsos de deformação compressiva e fenômenos sedimentares e magmáticos associados (Milani & Ramos, 1998).

Observados tais fenômenos no contexto intraplaca da Bacia do Paraná, foram reconhecidas por Milani (1997) seis unidades tectono-estratigráficas, denominadas de Superseqüências, distribuídas de modo descontínuo na sedimentação e que foram depositadas durante episódios de subsidências. 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 (Neonianiano – Eonoriano, 242 – 220 Ma),

Superseqüência Gondwana III (Neojurássico – Berriasiano, 206 – 144 Ma) e Superseqüência Bauru (Aptiano – Mastrichiano, 121 – 65) (Figura 6).

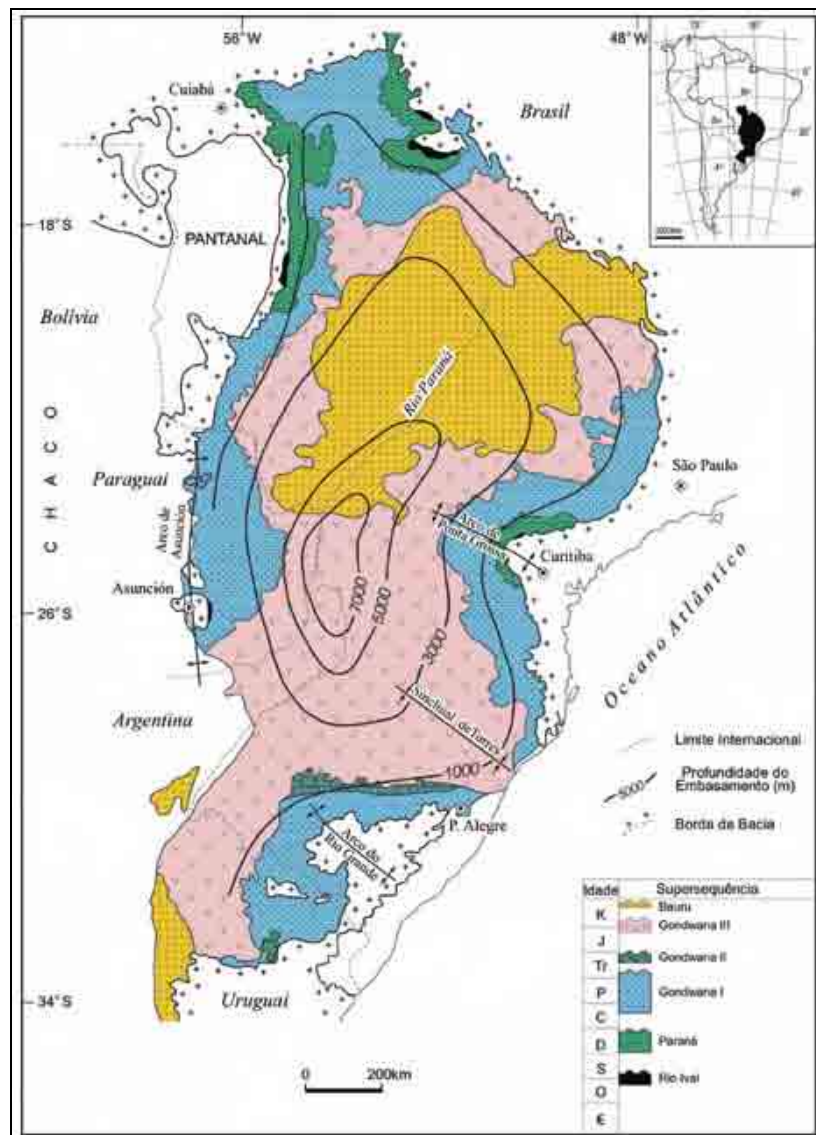


Figura 5 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, com o contorno estrutural (profundidade) do embasamento cristalino. Compilado de Milani (2004).

Além de Milani (*op cit.*), outros autores também determinaram Superseqüências, todas baseadas em Vail *et al.* (1977), a começar por Fúlfaro & Landim (1976) (Seqüências I, II, III e IV); Soares *et al.* (1978) (Seqüências alfa, beta, gama, delta, delta-A, epsilon e zeta); Zalán *et al.* (1990) (Seqüências Siluriana, Devoniana, Permocarbonífera, Triássica e Juro-cretácica), além de Soares (1991) (Seqüências Tectonossedimentares Ordovício – Siluriana, Devoniano – Mississippiana, Pensilvaniana – Permiana e Triássico – Jurássico).

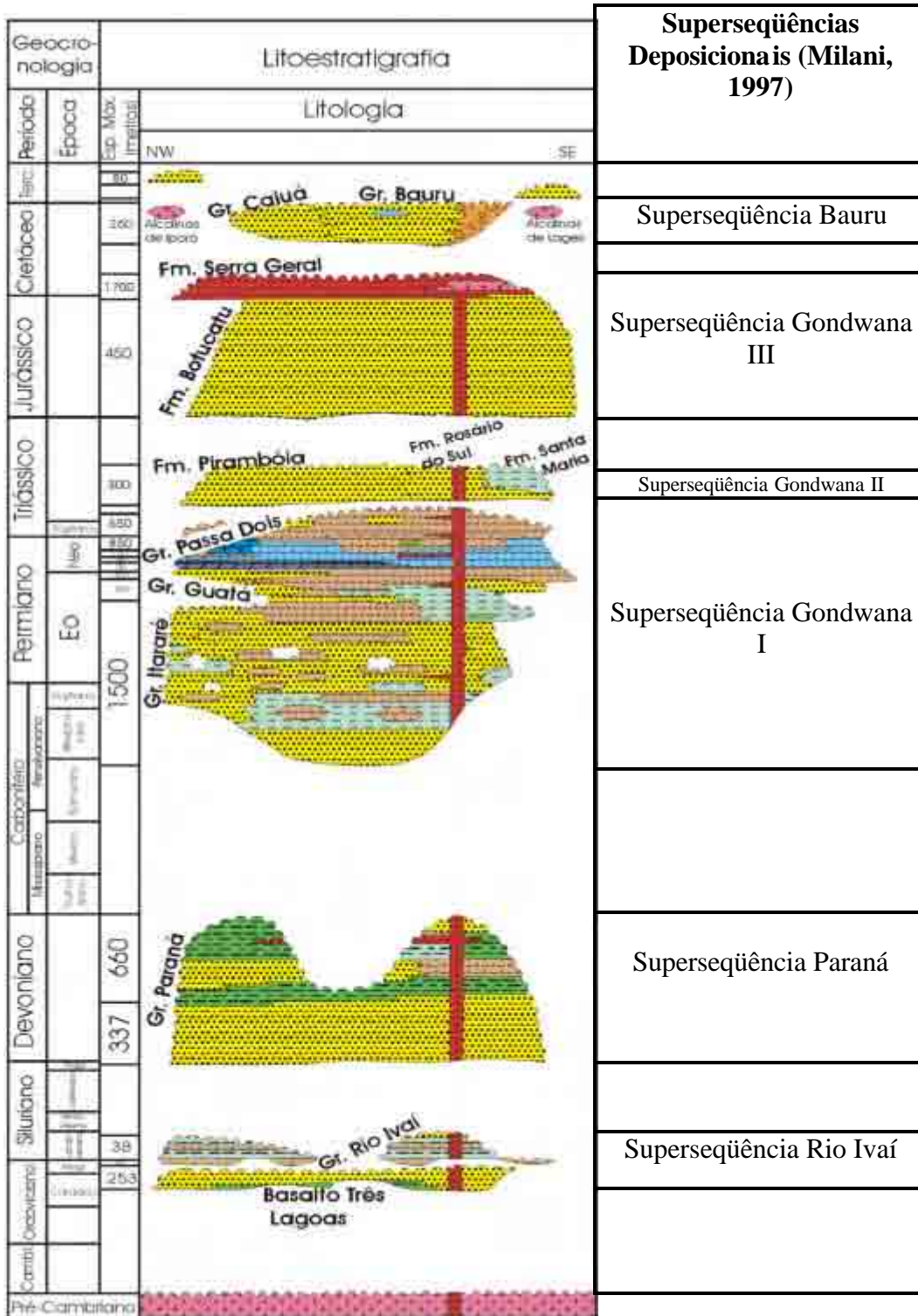


Figura 6 – Carta estratigráfica (Milani *et al.*, 1994) com respectivas Superseqüências da Bacia do Paraná (Milani, 1997).

O pacote sedimentar mais antigo da Bacia Sedimentar do Paraná, na região do Arco de Ponta Grossa, porém presente em subsuperfície, encontra-se representado por litotipos do Grupo Rio Ivaí, pertencente à Superseqüência Rio Ivaí (Milani, 1997)

(Figura 6), cuja atribuição de idades deveu-se à cronocorrelação destes pacotes sedimentares com outros presentes na porção paraguaia da bacia, bem como à datação por palinologia das formações superiores. Tais litotipos são, basicamente, diamictitos de coloração avermelhada e matriz arenosa e diamictitos de coloração cinza azulada e matriz siltico-arenosa da Formação Iapó, sobrepostos por folhelhos representativos de superfície de inundação máxima da Formação Vila Maria. Essa seqüência foi depositada entre o Ordoviciano-Siluriano e Siluriano Inferior (Assine *et al.*, 1994), muitas vezes assentando-se diretamente em discordância litológica sobre rochas do embasamento cristalino Pré-cambriano/Eopaleozóico (Assine, 1996).

Mesmo que a Formação Iapó tenha sido descrita e formalizada no estado do Paraná por Maack (1947), a oeste da cidade de Castro, estratigraficamente abaixo dos arenitos e conglomerados basais da Formação Furnas, afloramentos são difíceis de serem observados no flanco sudeste da bacia, porque a unidade é pouco espessa, descontínua e freqüentemente recoberta por depósitos de tálus (Assine *op cit.*)

Assim sendo, o pacote sedimentar mais antigo da Bacia do Paraná, em superfície, é representado pelo Grupo Paraná, pertencente à Superseqüência Paraná (Milani, 1997) (Figura 6), constituído pelas Formações Furnas e Ponta Grossa, depositadas entre o Eo e Neodevoniano (Milani *et al.*, 1994).

Para Bergamaschi (1992), a Formação Furnas possui homogeneidade litológica bastante marcante, sendo representativa da base para o topo da seqüência por sistemas continentais fluviais tipo *braided*, transicionais (ambiente deltáico-marinho) e costeiros (*shoreface* superior), cujos litotipos predominantes são arenitos de coloração branca a amarelada, caulínica, de granulação média a grossa, com poucas ocorrências de conglomerados. Sua espessura sedimentar é de cerca de 250 e 300m (Assine, 1996).

Ainda segundo Bergamaschi (*op cit.*), descarta-se a existência de um hiato deposicional significativo entre os depósitos transicionais a costeiros do topo da Formação Furnas (depositados durante o Praguiano) e os depósitos marinhos-rasos da base da Formação Ponta Grossa (acumulados no Emsiano).

Dessa forma, a Formação Ponta Grossa 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). Foi subdividida em três membros. O mais basal, Membro Jaguariaíva, possui idade emsiana e é constituído por folhelhos silticos de coloração cinza/média, abundantemente fossilíferos e às vezes

bioturbados, podendo por ora possuir altos teores de matéria orgânica. É seguido pelo Membro Tibagi, de idade eifeliana (Lange, 1967), composto por arenitos finos a muito finos, provenientes de ambiente marinho e com estratificação cruzada *hummocky*, lenticulares, fossilíferos e por vezes intercalados por folhelhos sílticos. O topo da formação é caracterizado pela presença do Membro São Domingos, de idade givetiana/frasniana, constituído por folhelhos laminados de coloração cinza, ora betuminosos, interdigitados a arenitos finos (Assine, 1996).

Estudos realizados por Bergamaschi (1999) revelam que curvas de variação do nível do mar relativo para ciclos de 2ª ordem indicaram elevação relativa do nível do mar desde o Ludloviano-Praguiano até o Frasniano. Num primeiro momento, a taxa de subida relativa do nível do mar foi baixa, quando comparada ao Neolochkoviano, quando sua subida provocou um rápido afogamento da Formação Furnas, e conseqüente instalação de uma superfície transgressiva de 2ª ordem, ou seja, instalação da plataforma marinha-rasa da Formação Ponta Grossa. Em escala de ciclos de 3ª ordem, os limites temporais dos membros dessa formação são concordantes com as quedas relativas do nível do mar, durante o Emsiano, Eifeliano e Frasniano, originando os limites inferiores destas seqüências.

Após um grande período de instabilidade da Bacia do Paraná, de aproximadamente 45 Ma (Daemon *et al.*, 1996), 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 mais forte discordância regional de maior hiato na bacia.

Assim sendo, durante o Neocarbonífero (Westphaliano), a deposição das rochas do Grupo Itararé, pertencente à Superseqüência Gondwana I (Milani, 1997) (Figura 6) 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 sílticos-argilosos são representantes das Formações Campo Tenente, Mafra e Rio do Sul do Grupo Itararé (Schneider *et al.* 1974; França & Potter, 1988; MINEROPAR, 1986; Vesely, 2001) e da Formação Aquidauna, no 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, *op cit.*). A idade Neocarbonífera-Eopermiana desta seqüência foi determinada através de elementos bioestratigráficos, tais como palinóforos, bivalves, foraminíferos, conchostráceos e braquiópodos (Daemon *et al.*, 1996).

A seqüência Carbonífera-Permiana da Bacia Sedimentar do Paraná é representada pelo Grupo Guatá, também pertencente à Superseqüência Gondwana I (Milani, 1997) (Figura 6). Em todo seu registro sedimentar, os pacotes refletem deposição de caráter transgressivo, em função do degelo das calotas polares instaladas no Eocarbonífero. Entretanto, cunhas anômalas de depósitos clásticos arenosos invadem a bacia sob a forma de pacotes deltácios, representativos da Formação Rio Bonito (Zalán *et al.*, 1990), durante o Artinskiano/Kunguriano. Seus litotipos são arenitos associados a leitos de carvão, siltitos e folhelhos localmente carbonosos (Milani *et al.*, 1994). Ao cessar o afluo de cunhas clásticas na bacia, 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, *op cit.*).

Os sedimentos depositados durante a transgressão marinha alcançam a máxima expressão de área na Formação Irati do Grupo Passa-Dois (incluso Superseqüência Gondwana I (Milani, 1997), Figura 6). Depositada durante o Permiano Superior, a Formação Irati é subdividida nos membros Taquaral e Assistência. Seus litotipos mais predominantes são folhelhos, folhelhos betuminosos, arenitos, margas, carbonatos e anidritas, depositados em ambiente marinho de águas calmas abaixo do nível de ação das ondas (Membro Taquaral) e ambiente marinho raso, sob condições de restrição da bacia, com pouca circulação e oxigenação (Membro Assistência) (Schneider, *op cit.*; Hachiro *et al.*, 1993; Daemon *et al.*, 1996).

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, *op cit.*). A seqüência regressiva segue atuante, representada pelas Formações Teresina, Rio do Rastro e Corumbataí, caracterizada pela ação de um mar epicontinental na bacia. Assim sendo, a Formação Teresina possui litotipos como argilitos e siltitos cinza claros, associados a calcários e coquinas no topo, depositados

sob ação de ondas e marés. 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, *op cit.*). 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, *op cit.*).

As seqüências mesozóicas da Bacia do Paraná são essencialmente continentais, inicialmente registradas pelos sedimentos pertencentes à Formação Pirambóia (Grupo São Bento, Superseqüência Gondwana I), constituídos por arenitos avermelhados e esbranquiçados, médios a finos, localmente conglomerados, com estratificação cruzada acanalada e planar, sedimentados em associação a ambientes fluviais e eólicos, depositados durante o Neotriássico (Caetano-Chang, 1997).

Durante o Jurássico – Cretáceo, um extenso campo de dunas eólicas cobriu grande porção do continente, materializado pela Formação Botucatu (Grupo São Bento, Superseqüência Gondwana III), seguido por um gigantesco extravasamento intracontinental de lavas basálticas (Formação Serra Geral, pertencente Grupo São Bento - Superseqüência Gondwana III), como fruto da abertura do Oceano Atlântico – Sul (Milani *et al.*, 1994; Milani, 1997; Milani & Thomaz Filho, 2000), entre cerca de 137 e 126 Ma (Ar / Ar) (Renne *et al.*, 1992; Turner *et al.*, 1994).

Na Formação Serra Geral predominam basaltos toleíticos, porém 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). Há soleiras e grandes quantidades 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 alcalinoque, 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 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 *op cit.*).

Inúmeros *plugs*, *stocks* ou mesmo intrusões compõem a denominada Província Alcalina do Arco de Ponta Grossa, totalizando cerca de quinze intrusões simples ou complexos múltiplos (Almeida, 1983). São petrograficamente bastante heterogêneos (associações alcalinas, gabróides e ultramáficas), tais como Jacupiranga, Juquiá, Barra do Itapirapuã, Mato Preto, Cananéia, Tunas, dentre outras (Almeida *op cit.*).

Por fim, a Sequência Neocretácica da Bacia do Paraná encontra-se no extremo noroeste do estado do Paraná, oeste do estado de São Paulo, sudeste do Mato Grosso do Sul, sul de Goiás e no Triângulo Mineiro, assentada em uma discordância erosiva sobre os basaltos da Formação Serra Geral (Milani, 1997).

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 Supersequência Bauru (Milani, 1997 – Figura 6).

A “Bacia Bauru”, como chamada por diversos autores, foi originada através de 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, como resposta a esse processo no interior do continente, há a deposição de litotipos do Grupo Caiuá, representados por 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).

A deposição de conglomerados do Grupo Bauru dá-se como resposta às várias pulsações da movimentação tectônica da margem continental. (Fulfaro *et al.*, 1982). Dessa forma, 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 grosseiros e conglomeráticos, depositados em ambientes de leques aluviais e lagos efêmeros (Lima *op cit.*).

Vale ressaltar ainda que rochas Neopaleozóicas da Bacia do Paraná, principalmente as Formações Rio Bonito, Irati e, em menor proporção, o Grupo Itararé, bem como rochas pertencentes ao seu embasamento cristalino, encontram-se intrudidas

por *sills* e diques de diabásio de idade eocretácica, estes denominados de 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 variam de alguns centímetros a mais de 500 m, datados entre 129 e 131Ma (Renne *et al.*, 1996).

V. EVOLUÇÃO DO ARCO DE PONTA GROSSA

5.1 Introdução

Estudos realizados 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 entre as áreas oceânicas e o 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, são os responsáveis pelo melhor entendimento do papel dessas estruturas na 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 (Neojurássico ao Plioceno) (Almeida, 1969, 1981; Almeida & Melo, 1981; Almeida, 1982; Ferreira, 1982; Fulfaro *et al.*, 1982; Zalán *et al.*, 1990; Zalán, 2004). Esta região mostra-se afetada por lineamentos e arqueamentos, muitas vezes refletindo rupturas do embasamento cristalino da própria estrutura, denominados de Cinturões de dobramentos Brasileiros e/ou áreas de reativação brasileira, tais como Falhas Transcorrentes de Itapirapuã, Morro Agudo, Ribeira e Lancinha (Sadowski & Campanha, 2004). Neste contexto, o APG constitui, segundo Zalán *et al.*, (1987), um conjunto de terrenos Pré-cambrianos retrabalhados durante o evento tectônico Brasileiro, domeados no Triássico – Jurássico, durante o soerguimento da Serra do Mar (Vignol-Lelarge *et al.*, 1994), Cretáceo Superior (Lima *et al.*, 1986) e Cenozóico (Tello *et al.*, 2003; Hackspacher *et al.*, 2004). Por ser uma estrutura soerguida a partir do Triássico, o APG possui relação tanto com a Reativação Wealdeniana (Almeida, 1969) que, durante o Cretáceo Inferior, desencadeou uma série de fendilamentos sobre antigos alinhamentos estruturais (Cesero, 1997), bem como a intrusão de diques de diabásio devido à abertura do Oceano Atlântico Sul (Almeida *et al.*, 1996; Milani & Ramos, 1998; Almeida *et al.*, 2000).

5.2. Evolução do Arco de Ponta Grossa

Almeida (1981) considera que os alinhamentos de direção NW que compõem o Arco de Ponta Grossa são ativos já no Devoniano, sendo o paralelismo entre essas estruturas do embasamento composto por rochas pré-cambrianas o fator mais provável para uma possível herança tectônica e conseqüente atividade tectônica desta feição positiva. Segundo Zalán *et al.* (1990), nesse mesmo período, há um forte controle tectônico de falhas de direção NW, principalmente ao longo da Zona de Falha de Guapiara (Figura 7), observado também pela regressão do mar Siluriano (Figura 8) e provável soerguimento de áreas-fonte.

Já no Permiano, o mapa de isópacas da Formação Rio Bonito (Figura 9) evidencia o forte controle segundo *trend* NE, onde importantes lobos deltáicos formaram-se segundo essa direção, através da entrada de cunhas clásticas arenosas na bacia. Para Milani *et al.* (1994), tal evento regressivo é conseqüência de um episódio de reativação de áreas-fonte, atribuído por Zalán *et al.* (1990), à Orogenia Tardiherciniana. Estes últimos autores ainda afirmam que essa região esteve ativa durante o Permiano, mas através das Zonas de Falha Curitiba-Maringá e Guapiara (Figura 7), e não através do Arco de Ponta Grossa. O mapa de isópacas do Permiano Superior (Figura 10) não apresenta nenhuma evidência de deposição sedimentar ao longo dos *trends* NW ou NE, de forma que as camadas sedimentares depositaram-se sob a forma de curvas elípticas e a sedimentação ocorreu concentricamente em relação ao centro da bacia. Tal fato pode ser uma evidência de que, durante o Neopermiano, a bacia passou por uma fase de quiescência tectônica marcante, consistindo em uma ampla plataforma estável coberta por um mar epicontinental em fase regressiva (Zalán *et al.*, 1990).



Figura 7 – Mapa do arcabouço estrutural da Bacia do Paraná. A bacia é dominada por elementos tectônicos lineares de três direções principais: NW-SE, NE-SW e E-W. Com direção NW: 1-Arco do Alto Paranaíba; 2-Flexura de Goiânia; 3-Baixo de Ipiacú/Campina Verde; 4-Alto de Cardoso; 5-Zona de Falha de Guapiara; 6-Falha de Santo Anastácio; 7-Falha de São Jerônimo-Curiúva; 8-Arco de Ponta Grossa; 9-Zona de Falha Curitiba-Maringá; 10-Falha do Rio Alonzo; 11-Zona de Falha Cândido de Abreu-Campo Mourão; 12-Lineamento do Rio Piquiri; 13-Zona de Falha Caçador; 14-Sinclinal de Torres; 15-Arco do Rio Grande. Com direção NE: 16-Zona de Falha (ou Lineamento) Transbrasiliiano; 17-Lineamento de Araçatuba; 18-Falha de Guaxupé; 19-Falha de Jacutinga; 20-Falha de Taxaquara; 21-Zona de Falha de Lancinha-Cubatão; 22-Zona de Falha Blumenau-Soledade; 23-Falhado Leão; 24-Falha de Açotea. Com direção E-W: 25-Lineamento de Cassilândia; 26-Lineamento Mogi Guaçu-Dourados; 27-Lineamento de São Sebastião; 28-Lineamento de Taquara Verde; 29-Lineamento de Bento Gonçalves. Com direção N-S: 30-Arco de Assunção. Astroblema: 31-Domo de Aragurainha. Modificado de Zalán *et al.* (1990).

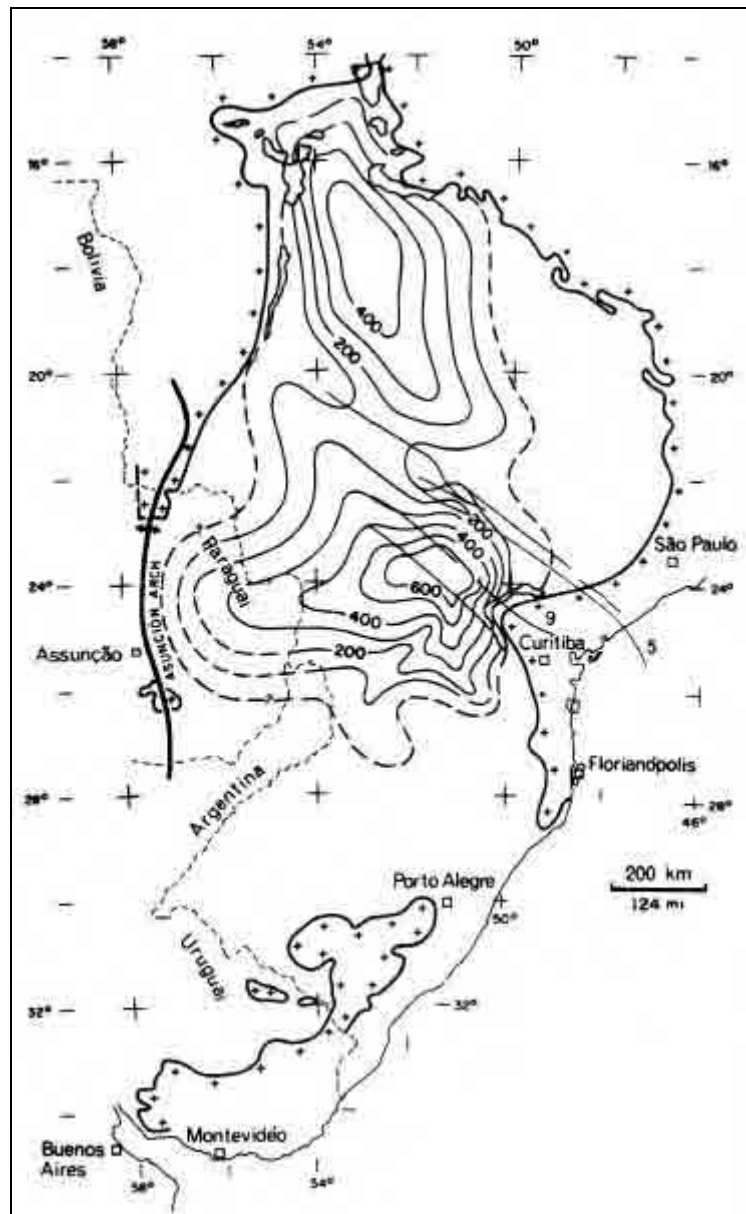


Figura 8 – Mapa de isópacas da Formação Ponta Grossa. Linhas finas representam importantes zonas de falhas (5 – Guapiara, 9 – Curitiba-Maringá, conforme numeração da Figura 23) (Zalán *et al.*, 1990).

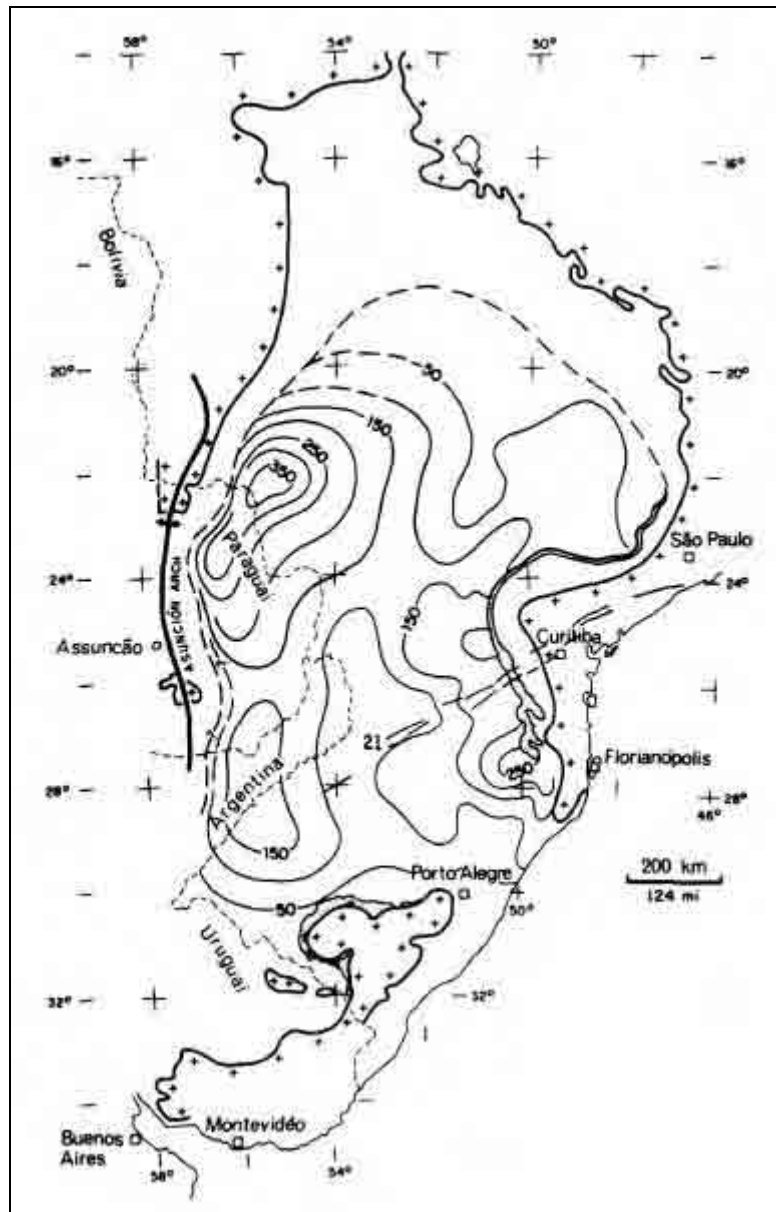


Figura 9 – Mapa de isópacas da Formação Rio Bonito. Linhas finas representam importantes zonas de falhas (5 – Guapiara, 9 – Curitiba-Maringá, conforme numeração da Figura 23) (Zalán *et al.*, 1990).

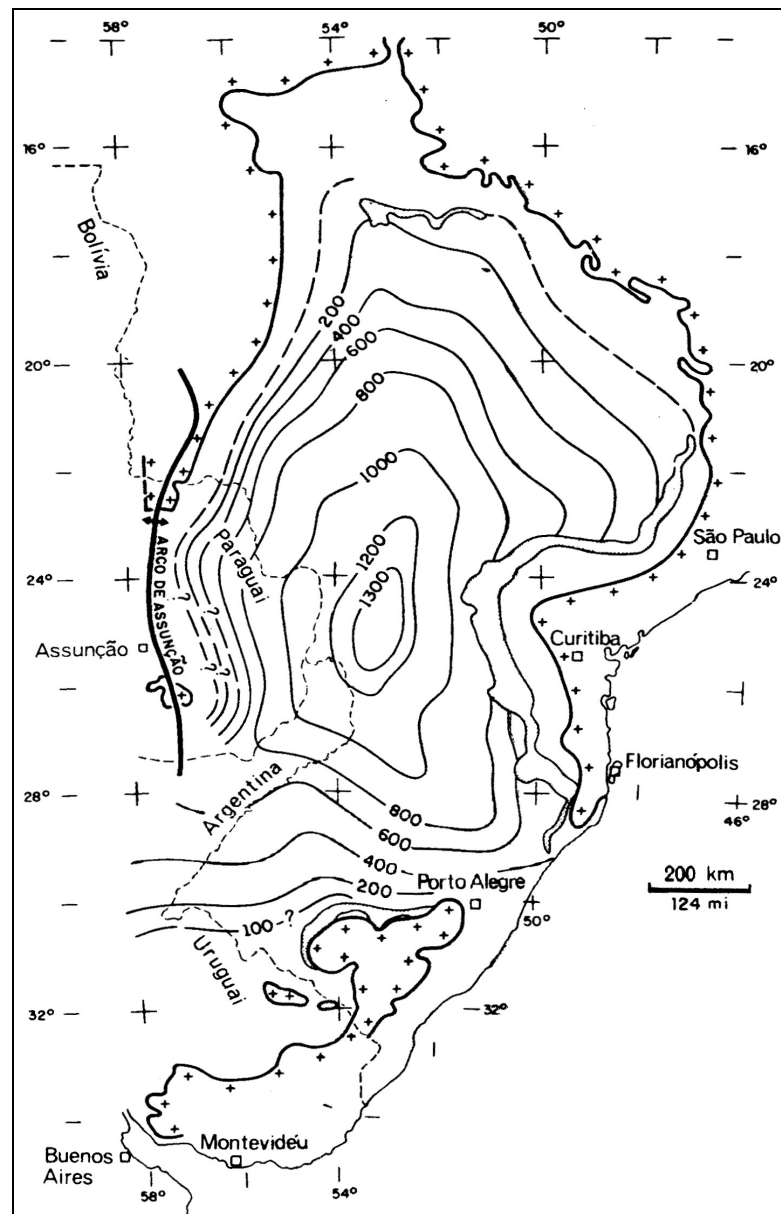


Figura 10 – Mapa de isópacas acumuladas do Permiano Superior (Membro Serra Alta da Formação Irati, Formação Teresina e Formação Rio do Rastro) (Zalán *et al.*, 1990).

Entretanto, é no Mesozóico em que há uma grande revolução na geometria de preenchimento da Bacia do Paraná. Mapas de isópacas das seqüências sedimentares depositadas durante o Paleozóico, apresentam a mesma configuração erosiva através do truncamento das camadas no atual Arco de Ponta Grossa, que causaram uma notável reentrância na bacia, mesmo tendo ocorrido duas principais fases de subsidência durante o período mencionado na Bacia do Paraná (Siluriano – Devoniano e Carbonífero – Permiano). É por esse motivo que Zalán *et al.* (*op cit.*) acreditam que esta feição continental é decisivamente mesozóica, pois essa região viria a soerguer-se e interceptar

as isópacas das unidades litoestratigráficas paleozóicas, estando seu soerguimento inicial intimamente relacionado ao rompimento do Gondwana Sul-Occidental.

Ainda segundo os autores, mesmo que as Zonas de Falhas Curitiba-Maringá e Guapiara sejam feições antigas e que sofreram diversos episódios de reativação durante o Paleozóico, a região hoje conhecida como Arco de Ponta Grossa é do Mesozóico (Figura 11).

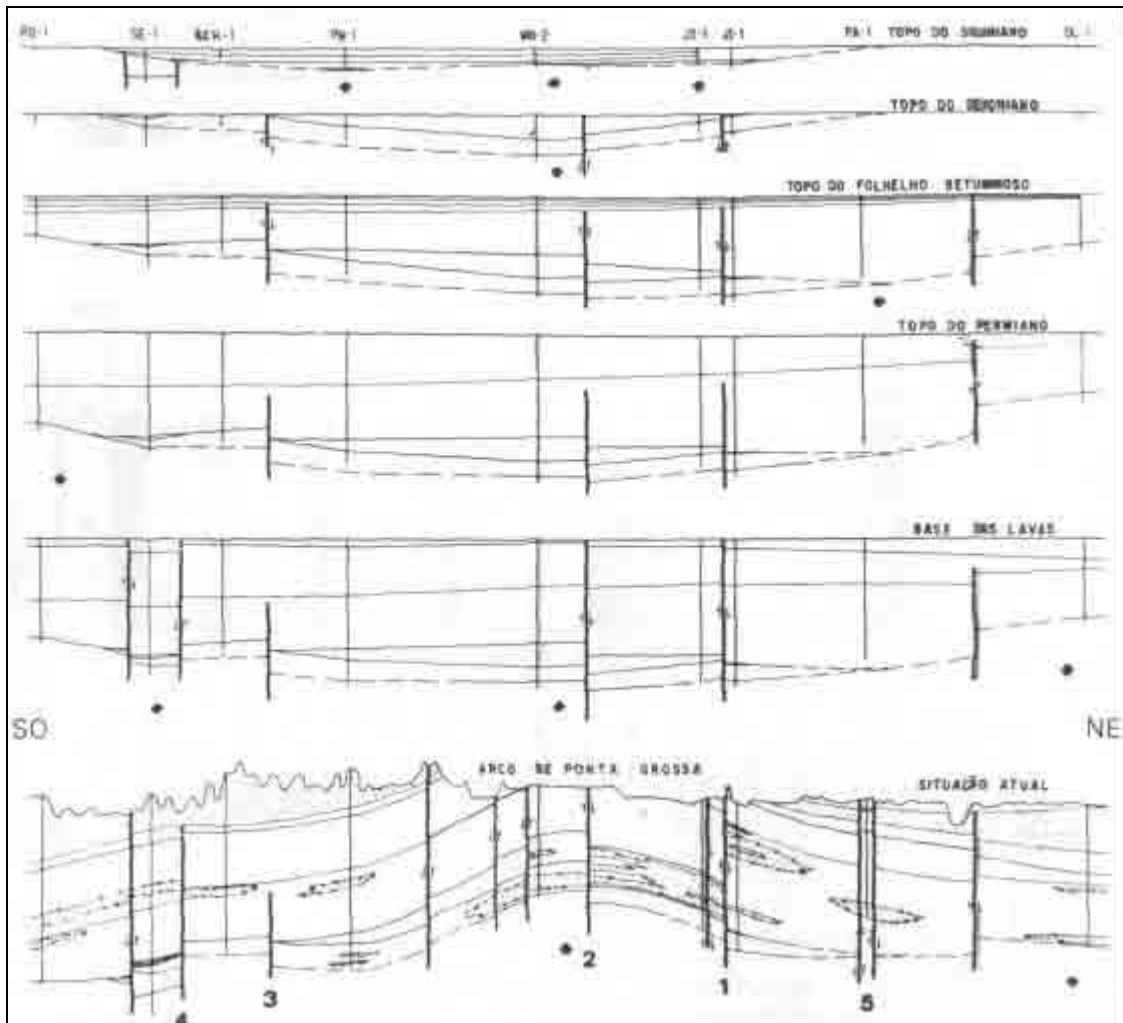


Figura 11 – Seções paleoestruturais com direção NW-SE (*strike*), ilustrando a evolução tectônica da Bacia do Paraná. A evolução do Siluriano ao Eojurássico é caracterizada por migrações dos depocentros (Setas maiores apontando para baixo), movimentos verticais de blocos, atividade recorrente e reversão 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).

Tal afirmação é corroborada pelo mapa de isópacas do Triássico e Jurássico (Figura 12), no qual se nota que as camadas são depositadas paralelamente à essa estrutura. Assim sendo, esta é primeira indicação da tendência positiva deste compartimento durante a sedimentação das Formações Pirambóia e Botucatu.

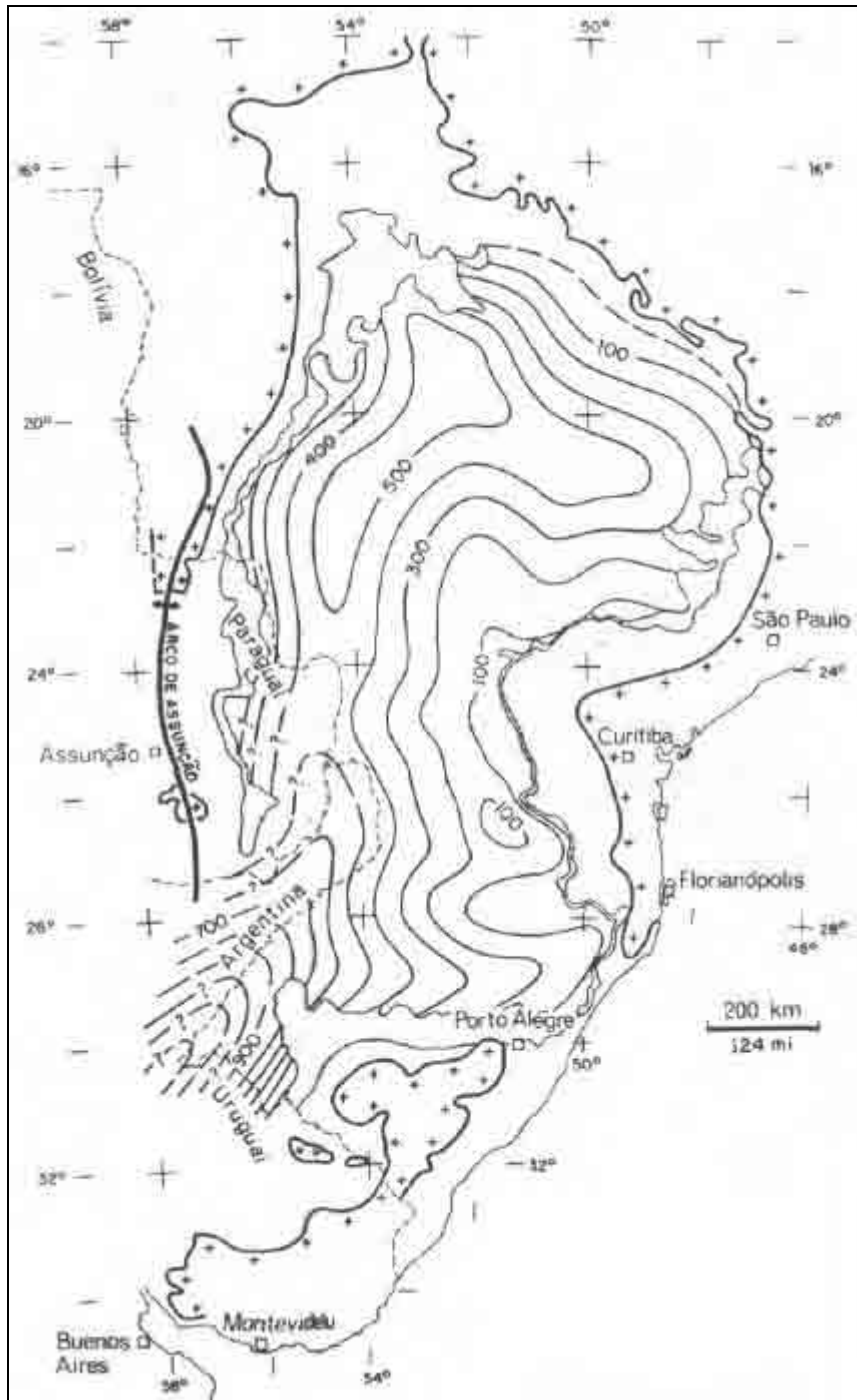


Figura 12 – Mapa de isópacas acumuladas do Triássico (Grupo Rosário do Sul e Formação Pirambóia) e do Jurássico Inferior (Formação Botucatu). Zalán *et al.* (1990).

No Limite Jurássico-Cretáceo, um importante evento tectônico afetou de modo significativo a evolução das bacias localizadas à margem sul do Gondwana. Tal evento é denominado de Orogenia *La Ventana* (De Wit & Ransome, 1992) que, na Bacia do Paraná, foi identificado através de movimentações positivas em alguns setores, com reativações de áreas-fonte adjacentes, dando origem à uma superfície erosional. Esta etapa de reativação de antigas zonas de cisalhamento e posterior manifestações magmáticas básicas e alcalinas com intenso fendilhamento da crosta terrestre é denominada por Zalán (2004) de Ativação Meso-Cenozóica.

Para Silva (1983), alinhamentos reativados a partir do Neojurássico-Eocretáceo (Reativação Wealdeniana) foram locais de extensos falhamentos distensionais, caracterizados pela extrusão de *sills* e enxame de diques de diabásio no APG e rochas alcalinas em outras porções do continente, fazendo com que a atividade tectônica dos alinhamentos estruturais tivessem grande importância tanto na bacia como no embasamento (Zalán *et al.*, 1990). Nessa época de extravasamento das lavas basálticas da Formação Serra Geral, há uma nova mudança na geometria de preenchimento da bacia, onde as isópacas voltam a cobrir a região do Arco de Ponta Grossa (Figura 13), e o soerguimento do mesmo é paralisado temporariamente. Um novo e último pulso de soerguimento é registrado por esses autores no Neocretáceo, quando então os derrames basálticos e as bordas da bacia são alçados e, conseqüentemente erodidos, dando origem à sua morfologia atual, de semi-elipse. Nesta época, como soerguimento de toda a região do Arco de Ponta Grossa, inclusive da Serra do Mar (Cobbald *et al.*, 2001), houve fornecimento de sedimentos clásticos na Bacia de Santos, entre aproximadamente 100 e 90 Ma, principalmente (Pereira & Feijó, 1994).

Este episódio de soerguimento regional iniciado no Cretáceo Superior também foi observado por Lima (2000). Neste caso, o mesmo é associado a esforços compressivos intraplaca, como conseqüência da Colisão Andina, que causaram o alçamento e erosão das bordas das bacias da Plataforma Sulamericana (no caso, a Bacia do Paraná) que durante este período foi preenchida por aproximadamente 250m de sedimentos continentais (Grupo Bauru) (Lima *et al.*, 1986; Milani, 1997).

Outros autores, tais como Tello *et al.* (2003) indicam, pelo menos outros dois pulsos de soerguimento crustal no Sudeste Brasileiro, adjacente à Bacia de Santos, entre o Cretáceo e Paleoceno, respectivamente 120-100 Ma e 85-65 Ma.

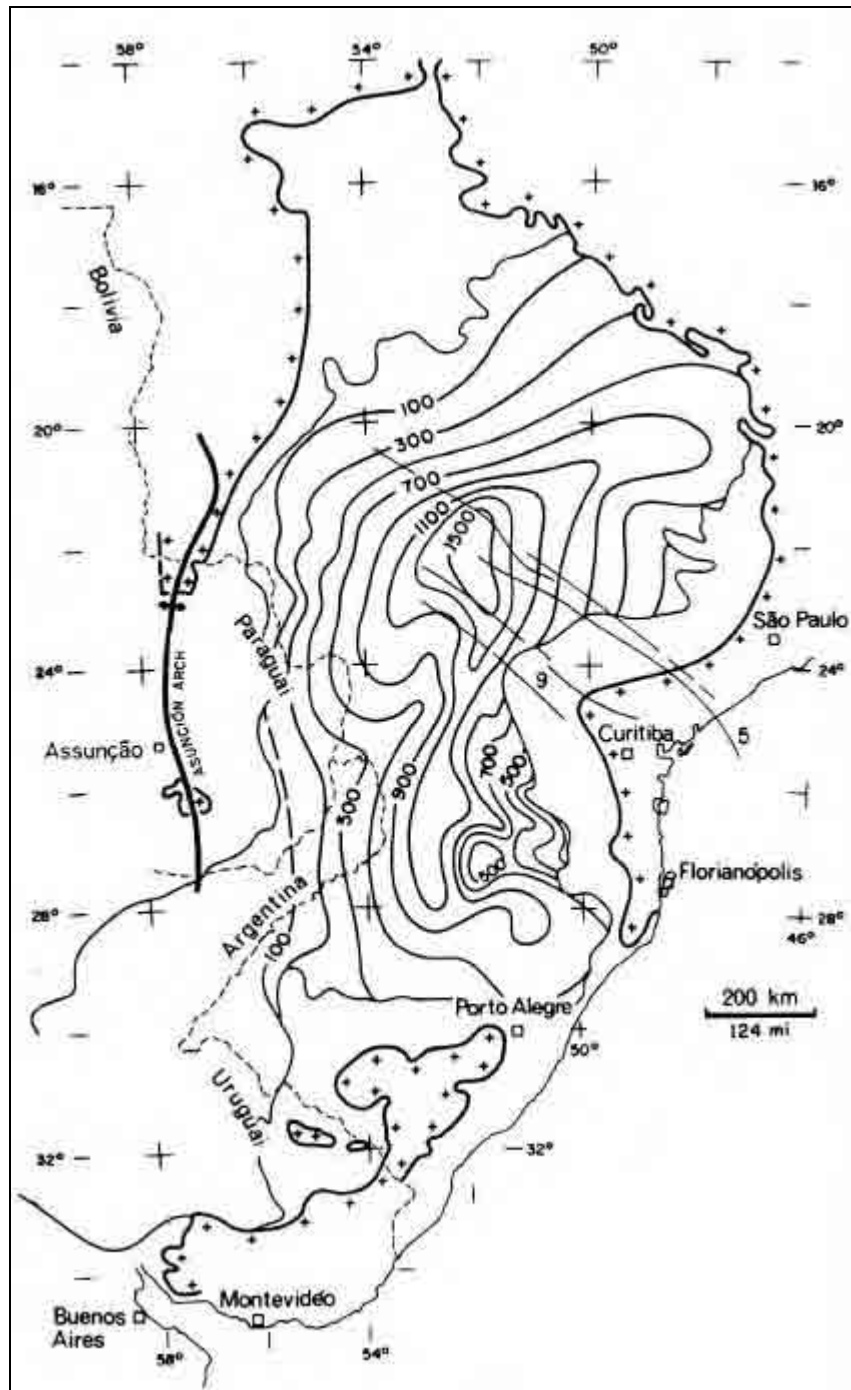


Figura 13 – Mapa de isópacas das rochas extrusivas da Formação Serra Geral. Linhas finas representam importantes zonas de falhas (5 – Guapiara, 9 – Curitiba-Maringá, conforme numeração da Figura 23) (Zalán *et al.*, 1990).

De qualquer forma, o Arco de Ponta Grossa e seus alinhamentos estruturais possuem grande importância na atividade tectono-magmática do Sudeste Brasileiro, afetando tanto a Bacia Sedimentar do Paraná, o embasamento cristalino, bem como condicionando as em intrusões alcalinas e enxame de diques mesozóicos, admitindo-se,

por isso, vínculo tectono-estrutural profundo. Tal interpretação é também corroborada por dados gravimétricos, conforme pode ser observado pelo mapa de anomalia exibido na Figura 14 (Machado Jr., 2000).

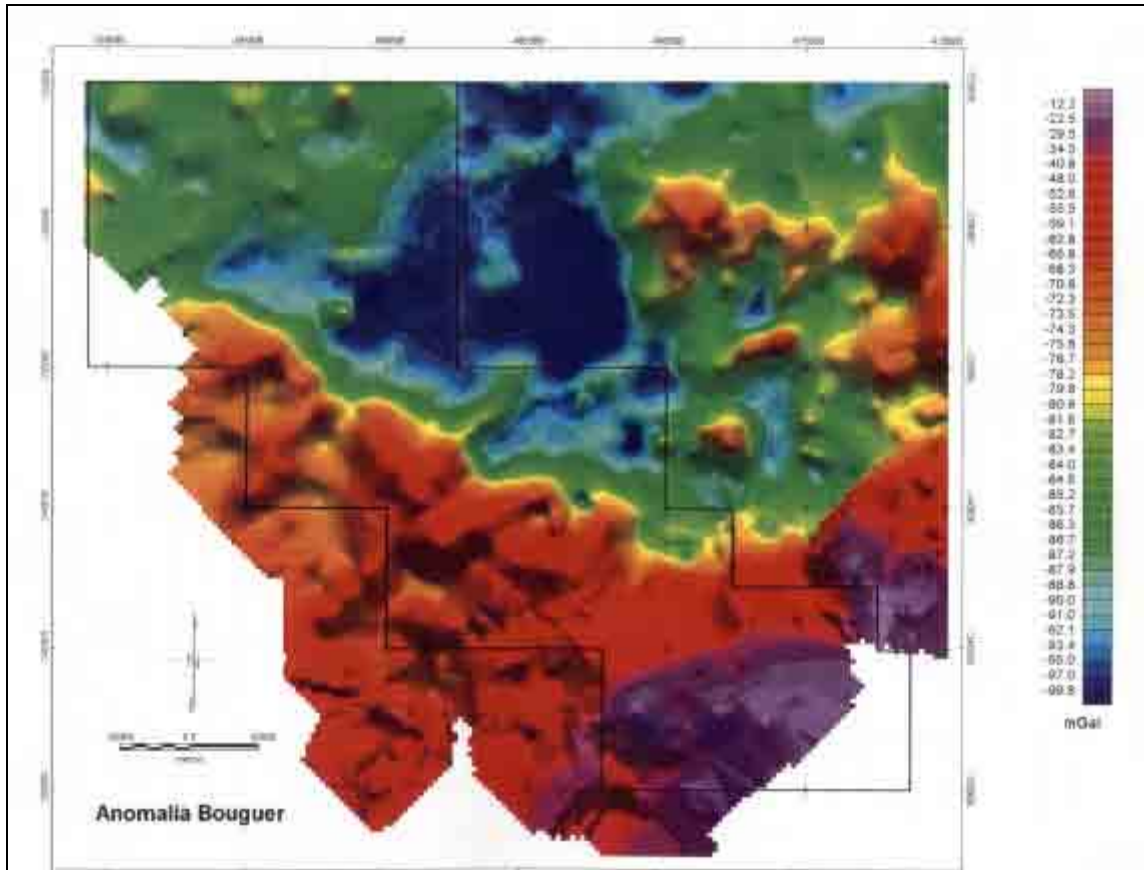


Figura 14 – Mapa de Anomalia Bouguer. Nota-se que existe um lineamento de aproximadamente N50W marcando o Alinhamento de Guapiara. O padrão de anomalia é caracterizado por fortes gradientes laterais para SW e NE. A NNE ocorre uma ampla região caracterizada por baixos gravimétricos, em sua maior parte coincidente com a Bacia do Paraná. A SSW há uma área tomada por valores mais altos, coincidindo com o Arco de Ponta Grossa, cujo contorno possui direção SE, tornando-se paralelo ao litoral. Compilado de Machado Jr. (2000).

VI. MODELOS DE EVOLUÇÃO DO RELEVO APLICADOS AO ARCO DE PONTA GROSSA

6.1 Introdução

Estudos recentes sobre a evolução e esculturação do relevo na região do sudeste brasileiro mostram que teriam seu início relacionado aos processos tectônicos responsáveis pela ruptura do Gondwana Sul-Occidental, e conseqüente origem do Oceano Atlântico-Sul, seguidos de soerguimentos, reativação de descontinuidades (inclusive geração de *horsts* e *grabens*), intrusões alcalinas e eventos erosivos.

O Arco de Ponta Grossa (APG), uma das mais notáveis estruturas no flanco leste da Bacia do Paraná, cuja feição é decisivamente mesozóica (Zalán *et al.*, 1990), é responsável pelo controle de algumas feições geológicas/geomorfológicas na região sudeste brasileira, tais como:

1. Concavidade do contato dos sedimentos paleozóicos da Bacia do Paraná e reentrância do embasamento cristalino na referida bacia, devido à remoção erosiva dos sedimentos nas porções mais soerguidas do arqueamento (Milani, 2004);

2. Escalonamento do relevo em planaltos de origem erosiva no estado do Paraná, resultantes da conjugação do efeito do levantamento tectônico do APG com atuação da erosão diferencial tanto nos sedimentos paleozóicos como no embasamento cristalino adjacente (Melo *et al.*, 2000).

Tal compartimentação do relevo paranaense ocorre sob a forma de escalonamento de planaltos com caimento suave para oeste, divididos em três grandes setores: Primeiro, Segundo e Terceiro Planalto Paranaense (Maack, 1948; Melo *op cit.*) (Figura 15). 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. Este, é delimitado por 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 do estado, encontra-se sustentado pelos extensos derrames basálticos da Formação Serra Geral (Maack *op cit.*; Melo *op cit.*).

3. Fraturas, falhas e diques, preferencialmente de direção NW-SE, são os responsáveis pelo controle do relevo e da hidrografia.

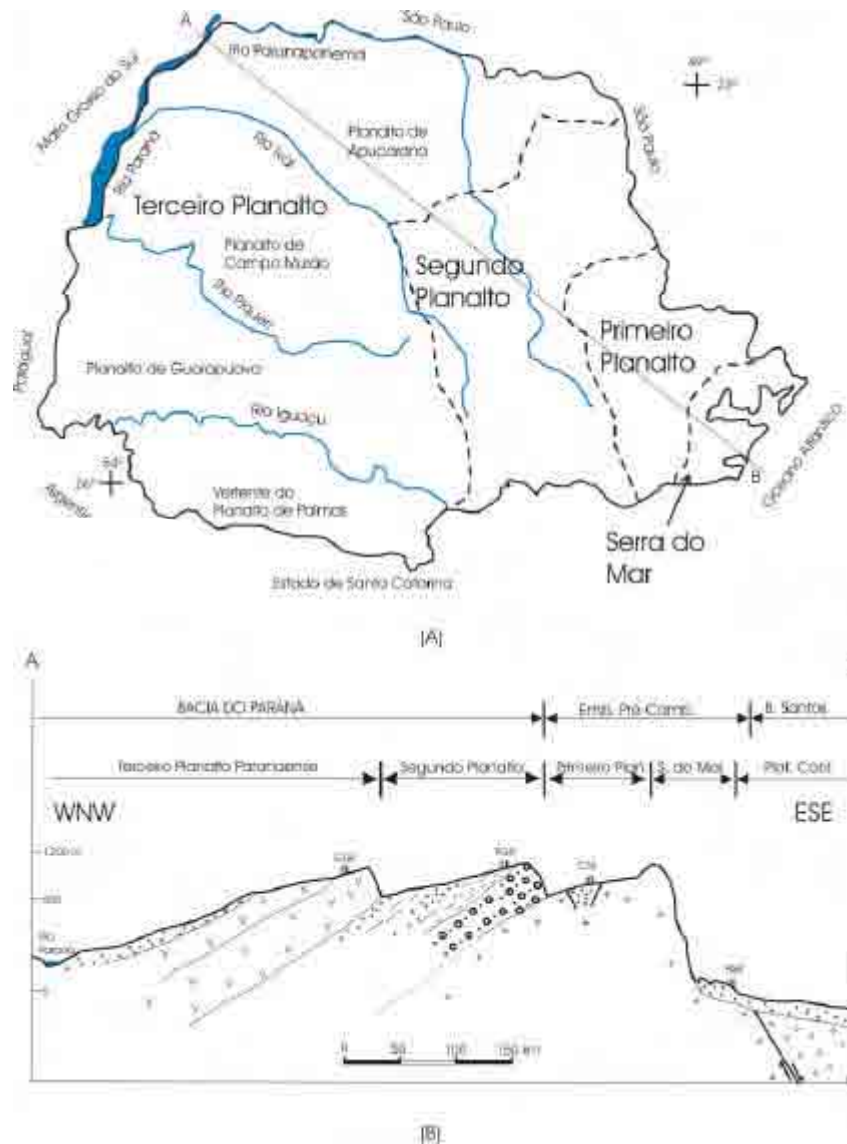


Figura 15 – Localização das principais unidades do relevo no estado do Paraná (A), e disposição de perfil geológico-geomorfológico. Modificado de (Melo, 2000); Volkmer & Fortes (2003). Legenda: GUA – Guarapuava, PGR – Ponta Grossa, CTB – Curitiba, PAR – Paranaguá.

6.2 Modelos de evolução do relevo no Arco de Ponta Grossa

Propostas referentes à evolução geológica/geomorfológica da região do APG, a partir do Meso-Cenozóico, baseiam-se no modelo empírico de retração de escarpa, partindo de regiões de margem passiva (flanco de *rifts*) para o interior continental (escarpamento), conforme proposto por Gilchrist & Summerfield (1990).

Gilchrist & Summerfield (*op cit.*) sugerem, em ambientes tipo *rift* que evoluíram para margem passiva, diferentes taxas de denudação na planície costeira, no *front* da

escarpa e no interior continental (Figura 16). Neste caso, a própria escarpa, feição comum nas margens dos *rifts*, recua ao longo de tempo, sendo acompanhada por escalonamento de relevos mais baixos em áreas do interior continental.

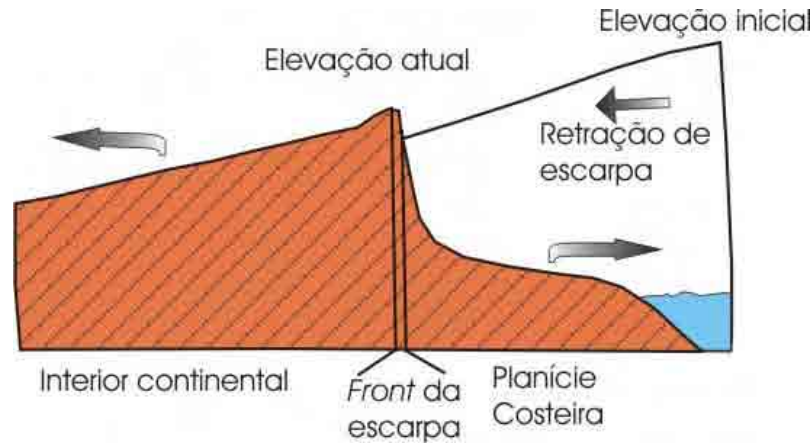


Figura 16 – Representação esquemática do modelo de denudação proposto por Gilchrist & Summerfield (1990). Modificado de Gilchrist & Summerfield (*op cit.*).

Dados de traços de fissão em apatitas, na margem atlântica do SE do Brasil, entre Florianópolis e Porto Alegre, adquiridos por Gallagher *et al.* (1995) mostram claramente que as rochas da planície costeira são mais jovens (idades em torno de 100Ma 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, conforme descrito anteriormente. Os próprios autores ainda sugerem que o evento de 130Ma, responsável pelo *break-up* do Pangea, 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 se estendesse por tanto tempo, principalmente nas sucessões sedimentares paleozóicas/mesozóicas.

Entretanto, Vignol-Lelarge *et al.* (1994) sugerem, também através de dados de traços de fissão em apatitas na região da Serra do Mar adjacente à Bacia de Santos nas proximidades do APG, em amostras coletadas em altitudes entre 20 e 800m, uma idade média ponderada de 86 ± 4 Ma, seria relacionada ao soerguimento da área, através de processos de rápida passagem pela Zona de *Annealing* Parcial (ZAP), e que teriam sido denudados cerca de 2,5 km de material crustal. Outra idade, de 110 Ma, à altitude de 1000 m, seria proveniente de uma ZAP pré-denudação.

Gallagher & Brown (1999) ainda sugerem que os espessos pacotes de sedimentos clásticos depositados na Bacia de Santos tanto há 95 como há 70 Ma, logo após a deposição de evaporitos e carbonatos, refletem duas fases de denudação 'herdada', e que boa parte da denudação rápida ocorreu devido ao alçamento do APG. Além disso, outro grande período de denudação ocorreu há cerca de 20 Ma, com outro grande *input* de sedimentos clásticos na referida bacia. Esse período, segundo os autores, refletem denudação em diferentes regiões da margem continental, sugerindo que a bacia tivesse recebido sedimentos de diversas regiões em tempos distintos, e/ou que o padrão tivesse mudado no Mioceno. Além disso, ainda consideram que o aumento da denudação, a partir de 20 Ma, é parcialmente constatado pelos problemas que os modelos de *annealing* apresentam com a extrapolação dos dados empíricos para o tempo geológico. E enquanto esses modelos não melhoram não é possível determinar com exatidão o volume de material recente denudado.

Gunnell (2000) sugere que os modelos regionais de idades ao longo das margens passivas exibem uma tendência de decréscimo de idades de traços de fissão de regiões interioranas para a linha de costa. Além disso, o autor descreve que este modelo é sustentado através de correlações entre a idade de traço de fissão e a respectiva altitude, e que as últimas amostras que passaram pela ZAP encontram-se, provavelmente, a cotas topográficas mais altas.

Tal processo é condizente com as idades de traços de fissão apresentadas por Gallagher & Brown (1997) na região do APG, onde foram registrados valores de aproximadamente 100-80 Ma, na linha de costa, com tendência para o aumento para o interior continental (cerca de 130 Ma em aproximadamente 100 km distante da costa, até 300 Ma em aproximadamente 300 km distante da costa).

Isso não necessariamente significa que fossem apresentadas grandes taxas de denudação para estas localidades, mas alternativamente, taxas de erosão diferencial são suficientes para produzir a assimetria característica da morfologia de margem passiva, através da exposição de diferentes níveis de idades de traços de fissão em ambos lados do escarpamento (Gunnell *op cit.*).

A metodologia de traços de fissão é uma importante ferramenta na quantificação e qualificação dos processos erosivos atuantes em diversos tipos de ambientes geológicos/geomorfológicos, inclusive na porção de interior continental em ambientes de margem passiva que, em associação, podem fornecer informações quanto à análise do evento de resfriamento, através de variáveis térmicas, estruturais/cinemáticas e

geomorfológicas, em processos denominados de Denudação Tectônica (*Tectonic Denudation*) e Denudação erosional (*Erosional Denudation*), conforme descrito por Gallagher *et al.* (1998).

Denudação Tectônica (*Tectonic Denudation*) se refere à erosão através de processos de falhamentos normais, reativações de zonas de cisalhamento como processos aceleradores da erosão. Por sua vez, Denudação Erosional (*Erosional Denudation*) é geralmente caracterizada por períodos de rápida erosão, conforme descrito por Gallagher *op cit.*

VII. CONTEXTO TECTÔNICO DO ARCO DE PONTA GROSSA

7.1 Introdução

Durante o Mesozóico, a Plataforma Sulamericana foi palco de diversas manifestações magmáticas e de soerguimento, relacionadas à ruptura do Supercontinente 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).

Como já referido, essa região é caracterizada por cinco alinhamentos estruturais-magnéticos de direção NW-SE, com extensões de cerca de 600 km e larguras variáveis entre 20 e 100 km, nomeados de Alinhamento de Guapiara, na porção nordeste; a sudoeste pelo Alinhamento do Rio Piquiri, e na região central os alinhamentos São Jerônimo-Curiúva e Rio Alonzo, além do Alinhamento do Rio Ivaí, situado entre os alinhamentos do Rio Piquiri e do Rio Alonzo (Figura 4). 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, mas também à E-W e NE-SW, mergulhos subverticais e comprimentos de até 100 km (Portela Filho & Ferreira, 2003).

7.2 Contexto Tectônico do Arco de Ponta Grossa

Almeida (1981) considera forte atuação dos alinhamentos de direção NW que compõem o APG no Devoniano, através do paralelismo entre esses e estruturas do embasamento composto por rochas pré-cambrianas o fator mais provável para uma possível herança tectônica e conseqüente atividade tectônica desta feição positiva. Segundo Zalán *et al.* (1990), nesse mesmo período, há um forte controle tectônico de falhas de direção NW, principalmente ao longo da Zona de Falha de Guapiara. No Permiano, há um forte controle segundo *trend* NE, interpretado como uma possível conseqüência de episódios de reativação de áreas-fonte, atribuído por Zalán *op cit.* à Orogenia Tardiherciniana.

Zalán *op cit.* acrescentam que dos elementos tectônicos lineares orientados nas direções NW-SE, NE-SW e E-W, 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. 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 Sulamericana no eo-Cretáceo.

Segundo Zalán *op cit.*, durante o *break-up* Juro-Cretáceo do Gondwana, as falhas de direção NW foram fortemente reativadas, fato não ocorrido com as falhas NE. Tal evento não só reativou falhas NW pré-existentes como também gerou várias outras paralelas à essa direção, promovendo a intrusão e o condicionamento de vários corpos ígneos. Bartorelli (2004) acrescenta que o padrão estrutural das zonas de falhas NW é caracterizado por um extenso trecho retilíneo, cuja concentração de falhas e diques se distribuem por uma faixa com largura de várias dezenas de quilômetros, como por exemplo, as zonas de falha de Guapiara, Cândido de Abreu-Campo Mourão e Rio Piquiri; enquanto que o padrão estrutural das zonas de falha NE é caracterizado pela presença de uma única falha larga ou zona de falha retilínea, onde estão ausente diques de diabásio.

Segundo Bueno (2004), o diacronismo entre o enxame de diques e as lineações magnéticas observadas tanto na margem sul-americana como na africana, suporta a interpretação de um rifte propagante para o Atlântico-Sul, cujo estágio pré-rifte se caracterizou por uma ascensão astenosférica em sua porção sul, provavelmente vinculada à Pluma Tristão da Cunha, processo pelo qual culminou no magmatismo da Província Paraná-Etendeka, entre 138 e 127 Ma. Dessa forma, as deformações ocorridas na região estariam inicialmente relacionadas à tectônica essencialmente extensional de um presumível domo térmico que evoluiu para junção tríplice, da qual o próprio APG seria um possível ramo abortado. Posteriormente, com a ruptura do Gondwana e o início da deriva continental, ocorreria alternância no regime de esforços, que pode ser explicada pela migração da Placa Sul-Americana na direção 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 proposto por Riccomini (1989). Bueno (*op. cit.*) atribui que o diacronismo entre as gerações de diques ortogonais e paralelos ao eixo do Atlântico-Sul como uma possível indicação na mudança dos esforços extensionais (Figura 17).



Figura 17 – Diacronismo das gerações de diques ortogonais e paralelos ao eixo do Atlântico Sul, possível indicação na mudança nos esforços extensionais (modificado de Hawkesworth *et al.* 1992; Marzoli *et al.* 1999; compilado de Bueno; 2004).

Rostirolla *et al.* (2000) identificaram um evento de deformação distensional, de direção preferencialmente NW, mas com evidências de reativação de falhas de direção NE; estas últimas geradas durante o Permo-Triássico, época da reativação da Zona de Falha de Jacutinga. A composição de esforços tracionais responsáveis pela reativação de falhas tanto de direção NW como NE, condicionaram a formação do APG, e conseqüentemente, da feição dômica observada no Alto Estrutural de Quatiguá (Figura 18), estrutura presente na Bacia do Paraná, a noroeste do estado homônimo, gerado pela superposição dos dois eventos tectônicos supra mencionados, e que resulta de importante tectônica deformadora, através da Zona de Falha de Jacutinga, onde o magmatismo Serra Geral teve papel fundamental na sua geometria final, causando alçamentos e rotações de blocos, bem como a geração extensiva de falhas e diques de direção NW e, subordinadamente, NE.



Figura 18 – Mapa de localização do Alto Estrutural de Quatiguá. Modificado de Rostirolla *et al.* (2000).

Segundo Machado Jr. (2000), a orientação regular apresentada pelos diques de diabásio, associados à sua forma tabular e disposição vertical, indicam que sua formação provavelmente ocorreu através de regimes de cisalhamento puro, prevalecidos por tempo razoável durante o Cretáceo Inferior, mas que persistiram após a formação dos diabásios. O autor ainda descreve que as falhas de direção NE, observadas algumas vezes no embasamento cristalino da região do Alinhamento de Guapiara, mantêm-se na seção sedimentar paleozóica, a exemplo da região de Fartura e Taguaí, cujas falhas NE encontram-se sustentadas por diques e *sills* na mesma direção.

VIII. MÉTODOS & TÉCNICAS

8.1 – MÉTODO DE DATAÇÃO POR TRAÇOS DE FISSÃO - INTRODUÇÃO

A análise de traços de fissão como uma ferramenta de datação geológica foi primeiramente proposta na década de 1960, por P. B. Price e R. M. Walker. Passados 10 anos, através dos trabalhos de Price, Walker e R. L. Fleischer, foram observadas as maiores expansões na aplicação da maioria dos problemas geológicos. Tal fato deve-se à um maior entendimento da dependência da ferramenta na chamada temperatura de *annealing* e informações sobre sua cinética. A datação por traços de fissão tem sido aplicada na tentativa de maior explicação de uma grande variedade de problemas geológicos, tais como: proveniência sedimentar, modelagem de histórias térmicas de bacias sedimentares, evolução crustal de cinturões orogênicos e episódios de denudação/exumação nos continentes.

8.2 – TRAÇOS NUCLEARES E TRAÇOS DE FISSÃO

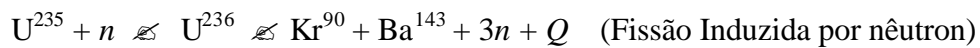
Quando fragmentos de fissão atravessarem a rede cristalina de um mineral, é criada uma zona de defeito por uma partícula carregada eletricamente. Se essa zona de defeito persistir no sólido mesmo depois desta partícula não estar mais ionizada, é então originado o traço latente. Dessa forma, o sólido no qual os traços encontram-se registrados é chamado de detector. O comprimento de um traço nuclear varia desde 1 μ m até alguns milímetros, a depender da carga e energia da partícula, e da composição do detector (vidro, plástico, minerais) (Wagner & Van Den Haute, 1992).

Quanto à espessura destes traços, é predominantemente sub-microscópica, da ordem de poucos nanômetros. A zona de defeito causada pela trajetória da partícula é caracterizada por uma porção preferencial para ataque químico de reagentes, fazendo com que esses traços se tornem mais espessos a ponto de se tornarem visíveis e serem observados ao microscópio óptico (Price & Walker, 1962).

8.2.1. Processos de formação de traços e teorias

A fissão nuclear é um dos modos de desintegração que ocorre entre núclídeos pesados e instáveis (radioativos). Na reação de fissão, núcleos – pai instáveis decaem para dois núclídeos – filho, grosseiramente, de mesma massa atômica. As reações por fissão podem ocorrer tanto espontânea como artificialmente através do bombardeamento com nêutrons, prótons ou outras partículas, tais como, irradiação de raios- γ (Wagner & Van Den Haute, 1992).

A reação por fissão foi descoberta em 1939 por Hahn e 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 fósseis ou 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 U^{238} é o único radionuclídeo que pode produzir fissões espontâneas em quantidades mensuráveis. Quando uma dessas fissões ocorre, o U^{238} , o isótopo mais abundante do urânio, e muitas vezes presente como impureza na rede cristalina dos minerais (Figura 19 a), decai por fissão espontânea em outros dois fragmentos com massa atômica média entre 95 e 135 (Fleischer *et al.*, 1975), que viajam em direções opostas com altas energias (~100 e 70 MeV, respectivamente) (Figura 19 b). No percurso, estes fragmentos de fissão interagem com os átomos da rede cristalina, dando origem a uma região ionizada. O alcance combinado destes fragmentos é o chamado traço latente (Figura 19 c) (Wagner & Van Den Haute, *op cit.*).

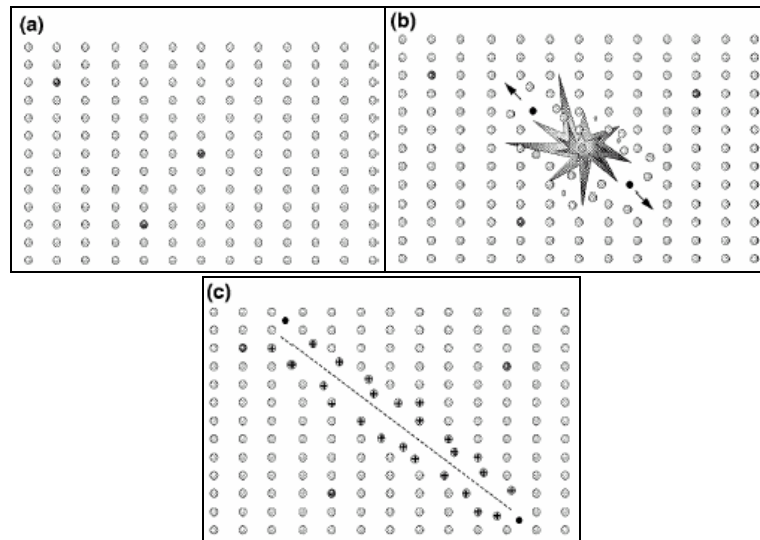


Figura 19 – Representação de *Íon Explosion Spike Theory* e formação dos traços de fissão em um mineral. Modificado de Gallagher *et al.* (1998).

Os traços latentes são produzidos continuamente em minerais, como por exemplo a apatita, 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 U^{238} e U^{235} por unidade de volume (densidade) nos minerais, vidro e plástico (detectores), cuja técnica de revelação óptica será detalhada adiante. Entretanto, valem ressaltar algumas observações (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.

Vale ressaltar que a fissão espontânea ocorre somente em núclídeos pesados, com número atômico maior que 90 e massa atômica maior que 230. Esses núclídeos são isótopos de elementos pertencentes à Série dos Actinídeos (Th, Pa, U, Np, Pu, dentre outros), cuja maioria também se desintegra por outros processos, tais como decaimento- α . Somente Th^{232} e dois isótopos do U (U^{235} e U^{238}) podem ocorrer em concentrações

passíveis de medição, como constituintes primários de substâncias naturais (Tabela 1) (Wagner & Van Den Haute, *op cit.*).

Na Tabela 1 encontram-se dispostos valores de abundância e tempos de meia-vida total e parcial (fissão espontânea) do Th^{232} , U^{234} , U^{235} e U^{238} . A partir desta tabela, pode-se deduzir que em todas as reações por fissão e, conseqüentemente, todos os traços de fissão observados em sólidos (vidros e minerais) são somente, traços de fissão de átomos do U^{238} . Isso porque os outros isótopos do urânio e o Th^{232} possuem pouca abundância na natureza e também, associado à esse fato, o longo tempo de meia-vida por fissão espontânea, tornando inviável o tempo levado por esses isótopos para originar quantidades suficientes de traços de fissão espontâneos passíveis de medição, quando comparados ao U^{238} (Wagner & Van Den Haute, 1992).

	Abundância Relativa (em relação ao U^{238})	Tempo de meia-vida total (anos)	Tempo de meia-vida da fissão espontânea (anos)
Th^{232}	4 ^d	$1,40 * 10^{10}$ ^a	$1,0 * 10^{21}$ ^c
U^{234}	$5,44 * 10^{-5}$	$2,46 * 10^5$ ^b	$1,5 * 10^{16}$ ^b
U^{235}	$7,25 * 10^{-3}$	$7,04 * 10^8$ ^a	$1,0 * 10^{19}$ ^b
U^{238}	1	$4,47 * 10^9$ ^a	$8,2 * 10^{15}$ ^b

^a Steiger & Jäger (1977); ^b Holden (1989); ^c Baard *et al.* (1989); ^d Média Geoquímica
Tabela 1 – Abundâncias e Tempos de meia-vida para os quatro maiores nuclídeos de ocorrência natural que sofrem fissão espontânea (Wagner & Van Den Haute, 1992).

8.3 – MÉTODO DE DATAÇÃO POR TRAÇOS DE FISSÃO

Em meados da década de 60, Young (1958) e Silk & Barnes (1959), seguidos por Price & Walker (1962) 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 mais de dez tipos de minerais e muitos vidros. Desde então, iniciaram-se os estudos de registro destes traços naturais, bem como de sua origem, tanto em traços espontâneos, originados a partir da concentração de partículas pesadas, tais como o urânio; bem como traços induzidos,

originados através da concentração de átomos de elevado número e massa atômica com a atuação de fluxo de energia (raios-O) ou partículas (nêutrons ou partículas-O).

8.3.1. Princípios do Método de Datação por Traços de Fissão: Equação Fundamental da Idade

A primeira instância, o Método de Datação por Traços de Fissão obedece aos mesmos princípios dos outros métodos geocronológicos, baseados no decaimento natural de átomos-pai instáveis para átomos-filho estáveis. Vale ressaltar que as equações referentes aos conceitos da Física, utilizadas nesta pesquisa, são baseadas em Halliday *et al.* (2002).

Onde, 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. Pode-se apenas afirmar que, se uma amostra hipotética, de qualquer material, contém N nuclídeos, esta reação ocorrerá a uma taxa proporcional aos N :

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

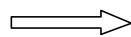
Onde, λ = constante de desintegração ou constante de decaimento (s^{-1}). Possui valor característico para cada radionuclídeo.

?

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

Integrando:

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



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

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 de uma forma mais conveniente a Equação (5):

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

A Equação (6) é representativa da Lei do Decaimento Radioativo em um determinado tempo t . Dessa forma, o número de decaimentos (D) entre t_0 e t , respectivamente entre núclídeos-pai e núclídeos-filho, obedece à seguinte equação:

$$D = N_0 - N \quad (7) ; N = N_0 e^{-\lambda t}$$

Substituindo os termos:

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

Ajustando melhor a equação:

$$D = N^{238} (e^{-\lambda t} - 1) \quad (9)$$

onde:

N^{238} = número total de átomos de U^{238} por unidade de volume

A Equação 9 é a equação básica da maioria dos Métodos de Datação Geocronológicos, incluindo o Método por Traços de Fissão.

No caso do Método de Datação por Traços de Fissão, os traços de fissão espontâneos são equivalentes aos núclídeos-filho, como um produto do decaimento do U^{238} . Entretanto, este radionuclídeo não decai somente por fissão espontânea, mas também por emissão de partículas- α , originando uma seqüência de decaimentos que termina no Pb^{206} . Assim sendo, a probabilidade total do decaimento do U^{238} (λ_T) é associada tanto ao decaimento- α (λ_α) como por fissão espontânea (λ_f):

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

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

$$D_f = N^{238} (e^{-\lambda t} - 1) \left(\frac{\lambda_f}{\lambda_T} \right) \quad (11) \text{ (obs.: } \lambda = \lambda_T)$$

Se na Equação 11, N^{238} é o número total de átomos de U^{238} por unidade de volume, então a relação entre o número total de traços de fissão espontânea por unidade de área pode ser chamada de densidade de traços de fissão espontâneos (ρ_s). Dessa forma:

$$\rho_s = D_f \rho_f \quad (12)$$

onde:

ρ_f = eficiência total dos traços que foram gerados de serem contados na superfície do grão mineral (tem dimensão de comprimento).

A Equação 12 pode ser re-escrita da seguinte maneira:

$$\rho_s = \rho_f N^{238} (e^{-\lambda t} - 1) \frac{\lambda_f}{\lambda} \rho_s \quad (13)$$

Ou então:

$$\rho_s = C^{238} N_u \frac{\lambda_f}{\lambda} (e^{-\lambda t} - 1) \rho_s \quad (14)$$

onde:

C^{238} = Concentração isotópica do U^{238} = 99,275%, na natureza

N_u = Número de átomos de urânio por unidade de volume

Os traços de fissão induzidos são gerados no mineral através da irradiação da amostra em reator nuclear, com uma determinada fluência de nêutrons térmicos (F), em átomos de U^{235} , conforme explícito a seguir:

$$\rho_i + U^{235} (U^{236})^* \text{ Fissão Induzida} \quad (F = \text{nêutrons})$$

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

$$\rho_i = C^{235} N_u R_u \quad (15)$$

onde:

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

$R_u = ? R_i$ (R_i é o número de eventos de fissão por núcleo alvo de U^i). Dessa forma, se a quantidade de fissões induzidas no U^{235} por nêutrons térmicos for muito maior que a fissão induzida por nêutrons rápidos no U^{238} , R_U é dado por:

$$R_U = C^{235} s_{t\acute{e}rmico} \quad (16)$$

onde:

C^{235} = concentração isotópica do U^{235} = 0,720%

$s_{t\acute{e}rmico}$ = seção de choque do U^{235} para fissões induzidas por nêutrons térmicos = $580,2 * 10^{-24} \text{ cm}^2$

F = fluência de nêutrons térmicos ($*10^{15} \text{ cm}^{-2}$)

Neste trabalho, a determinação de R_U , 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).

Colocando as equações 14 e 15 em termos de N_u temos que:

$$N_u = \frac{C^{238} \lambda_f e^{-\lambda t} - 1}{\lambda_s} \quad (17)$$

e

$$N_u = \frac{C^{235} R_u}{\lambda_i} \quad (18)$$

Admitindo-se que $N_u = N_u$ e colocando as equações em termos de t temos que:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{\lambda_s C^{235} R_u}{\lambda_i C^{238} \lambda_f} \right) \quad (19)$$

onde:

t = Idade Aparente de Traços de Fissão (Ma)

Fazendo um ajuste na equação para se considerar o fator de geometria g , a equação pode ser escrita como:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(g \frac{C_s^{235}}{C_s^{238}} \frac{C_f^{235}}{C_f^{238}} \frac{R_u}{R_f} + 1 \right) \quad (20)$$

onde:

g = fator de geometria (será melhor explicado mais adiante).

A Equação 20 é a equação da Idade do Método de Traço de Fissão e é aplicável em uma gama enorme de materiais geológicos, ou seja, minerais, tais como: apatita, alanita, amazonita, berilo, calcita, clorita, epidoto, granada, vidro, cianita, mica, monazita, quartzo, esfênio, titanita, zeólita, zircão, entre outros. Pode-se dizer que é a equação da Idade Aparente do Método. Vale ressaltar que neste trabalho o mineral utilizado para se aplicar a metodologia de Datação por Traços de Fissão foi a apatita ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F,Cl,OH})$).

8.3.2. Parâmetros Relevantes

8.3.2.1. Constante de Decaimento do U^{238} por fissão espontânea (λ_f)

Desde a descoberta da desintegração por fissão espontânea do U^{238} em 1940, por G. N. Flerov e K. A. Petrzhak, numerosas determinações sobre sua constante de decaimento, chamada de λ_f , têm sido fornecidas utilizando diferentes técnicas, tais como medidas diretas com câmaras de ionização, métodos radioquímicos incluindo medidas de produtos de fissão, acumulação de traços de fissão espontâneos em micas ou outros detectores, e análises de amostras de idade conhecida.

Neste trabalho, o valor de λ_f , fator de fundamental importância para a determinação da idade, é $\lambda_f = (8,37 \pm 0,17) \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$ (Guedes *et al.*, 2003a). Este valor foi calculado experimentalmente utilizando a técnica de dosimetria descrita em Iunes *et al.* (2002), através da determinação da densidade de traços de fissão espontâneos de U^{238} em uma amostra de grão mineral associada a determinações de densidade de traços em um detector externo, a partir da fissão induzida do U^{235} por nêutrons térmicos. Também é necessário o cálculo da densidade de traços de fissão em um detector (normalmente muscovita), o qual será acoplado a um referido vidro dopado de U, chamado de dosímetro. Tal definição está de acordo com a recomendação da IUPAC

(*International Union of Pure and Applied Chemistry*) (Holden & Hoffman, 2000) e com outras medidas recentes (Guedes *et al.*, 2000, 2003b).

8.3.2.2. Fator de Geometria (g)

O Fator de Geometria refere-se à geometria inicial das superfícies investigadas para contagem de traços espontâneos e induzidos, sendo igual a 0,5 ou 1, a depender da técnica de datação usada (Seção 8.3.4).

O caso do fator g ser igual 0,5 é quando um detector externo, usualmente uma placa de muscovita, é acoplado à montagem com os grãos e o conjunto é irradiado com nêutrons térmicos. Durante a irradiação, a mica registra os traços de fissão induzida gerados nos grãos de apatita (geometria 2?, ou seja, fonte externa em contato com a superfície do detector). Em seguida, a mica é atacada quimicamente. Note que nesta técnica o fator g é idealmente igual a 0,5 (2?/4?), mas na prática, devido à diferença de eficiência entre a mica e a apatita, este fator varia entre 0,5 e 0,6 (Iwano & Danhara, 1998; Jonckheere, 2003).

Ao se utilizar a técnica de datação das populações de grãos (ver seção 8.3.4.1), duas alíquotas de grãos minerais são montadas em resina epóxi e polidas até se atingir uma superfície interna (geometria 4?). Considera-se que se atingiu uma superfície interna quando a espessura da camada removida durante o polimento é maior que o alcance de um fragmento de fissão, ~10 μ m. Por fim, as amostras são atacadas quimicamente para que os traços se tornem visíveis ao microscópio óptico comum. A densidade de traços de fissão espontânea, ρ_s , é medida na alíquota não-irradiada e a densidade de traços de fissão induzida, ρ_i , na alíquota irradiada. Neste caso, o fator de geometria g é igual a 1 (4?/4?), pois a geometria de contagem é a mesma nos dois casos (4?).

8.3.2.3. Taxa da reação de Fissão Induzida no U^{235} por nêutrons térmicos

Na equação da Idade Aparente de Traço de Fissão, uma importante determinação é o cálculo da fluência de nêutrons (F), ou mais precisamente a taxa de fissão do U^{235} induzida por esta fluência. Se a distribuição de energia de nêutrons corresponder à uma distribuição ideal de nêutrons puramente térmicos, a reação é dada por:

$$\boxed{R_U \cdot C^{235} \cdot \tau_{\text{térmico}} \cdot F} \quad \longrightarrow \quad \boxed{R_U \cdot C_{235} \cdot \tau_{\text{térmico}} \cdot F} \quad (21)$$

onde:

R_u = probabilidade de fissão por núcleo alvo de U

$C^{235} = 0,720 \%$ - concentração isotópica do U^{235}

$\tau_{\text{térmico}} = 580,2 * 10^{-24}$ - seção de choque da reação $U^{235} (n, f)$

F = fluência de nêutrons térmicos

A determinação do valor de R_u é dada pela seguinte fórmula (Iunes *et al.*, 2002):

$$\boxed{R_U = \frac{D_v}{N_u^v \cdot \tau^v}} \quad (22)$$

onde:

D_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)

τ^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).

8.3.3. Técnicas de Datação - Calibrações

Com o objetivo de se determinar a Idade de Traço de Fissão em um determinado material geológico (mineral) podem ser utilizados, comumente, dois tipos de calibração para uma melhor aproximação na Datação por Traços de Fissão. Um deles é conhecido como Calibração Absoluta, onde se utiliza a determinação de F ou R_u ; e o outro é a Calibração Zeta, onde se utiliza de idades-padrão (idades bem documentadas por outros métodos geocronológicos, tais como Ar/Ar, Rb/Sr, K/Ar) para se obter a Idade de Traço de Fissão.

8.3.3.1. Calibração Absoluta

É caracterizada por determinar o valor da fluência de nêutrons térmicos através de duas técnicas: monitores metálicos ativados e dosímetros tipo vidros dopados de urânio natural. Para isso, é necessário avaliar, empirica e absolutamente, as eficiências de detecção e ataque do sistema (Wagner & Van Den Haute, 1992; Hurford, 1998).

Vidros dopados com U fornecem os dosímetros mais utilizados na medida de nêutrons induzidos, registrando os traços em detectores externos adjacentes (muscovita ou policarbonato), a fim de preservar o vidro para uso posterior e fornecer valores sobre a eficiência da detecção e ataque. A Tabela 2 mostra os vidros usados na datação por traços de fissão neste trabalho e suas principais características.

Dosímetro	Concentração do urânio (ppm) **	% de átomos de U ²³⁵	N _U ^V (erro) ****
CN-1 *	39.81±0.69	0.7200	1,466x10 ¹⁴ (3%)
CN-2 *	36.5±1.4	0.7200	1,360x10 ¹⁴ (3,8%)
CN-5 **	12.17±0.62	0.7200	0,4169x10 ¹⁴ (3%)
IRMM- 540 ***	13.9±0.5	0.007277	0,536x10 ¹⁴ (3,8%)

Tabela 2 – Especificações de vidros dopados em U utilizados para dosimetria de nêutrons térmicos na Datação por Traços de Fissão. *Hurford & Green (1983); **Hurford (1990); ***De Corte *et al.* (1998); **** Iunes (1999).

Como os dosímetros utilizados (Tabela 1) e as condições experimentais são sempre constantes, a fluência de nêutrons pode ser determinada através das seguintes equações (21) e (22), desenvolvidas por Iunes (1999) e Iunes *et al.* (2002).

Esta foi a técnica de calibração utilizada nesta pesquisa para aproximação de idades de traços de fissão em apatitas. A vantagem de se utilizar esta técnica se baseia no fato de que a calibração absoluta por dosímetros de U permite o emprego do método datação por traços de fissão perante independentes termalizações de nêutrons.

Além disso, também é possível a determinação da taxa Th/U no mineral a ser datado, já que nêutrons epitérmicos podem induzir fissões no U^{238} e Th^{232} . Além disso, a razão Th/U pode apresentar um valor médio em torno de 4 na crosta terrestre. Isto significa que as fissões induzidas espúrias, devido ao Th^{232} , podem representar uma fração da ordem de 15% do total de fissões induzidas, em condições de termalização de fluxo consideradas boas (Iunes, 1999).

Outra técnica utilizada para se calcular a fluência de nêutrons de maneira absoluta é a utilização de monitores metálicos de Au^{197} , Co^{59} , Cu^{63} (Green & Hurford, 1984), cuja atividade gama induzida por nêutrons pode ser medida diretamente por um cintilômetro e, a partir da determinação da massa isotópica presente no folículo metálico, a fluência de nêutrons pode ser medida (Hurford, 1998).

8.3.3.2. Calibração por Idade-Padrão – Calibração Zeta

Devido ao fato de não haver um consenso da Comunidade Científica de Traço de Fissão para parâmetros como dosimetria de nêutrons a ser empregada e valor da constante de decaimento por fissão (λ_f) do U^{238} , Hurford & Green (1983) introduziram um procedimento denominado de Calibração Zeta, através do qual idades de traço de fissão são calibradas utilizando idades-padrão já determinadas por outros métodos geocronológicos. O uso dessa calibração foi recomendado pela IUGS (*International Union of Geological Sciences*) (Hurford, 1990). No caso da apatita, as idades-padrão são apatitas de Durango, México, e Fish Canyon Tuff, EUA.

Segundo Wagner & Van Den Haute (1992), este método é uma alternativa de calibração mais prática e consiste, basicamente, em irradiar diversas vezes amostras que contenham grãos da então denominada idades-padrão e analisar juntamente com os vidros dopados em U (CN, U, SRM), a fim de se estabelecer o fator Z (Hurford, 1998):

$$Z = \frac{\lambda_f C^{235} R^{235} \lambda^{235}}{B \lambda_f C^{238} R^{238} \lambda^{238}} \quad (23)$$

onde:

λ = seção de choque da reação do U^{235}

B = constante da dosimetria de nêutrons

λ_f = constante de decaimento por fissão espontânea do U^{238}

C^{235} ; C^{238} = Concentração Isotópica do U^{235} e U^{238} , respectivamente

$R^{235}; R^{238}$ = Eficiência do alcance dos fragmentos de fissão

η^{235}, η^{238} = eficiência do ataque

O fator η passou a ser assumido como constante, porém, em termos práticos flutua muito, exigindo então a constância de cada termo. Parâmetros físicos como C , η e η_f são invariáveis. Da mesma forma, se for utilizado o mesmo tipo de vidro, o termo B também passa a ser constante. Medidas do alcance do fragmento de fissão (R) obtidas sempre no mesmo material passam a ter valores únicos. O mesmo ocorre com os fatores de eficiência de ataque (η) (Hurford, 1998). Dessa forma, o fator η foi simplificado para:

$$\eta = \frac{t \eta_i / \eta_s / \eta_d}{\eta} \quad (24)$$

t = Idade-Padrão

η_i = Densidade de traços de fissão espontâneos na amostra de idade desconhecida

η_s = Densidade de traços de fissão induzidos na amostra de idade desconhecida

η_d = Densidade de traços no vidro (ou próximos à mica - dosímetro, η_m)

Obs.: $\eta_m \sim F$ ————— $F = B \eta_m$

Depois de determinado o fator η e, conseqüentemente a idade-padrão, uma equação mais simplificada para aproximação de idades a partir da Calibração Zeta seria (Wagner & Van Den Haute, 1992; Hurford, 1998):

$$T = \frac{1}{\eta} \ln \left(\frac{\eta_s / \eta_i}{\eta_s / \eta_i} \right) e^{\eta T_p} \quad (25)$$

onde:

T = Idade de Traço de Fissão a ser determinada

η = Constante de desintegração total do U

(η_s/η_i) = razão entre a densidade de traços de fissão espontâneos e induzidos na amostra a ser determinada a idade

$(\eta_s/\eta_i)_p$ = razão entre a densidade de traços de fissão espontâneos e induzidos na amostra da Idade-padrão

T_p = Idade-Padrão

8.3.4 Técnicas de Datação – Procedimentos

Com o objetivo de se determinar a idade de traço de fissão, podem ser utilizadas duas técnicas, a depender da estratégia a ser seguida para a análise dos traços induzidos. Dessa forma, se a análise dos traços induzidos for feita nos mesmos grãos utilizados para análise dos traços espontâneos, o método utilizado é o EDM. Entretanto, se a análise dos traços espontâneos e induzidos forem feitas em grãos diferentes, então o método utilizado é o Método da População de Grãos (ou Método da População).

8.3.4.1 Método da População de Grãos

Desenvolvido por Gleadow (1981) e também chamado de Método da População, é caracterizado pela divisão da amostra em duas alíquotas. Uma delas é aquecida para apagar os traços fósseis e irradiada com nêutrons térmicos em um reator nuclear. Então, as duas alíquotas são montadas em resina epóxi e polidas até se atingir uma superfície interna (geometria 4?). Considera-se que se atingiu uma superfície interna quando a espessura da camada removida durante o polimento é maior que o alcance de um fragmento de fissão, $\sim 10 \mu\text{m}$. Por fim, as amostras são atacadas quimicamente para que os traços se tornem visíveis ao microscópio óptico comum. A densidade de traços de fissão espontânea, ρ_s , é medida na alíquota não-irradiada e a densidade de traços de fissão induzida, ρ_i , na alíquota irradiada. Neste caso, o fator de geometria g é igual a 1, pois a geometria de contagem é a mesma nos dois casos (4?). É utilizada em amostras provenientes de rochas cristalinas ou em amostras com grande homogeneidade de urânio (Wagner & Van Den Haute, 1992).

8.3.4.2 Método do Detector Externo

Também chamado de EDM (*External Detector Method*), esta técnica foi desenvolvida por Hurford & Carter (1991). Neste método, somente uma única alíquota de apatita é necessária. Os grãos são montados em resina epóxi, polidos e atacados quimicamente para revelar os traços fósseis. Um detector externo, usualmente uma placa de muscovita, é acoplado à montagem com os grãos e o conjunto é irradiado com nêutrons térmicos. Durante a irradiação, a mica registra os traços de fissão induzida

gerados nos grãos de apatita (geometria 2?, ou seja, fonte externa em contato com a superfície do detector). Em seguida, a mica é atacada quimicamente. As densidades superficiais traços de fissão espontânea e induzida são medidas no grão e na posição correspondente na mica (Figura 20). Assim, no EDM é possível obter idades individuais para cada grão, o que torna este método bastante oportuno para amostras com poucos grãos, em sedimentos ou em amostras com alta heterogeneidade de urânio (Wagner & Van Den Haute, 1992). Note que no EDM o fator g é idealmente igual a 0,5 (2^{1/4}?), mas na prática, devido à diferença de eficiência entre a mica e a apatita, este fator varia entre 0,5 e 0,6 (Iwano & Danhara, 1998; Jonckheere, 2003).

O método utilizado nesta pesquisa foi o Método do Detector Externo, pelo fato de se obter uma idade respectiva para cada grão analisado, além das apatitas aqui empregadas serem provenientes de rochas sedimentares.

8.3.5 Considerações Práticas

8.3.5.1 Preparação da amostra e Irradiação

Depois de coletadas, as amostras 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. A etapa seguinte foi a passagem por peneiras 200 e 80 Mesh, recolhendo as amostras que se retiveram na peneira de 80 Mesh. O material recolhido foi bateado, sendo que o material mais pesado do fundo da batéia passou pelo processo de secagem. Em seguida, 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 como Bromofórmio e Diiodometano, do qual se obtém um concentrado de apatita. A segunda separação, do tipo manual, foi realizada na Lupa Leica, de aumento de 4.6x no Departamento de Petrologia e Metalogenia da UNESP/Rio Claro.

Grãos de cada amostra de apatita foram montadas em uma resina Epoxi transparente e misturadas 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 feito através de uma pasta de diamante na politriz automática, cujo polimento inicial foi com pasta de diamante com granulometria 4 - 2?, rotação de 150 RPM por 5 minutos, seguido pelo polimento com pasta de diamante de granulometria de 2 - 1? rotação de 150 RPM por 3 minutos e, finalizando com o polimento com a pasta de diamante de granulometria 0 - 1? e rotação de 150 RPM por 3 minutos. O último passo foi o ataque químico de uma solução de HNO_3 a 10 % durante 60s, finalizando com a neutralização da amostra com uma solução de NaHCO_3 , para que os traços latentes fossem revelados, podendo ser observados ao microscópio óptico.

A irradiação das amostras foi realizada no Instituto de Pesquisas Nucleares (IPEN) – CNEN e tem como objetivo gerar os traços de fissão induzidos. A mesma foi feita acoplando-se vidros CN (Tabela 2) às amostras e induzindo a formação de traços de fissão no detector externo, que neste caso uma lamínula de muscovita, através de uma determinada fluência de nêutrons. Nas irradiações vidros CN (justapostos a lamínulas de muscovita) também foram irradiados, com a finalidade de se efetuar a determinação (absoluta) da fluência de nêutrons.

8.3.5.2 Contagem e Medição de Traços de Fissão em Apatitas

A análise das amostras foi realizada no Instituto de Física Gleb Wataghin (IFGW)/UNICAMP. Para tanto, foi utilizado o microscópio ZEISS AXIOPLAN 2 IMAGING em conjunto com o programa TrackScan®.

A técnica utilizada para se proceder a análise das amostras foi a seguinte: primeiramente o microscópio foi calibrado de acordo com as oculares utilizadas (10 e 100x). O passo seguinte foi estabelecer um referencial na amostra, seguido pelo ajuste tanto na apatita como na mica.

Posteriormente, toda a resina de apatita foi "mapeada", a fim de se localizar os grãos a serem observados. Na etapa seguinte procedeu – se a contagem da densidade dos traços fósseis na apatita e dos traços induzidos na muscovita (detector externo), seguida pela medida de traços confinados no grão de apatita (Figura 20)

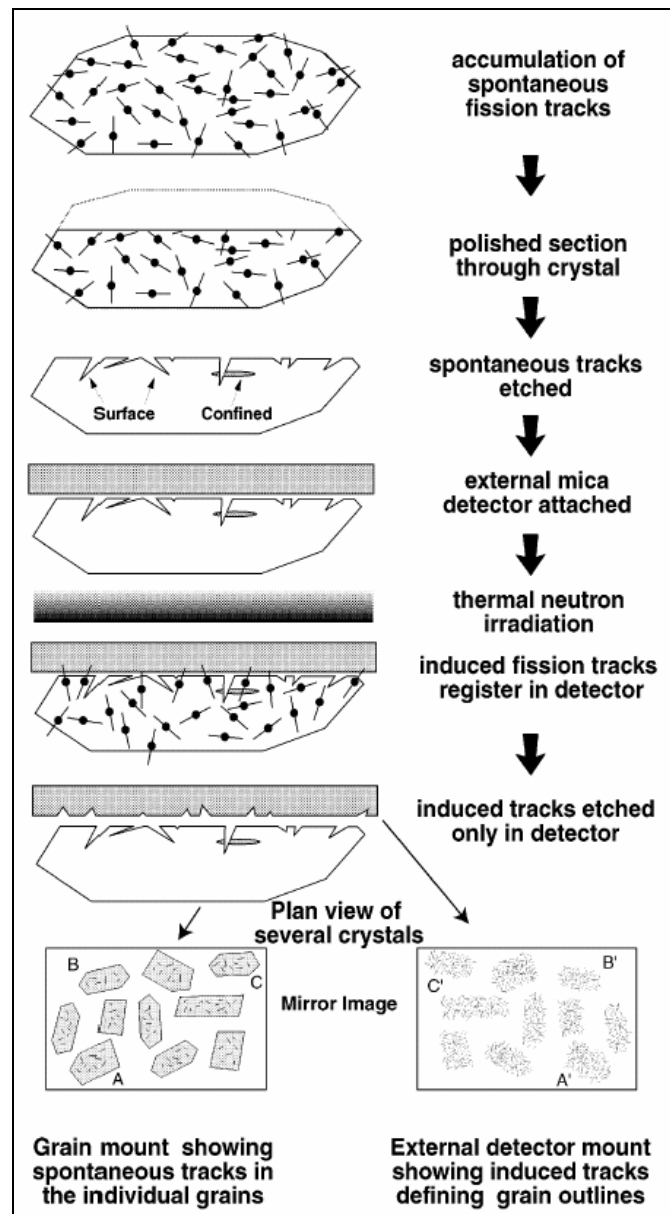


Figura 20 – Método do Detector Externo (Hurford & Carter, 1991) (Detalhes sobre procedimento técnico encontram-se no texto). Modificado de Gallagher *et al.* (1998).

A identificação dos traços de fissão em apatitas foi baseada em critérios sugeridos por diversos pesquisadores, tais como Fleischer & Price (1974), Fleischer *et al.* (1975), Wagner & Van Den Haute (1992). São eles:

- Traços de fissão são geralmente menores que 20 μm ;
- Traços de fissão são defeitos lineares, ou seja, não possuem formas curvas;
- Traços de fissão não possuem direção preferencial;
- Traços de fissão confinados dever ter o comprimento medido (ou traços com até $\sim 15^\circ$ de inclinação com a superfície horizontal);

- Traços confinados são facilmente identificados, devido à sua a distinta aparência à luz refletida, quando aos traços não-confinados;
- Traços confinados, ao aproximar paralelamente ao pçano de obsrvação, tendem a ser homogêneos no foco ao longo de todo seu comprimento.

8.3.6 Revelação e Observação dos Traços de Fissão

8.3.6.1. Técnicas de revelação dos traços de fissão: Ataque Químico

Em cristais, a revelação dos traços de fissão, através do ataque químico, obedece à seguinte razão:

$$\boxed{V_T / V_B} \quad (26)$$

onde:

V_T = Velocidade de ataque ao longo do traço

V_B = Velocidade de ataque no material

Entretanto, em sólidos cristalinos, a intensidade da taxa de ataque (V_T / V_B) é altamente variável, pois cada plano cristalográfico possui sua taxa de ataque químico preferencial (Wagner & Van Den Haute, 1992).

Além disso, somente uma parte dos traços que cortam uma superfície cristalina são efetivamente revelados pelo processo de ataque. Por essa razão, a eficiência do ataque tem sido aproximada para a razão descrita acima associado à um ângulo crítico correspondente (θ_C). Devido ao fato de que tanto V_T como V_B ser variável em cristais, o valor de θ_C irá depender, então, da orientação cristalográfica da superfície atacada e, dependendo do caso, a orientação do traço (Wagner & Van Den Haute, *op cit.*).

Ângulo Crítico (θ_C) é o ângulo com o qual o traço é revelado na superfície polida durante o ataque químico. É o ângulo limite, a partir do qual os traços são revelados. Dessa forma serão revelados somente os traços com ângulos maiores que θ_C . Dessa forma, se $\theta_C=0$, todos os traços existentes na superfície polida serão revelados; enquanto que se $\theta_C=90^\circ$, nenhum traço será revelado. Então, para que o traço de fissão seja revelado é necessário que $V_T \gg V_B$ (Figura 21, Foto1).

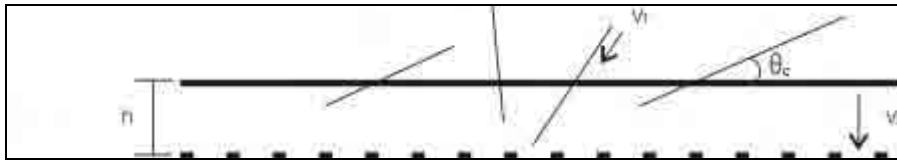


Figura 21 – Esquema de revelação do traço pelo ataque químico (V_T – Velocidade de ataque no traço; V_b – Velocidade de ataque no material; h – espessura removida durante o polimento; θ_c – Ângulo Crítico) (Mais detalhes no texto) (Modificado de Peter & Van Den Haute, 1992).

A espessura h obedece à seguinte equação:

$$h \approx tV_b \quad (27)$$

onde:

t = tempo de ataque químico



Foto 1 – Fotomicrografia de uma seção prismática de um cristal de apatita polido e atacado, evidenciando a superfície de ataque intersectando os traços, inclusive traço confinado (seta), revelado através da fratura. O eixo mais longo do cristal possui, aproximadamente, 150 μ m. Extraída de Gallagher *et al.* (1998).

A evolução da densidade de traço com o tempo de ataque pode ser dividida em três etapas: fase inicial na qual os traços estão fora do limite de visibilidade; uma fase de crescimento rápido por onde os traços formados são revelados na superfície atacada (ou

pré-atacada); e uma fase final na qual a densidade de traços permanece constante e por eventuais traços acrescidos, revelados pela remoção gradual de material da superfície do cristal (isto é, traços que se iniciam no término da superfície h – fase de super-ataque) (Figura 22).

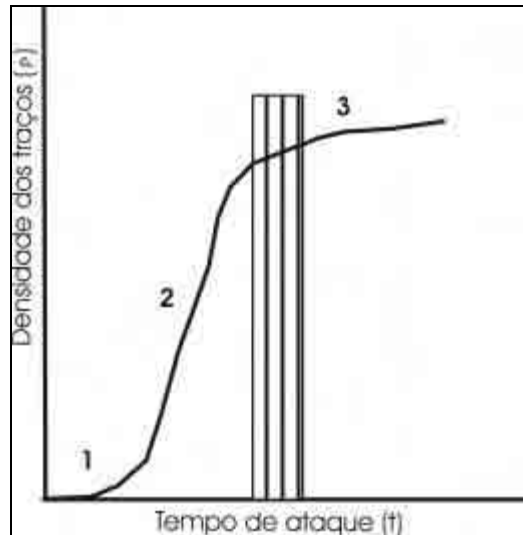


Figura 22 – Os três estágios de ataque químico no mineral. (1) traços não visíveis ao olho humano são gerados; (2) Revelação dos traços na superfície; (3) Revelação dos traços confinados. A área preenchida corresponde ao melhor tempo de ataque para traços de fissão, devido a fatores como estabilidade da densidade dos traços e tempo de super-ataque. Modificado de Wagner & Van Den Haute (1992).

O Gráfico 1 é um exemplo de caracterização de tempo de ataque químico. Este gráfico é resultante de conseqüentes imersões do material, neste caso uma lamínula de muscovita (detector externo) em HF 40%, sob temperatura constante (15°C). A curva foi construída atacando quimicamente a mica num intervalo de tempo regular e o respectivo cálculo da densidade em cada ponto amostrado, a fim de se estabelecer o tempo de ataque químico ideal.

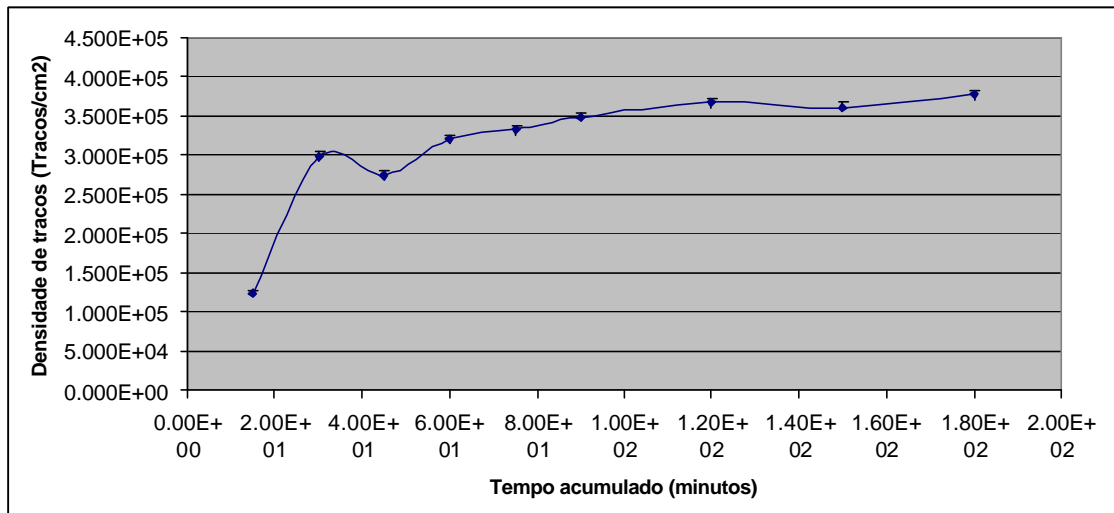


Gráfico 1 – Curva de ataque químico da mica para se determinar o tempo ideal de ataque químico. Neste caso, a estabilidade do gráfico e, conseqüentemente da densidade de traços, se inicia em torno de 90 minutos, porém o tempo de ataque utilizado é de 150 min.

8.3.7 Análise de dados e Correção da Idade

Para testar a presença de várias populações em idades obtidas em cada grão (como por exemplo, de uma rocha sedimentar), é importante que algumas medidas de dispersão de dados sejam feitas. No EDM, o Método do Chi-Quadrado (χ^2) avalia a presença de incertezas, adicionadas pelas variações do erro de Poisson (Galbraith, 1981; Hurford, 1990). A distribuição chi-quadrada representa uma eventual variação, que é a somatória de quadrados de inúmeras médias normais variáveis e independentes. Este teste de probabilidade serve como uma aproximação para uma amostragem equivalente à real (verdadeira), mesmo quando as populações não são normais.

Para se corrigir a idade, leva-se em conta a relação l/l_0 (medida de traços confinados espontâneos \ induzidos), também denominada de r , que representa o grau de *annealing*. No caso do Método da População, l corresponde à média referente à alíquota de grãos minerais fósseis e l_0 à média referente à alíquota de grãos minerais induzidos. Neste trabalho, por ser utilizada a Metodologia do Detector Externo, que será detalhada mais adiante, l corresponde à média de traço espontâneo no grão de apatita e l_0 , a uma medida teórica ($\approx 16.3 \text{ ?m}$) (Tello *et al.*, 2005).

A correção da Idade Aparente deve ser feita porque devido ao *annealing*, os traços são encurtados e a densidade superficial dos traços é reduzida, implicando em uma redução da Idade Aparente. Resultados experimentais evidenciados por Guedes *et al.*

(2004) mostram que não há uma relação linear entre o encurtamento do traço e a redução da densidade superficial, mostrando um desvio nessa relação.

Para se calcular o valor de c , deve-se 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 *et al.*, 2005) (Figuras 23 e 24) no gráfico padrão. 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 *et al.*, 2005).

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

$$\frac{\rho}{\rho_0} = \frac{l}{l_0} \left[1 - \frac{k}{l_0} \left(\frac{l}{l_0} \right)^n \right]^{1/n} \quad (28)$$

onde:

ρ/ρ_0 = redução da densidade superficial dos traços

l/l_0 = relação entre a medida de traços fósseis e medida 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 $n = 19$ (Tello *et al.* 2005).

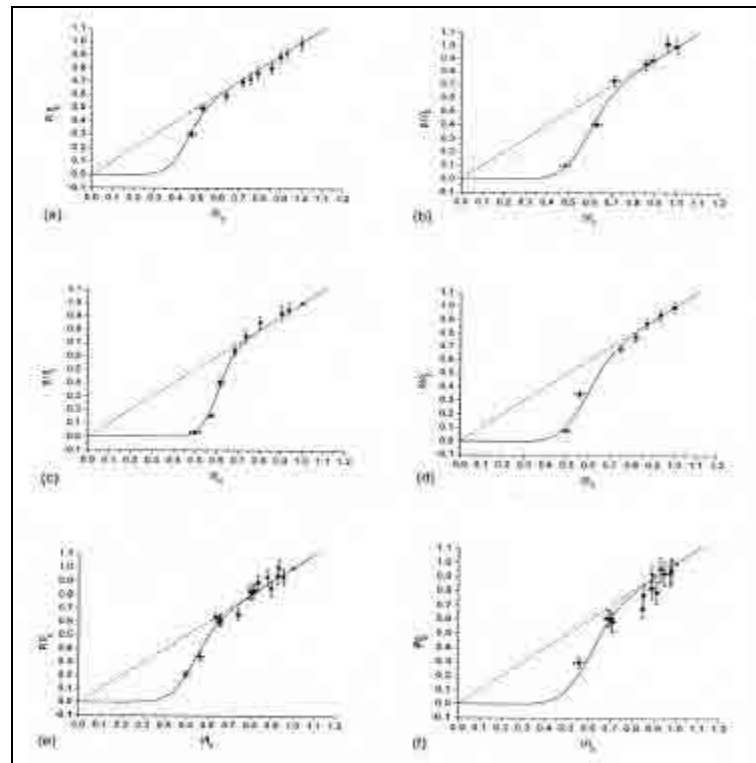


Figura 23 – Modelos de ajuste de dados de traços de fissão em apatitas: (a) Apatita Strontian Induzida, (b) Apatita Strontian Espontânea, (c) Apatita Renfrew Induzida, (d) Apatita Renfrew Espontânea, (e) Apatita Durango Induzida, (f) Apatita Durango Espontânea. A linha tracejada é representativa da relação 1:1. (Guedes *et al.*, 2004).

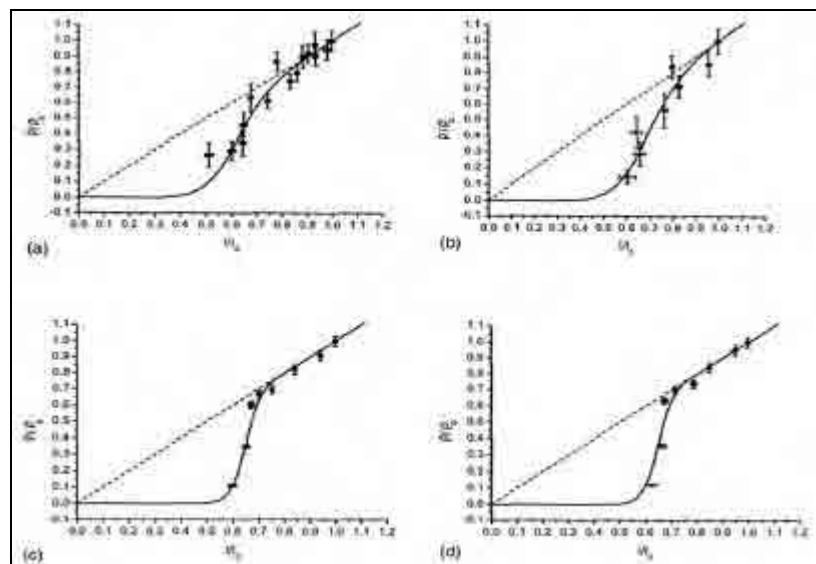


Figura 24 – Modelos de ajuste de dados de traços de fissão em apatitas: (a) Apatita Otway Induzida, (b) Apatita Otway Espontânea, (c) Apatita Itambé basal, (d) Apatita Itambé ROF (*Random Oriented Face*) (Guedes *et al.*, 2004).

Assim sendo, a Idade Corrigida de Traço de Fissão obedece à seguinte equação:

$$t_c = \frac{1}{c} \ln \left(\frac{t_a}{c} + 1 \right) \quad (29)$$

onde:

t_c = Idade Corrigida de Traço de Fissão

t_a = Idade Aparente de Traço de Fissão

c = fator de correção = t_a/t_c (obtido através da Equação 28)

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

$$\frac{\Delta t_c}{t_c} = \sqrt{\left(\frac{\Delta t_a}{t_a}\right)^2 + \left(\frac{\Delta c}{c}\right)^2 + \left(\frac{\Delta R}{R}\right)^2} \quad (30)$$

8.3.8 Annealing dos traços de Fissão em Apatitas

Como já explícito anteriormente, os traços de fissão 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*. O *range* 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 *annealing* dos traços de fissão é o fenômeno que qualifica o método como a única ferramenta termocronológica capaz de reconstruir eventos geológicos, a temperaturas não superiores a 120°C, no caso da apatita. Sob condições geológicas, o *annealing* 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 conseqüentemente 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 *Annealing* Total) (Wagner & Van Den Haute, 1992) (Figura 25).

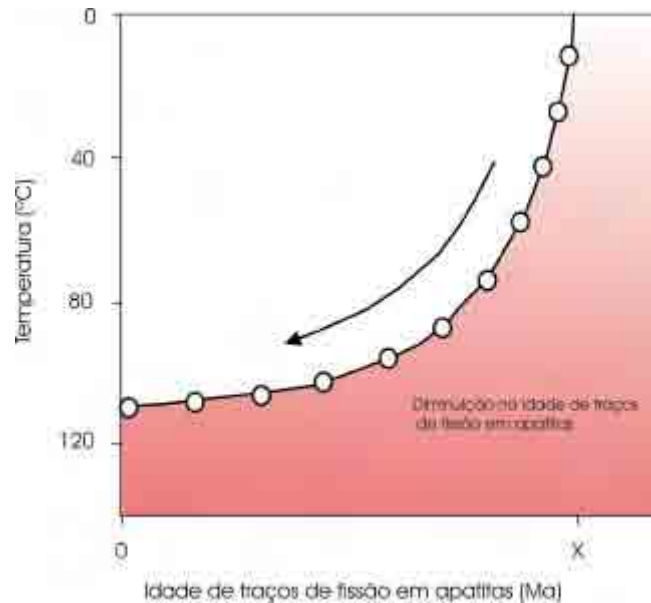


Figura 25 – Decréscimo da Idade Aparente de Traços de Fissão em Apatitas a partir de seu valor original (X) para zero entre 110 e 60°C, devido ao *annealing* dos traços de fissão e conseqüente redução a zero para o mesmo intervalo de tempo. Os círculos representam a disposição de amostras em diferentes temperaturas. Modificado de Raab (2001).

8.3.8.1. Causas

De acordo com Wagner & Van Den Haute (1992), diversos parâmetros geológicos são capazes de influenciar a estabilidade dos traços de fissão latentes em minerais.

Estudos experimentais de Fleischer *et al.* (1964, 1965) mostram como tempo, temperatura, pressão hidrostática, soluções intergranulares e ionização são causas potenciais que afetam a estabilidade dos traços de fissão e, *a priori*, a temperatura é o mais importante.

Devido à sua anisotropia, o *annealing* dos traços de fissão em apatitas é caracterizado por dois processos. Para menores graus de *annealing*, 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. 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).

Contudo, Tello (1998) afirma que a anisotropia descrita acima não se mostra como o principal problema para a descrição física do processo de *annealing*. O fenômeno mais relevante seria a segmentação do traço, ou seja, o *gap*, que se caracteriza por ser

uma estrutura do traço 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 *annealing* intenso.

8.3.8.2. Experimentos de annealing & Diagrama de Arrhenius

A temperatura é, claramente, 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 de *annealing* realizados por Green *et al.* (1986) têm sido utilizados para se entender tal processo, através de comprimentos de traços de fissão confinados em amostras de fluorapatitas aquecidas a tempo variável (entre 20 minutos e 500 dias) respectivamente a temperatura constante (entre 95 e 400°C).

Tais dados são plotados em termos de Diagrama de Arrhenius, que relaciona a função logarítmica do tempo com recíproca temperatura absoluta produzida a um certo grau de redução de densidade de traços (*annealing*) (Figura 26). 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).

Com base nos dados obtidos por Green *et al.* (1986), Laslett *et al.* (1987) ajustaram curvas de redução r do comprimento do traço (l/l_0) versus temperatura em cinco tempos diferentes de *annealing*, a fim de realizar o melhor ajuste de curvas, sob dois modelos diferentes, baseados em equações características diferentes, denominados de *Fanning* e Paralelo (Figura 27). As equações e gráficos correspondentes a cada modelo encontram-se a seguir:

$$\ln \left[\frac{1}{1-r} \right] = \frac{2,7}{2,7} \ln \left[\frac{1}{0,35} \right] + \frac{4,87}{0,000168T} - 28,12 \quad (31) \quad \text{Modelo Fanning}$$

$$\ln \left[\frac{1}{1-r} \right] = 3,87 + 0,219 \ln \left[\frac{1}{19270T^{21}} \right] \quad (32) \quad \text{Modelo Paralelo}$$

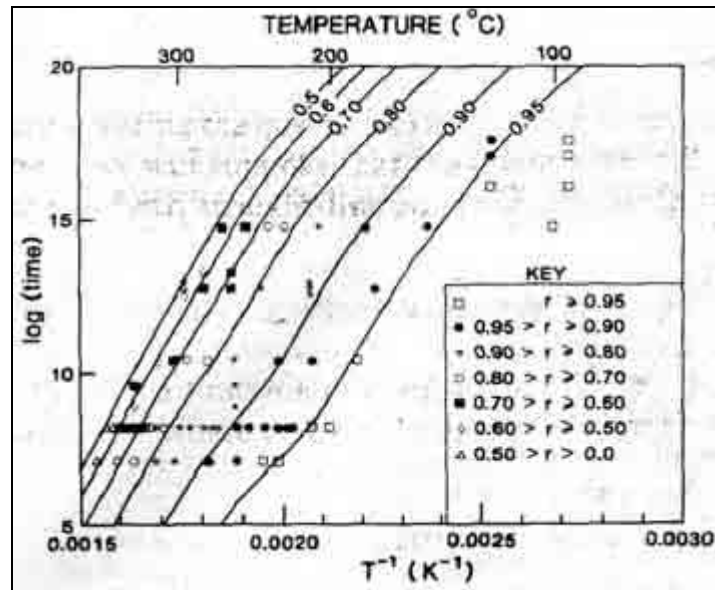


Figura 26 - Dados de *annealing* em laboratórios obtidos por Green *et al.* (1986), plotados de forma convencional no Diagrama de Arrhenius (log do tempo em segundos contra o inverso da temperatura absoluta). Os dados encontram-se codificados de acordo com o grau de redução r em traços confinados, cujos contornos de igual valor de r foram ajustados usando o Método Laplaciano de suavização de dados (Laslett *et al.*, 1987).

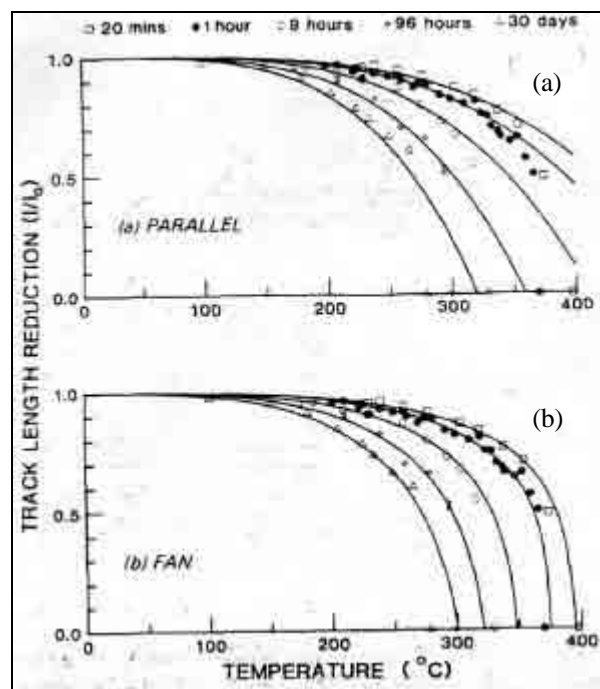


Figura 27 – Dados laboratoriais de *annealing* obtidos por Green *et al.* (1986), correspondendo aos cinco tempos de *annealing* indicados. O gráfico (a) é representativo do Modelo Paralelo, e (b) do Modelo *Fanning* (Laslett *et al.*, 1987).

Com base nas equações (31) e (32) o Modelo *Fanning* de Arrhenius é o que apresenta melhor ajuste das curvas quando se encontra próximo a zero. Entretanto, quando $r \sim 0,65$ ambos modelos possuem ajuste razoável das curvas (Laslett *et al.*, 1987).

8.3.8.3. Temperatura de fechamento (retenção) do traço de fissão em apatitas

Estudos realizados nas décadas de 60 e 70 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. Tal *range* de temperatura é chamado de temperatura de fechamento ou temperatura de retenção efetiva.

A zona na qual há redução tanto no comprimento dos traços como na idade de traço de fissão, sob a forma do *annealing* parcial dos traços é denominada de Zona de *Annealing* Parcial (ZAP) (Figura 28) (Gallagher *et al.*, 1998). Segundo Dodson (1973) tal zona é usualmente relacionada a temperaturas nas quais 50% dos traços de fissão são retidos. Nesta zona, os traços de fissão são efetivamente retidos e o sistema então é fechado.



Figura 28 – Conceito da ZAP para a apatita, em perfil crustal pré-exumação. Modificado de Gallagher *et al.* (1998).

No caso da apatita, a temperatura de retenção efetiva é em torno de 98°C; e a temperatura da Zona de *Annealing* Parcial varia entre 60 – 110°C \pm 10 (Gleadow & Duddy, 1981). Este *range* foi calculado 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).

8.3.8.4. Comprimento dos traços de fissão em apatitas x annealing

Conforme já visto anteriormente, o comprimento dos traços de fissão confinados são utilizados para determinar o grau de *annealing* em qualquer mineral (Green *et al.*, 1986). Tal fenômeno da redução dos traços por aquecimento é de fundamental importância na Datação por Traços de Fissão porque, é a partir dela que se realiza da reconstrução termocronológica através de gráficos tempo x temperatura (histórias térmicas), cuja zona de estabilidade encontra-se entre 20 e 150°C, aproximadamente (Wagner & Van Den Haute, 1992).

Traços de fissão confinados são aqueles inteiramente abaixo da superfície polida (Laslett *et al.*, 1982; Gleadow *et al.*, 1986). O ataque químico alcança esses traços por meio de outro canal como, por exemplo, fraturas, clivagens (chamados de TINCLE's, *track in cleavage*) ou até mesmo outros traços que os interceptam (também chamados de TINT's, *track in track*) (Wagner & Van Den Haute, *op cit.*).

Gleadow *et al.* (1986), realizando estudos detalhados em comprimentos de traços em apatitas de diferentes ambientes geológicos, concluíram que o comprimento médio dos traços confinados induzidos, medidos em 16 amostragens diferentes de apatitas, varia entre 15,9 e 16,6µm.

Outra observação importante obtida pelos mesmos estudiosos, que envolveu mais de 200 amostragens de apatita, concluiu que traços de fissão confinados espontâneos são mais curtos que os induzidos, cuja média dos traços confinados mostra redução progressiva e contínua com o aumento da temperatura em profundidade, de ~ 15µm em superfície até 0µm a temperaturas de 120°C ou mais. Enquanto isso, o comprimento médio dos traços induzidos nestas apatitas é de ~ 16µm (Figura 29). Mesmo em apatitas provenientes de rochas vulcânicas, às quais assumem-se que sofram resfriamento rápido, mas que estão sujeitas a temperaturas menores que ~ 50°C (muitas vezes, temperatura ambiente por milhões de anos) desde seu resfriamento inicial, apresentaram comprimento médio de ~ 15µm. Dessa forma, é sugerido que o encurtamento é esperado em traços de fissão espontâneos, como resultado da sensibilidade da apatita mesmo a temperaturas relativamente baixas, da ordem de 20e 50°C (Green, 1988). Assim sendo, pouca quantidade de annealing ocorre mesmo a temperatura ambiente por

milhões de anos. É neste fator que se encontra a necessidade de se corrigir Idades Aparentes de Traços de Fissão (Wagner & Van Den Haute, 1992).

Por fim, vale ressaltar que, da mesma forma que ocorre uma redução no comprimento dos traços espontâneos, também é esperada uma redução na densidade dos traços e, conseqüentemente, na Idade de Traço de Fissão (Green, *op cit.*; Guedes *et al.*, 2004) (Figuras 23, 24 e 29)

Modelos Geométricos de Fleischer & Price (1975) mostram uma relação linear 1:1 entre o encurtamento dos traços e a redução da densidade superficial dos mesmos. Entretanto, resultados laboratoriais de Gleadow & Duddy (1981) evidenciam um desvio dessa relação 1:1 em traços de fissão espontâneos em apatitas (Figuras 23, 24 e 29).

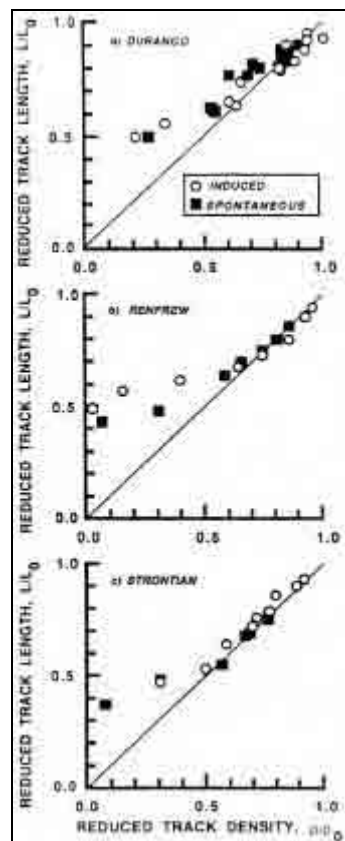


Figura 29 – Dados de traços de fissão induzidos e espontâneos para três tipos de apatitas mono-composicionais. O gráfico evidencia a relação entre a redução de traços confinados e redução na densidade dos traços (Green, 1988).

A partir de então, estudos posteriores de Green (*op cit.*) revelaram tal desvio em seções prismáticas de apatitas de diferentes localidades e composições químicas

(relação Cl/F). O mesmo ocorreu com Tello *et al.* (2005) que perceberam o mesmo comportamento em seções basais na apatita.

Assim sendo, Guedes *et al.* (2004) desenvolveram uma equação da relação não-linear de redução da densidade com o encurtamento dos traços (Equação 28).

8.3.8.5. Annealing x Propriedades Químicas e Cristalográficas

A composição química da apatita pode ser uma importante ferramenta no controle do *annealing*, principalmente se os principais componentes químicos tiverem proporções relativas de Cl, F e OH (Gallagher *et al.*, 1998). É sabido que a cloro-apatita é mais resistente ao *annealing* que a fluor-apatita (Gleadow & Duddy, 1981; Green *et al.*, 1986; Donelick, 1991; O'Sullivan & Parrish, 1995). Tal propriedade foi determinada por estudos realizados, por Gleadow & Duddy (*op cit.*) em arenitos do Grupo Otway – Victoria, Austrália, onde foi concluído que as apatitas mais ricas em Cl obtiveram idades mais próximas à idade deposicional e mostram-se mais resistentes ao *annealing* que os grãos com componentes de fluor-apatita, que foram totalmente apagados, resultando em idades aparentes próximas a zero.

Uma outra propriedade importante para o *annealing* dos traços de fissão em apatitas é a cristalografia. Traços de fissão confinados paralelos ao eixo-c cristalográfico são mais resistentes ao apagamento e, dessa forma, são mais longos que aqueles perpendiculares ao eixo-c. Então, se traços confinados forem medidos em seção basal de uma apatita que sofreu *reset* parcial, todos os traços serão perpendiculares ao eixo-c e, dessa forma, mais curtos que os traços das outras direções cristalográficas (Green *et al.*, 1986). Tal fato leva a considerar a anisotropia do processo de *annealing*. Assumindo que os traços de fissão encontram-se em diferentes orientações no cristal de apatita e, considerando diferente resistência a tal fenômeno, pode-se concluir que o mesmo ocorre em taxas diferentes no referido mineral. Dessa forma, quanto maior o grau de *annealing*, maior a anisotropia do processo (Green *et al.*, *op cit.*).

Entretanto, Tello (1998), em seus estudos sobre o *annealing* em seções basais de apatitas Durango e Itambé (BA – Brasil), concluiu que há diferenças entre ambas posições cristalográficas, porém não são muito acentuadas.

8.3.8.6. Estabilidade do traço de fissão em apatitas a condições naturais e extrapolação na Geologia

Uma vez determinadas, de forma satisfatória, as condições laboratoriais do *annealing* do traço de fissão em apatitas, serão as considerações geológicas no comportamento do processo que validarão as extrapolações na escala do tempo geológico. Para a apatita, a sistemática de traços de fissão tem alcançado resultados bastante razoáveis, que podem ser aplicados de maneira confiável para a reconstrução de histórias térmicas (Wagner & Van Den Haute, 1992).

Locais que permitem verificar a estabilidade dos traços de fissão e conseqüente comportamento do *annealing* sob condições geológicas são os furos de sondagem, cujo processo é *in-situ*, além do que a temperatura e tempo atuais são conhecidos (Wagner & Van Den Haute, *op cit.*).

Segundo Green (1988), traços de fissão confinados em apatitas podem sofrer encurtamento quando sujeitos a temperaturas menores que 50°C como resultado da sensibilidade dos traços entre 20e 50°C (para maiores detalhes, veja seção 8.3.8.4).

Um dos maiores problemas dos modelos de *annealing* para apatita (além de características químicas e cristalográficas) é a extrapolação dos experimentos laboratoriais para escala geológica. Depois de aceitas tais limitações, tais modelos permitem a reconstrução de histórias térmicas nas porções superiores da crosta terrestre (temperaturas até cerca de 125°C e 5 km de profundidade, assumindo um grau geotérmico da ordem de 25°C/km), em escalas de tempo que variam de 1 a 100Ma (Gallagher *et al.*, 1998). Tais reconstruções são baseadas principalmente nos trabalhos de Duddy *et al.* (1988), Green (1988) e Green *et al.* (1989).

Devido ao fato dos traços serem formados continuamente no tempo geológico, cada traço representa uma porção diferente da história térmica total e final e, por isso, contém informações geológicas diferentes (Gallagher *et al.*, 1998).

8.3.8.7. Interpretação Geológica

A Idade de Traço de Fissão é puramente um cálculo da quantidade física da dimensão do tempo, no qual houve acumulação de traços de fissão em uma amostra, que pode ou não ser geologicamente correta. Dessa forma, encontram-se associadas às

idades os principais eventos geológicos que poderiam auxiliar na interpretação (Wagner & Van Den Haute, 1992).

Comumente, as idades de traços de fissão são mais jovens que a idade de formação das rochas analisadas. Assim sendo, o que era para ser, a princípio, uma desvantagem, devido ao fato de se obter idades, muitas vezes, bem mais jovens que a idade de formação, passa a ser uma vantagem, pois o fenômeno do *annealing* dos traços de fissão é usado como um termômetro geocronológico bastante útil e sensível. Além disso, outro fator importante no estudo de traços de fissão é a associação desta com outras metodologias geocronológicas, tais como U/Pb, Ar/Ar, Sm/Nd, Rb/Sr, entre outras, de forma que a idade de traços de fissão completa o *gap* da curva de resfriamento, obtida por tais métodos, através de cronômetros de média temperatura (Figura 30) (Wagner & Van Den Haute, 1992).

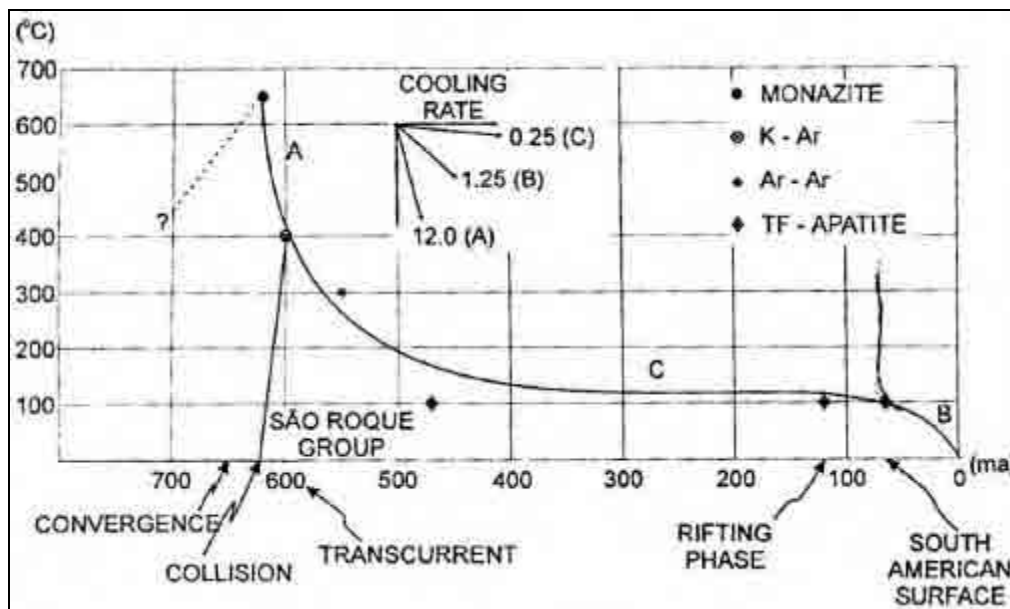


Figura 30 – Curva de resfriamento do Sudeste Brasileiro, a NE da cidade de São Paulo, entre o estado homônimo e de Minas Gerais, através de dados geocronológicos e idades de traços de fissão (Hackspacher *et al.*, 2004).

Se uma rocha que contém apatita atingir a Zona de *Annealing* Total, acima de 120°C (Figura 28), todos os traços de fissão serão apagados imediatamente, o mineral não retém mais traços e a idade de traço de fissão passa a ser zero. Tomando como base a Figura 31, podem ser observadas três evoluções básicas no contexto do traço de fissão em apatitas. Em primeiro lugar, é assumido que a temperatura de formação da rocha, no tempo t_0 , se encontra na Zona de *Annealing* Total (Zona I). Quando há resfriamento rápido (A), representativo de rochas vulcânicas, a rocha passa rapidamente pela PAZ e

permanece na Zona de Estabilidade, abaixo de $\sim 60^{\circ}\text{C}$ (onde não há mais retenção de traços de fissão). Se, entretanto, a rocha que contém apatita sofrer resfriamento lento (B), tais como rochas de embasamento cristalino soerguidas, a formação de traços de fissão é praticamente contínua no mineral e, ao passar pela PAZ, a taxa de retenção dos traços aumenta com a diminuição da temperatura. E, ao atingir a Zona de Estabilidade, os números de traços de fissão aumentam linearmente, fazendo com que a idade de traços de fissão seja bem mais jovem que sua idade de formação t_0 , e é representativa do momento da passagem pela PAZ.

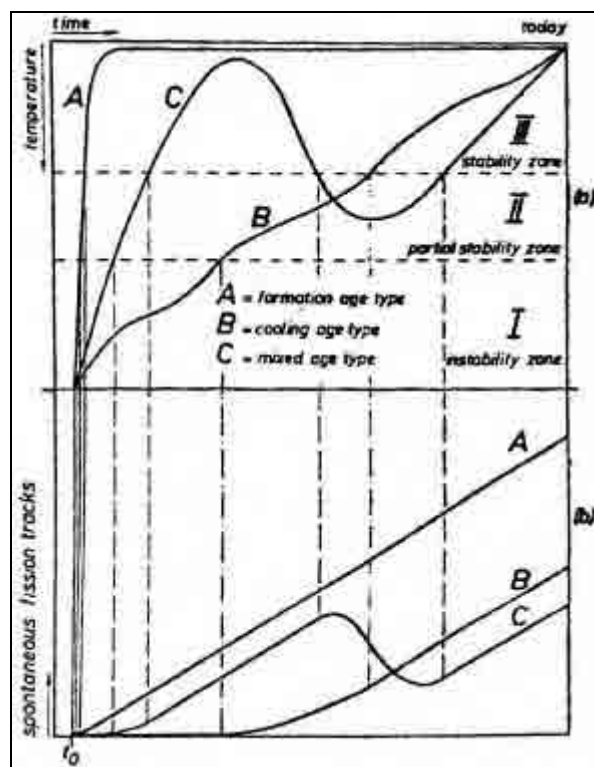


Figura 31 – A influência da história térmica na acumulação de traços de fissão espontâneos. (a) Três amostras hipotéticas de mesma idade t_0 podem possuir comportamentos diferentes no diagrama tempo x temperatura. Esquema de curvas de resfriamento rápido (A), podendo refletir a história térmica de uma rocha vulcânica, resfriamento lento (B), podendo refletir evento de soerguimento x erosão; e resfriamento seguido por aquecimento (C) em função da Zona de Annealing Total, significando intrusão de plúton ou soerguimento com alçamento de isotermas. (b) Correspondentes curvas de acumulação de traços de fissão (Wagner, 1972; Wagner & Van Den Haute, 1992). Vale ressaltar que, em primeiro lugar, no caso de intrusões alcalinas e extrusivas básicas, a idade de traço de fissão corresponde a idade de intrusão/resfriamento. Em segundo lugar, sempre que necessário e possível, é bastante coerente associar esta técnica a outros métodos geocronológicos.

Contudo, em histórias térmicas mais complexas (Figura 31 – C), com eventos de resfriamento e aquecimento subsequente (C), atingindo respectivamente a Zona de Estabilidade e posteriormente a PAZ, os traços de fissão formados são apagados completamente ou reduzidos (dependendo se o evento de aquecimento atingiu ou não a Zona de *Annealing* Total, acima de ~ 120°C). Se a rocha atingir temperaturas próximas a ~ 120°C, significa que a mesma se aproximou de tal zona, e o resultado é idades mistas, ou seja, não há o apagamento total dos traços e as idades obtidas são representativas tanto do evento anterior como posterior ao aquecimento (Wagner & Van Den Haute, 1992).

8.3.8.7.1. Aplicação da Datação por Traços de Fissão em Estudos de Bacias Sedimentares

Como muitos sedimentos são derivados da erosão de rochas pré-existentes então, grãos detríticos de apatita e zircão podem conter traços de fissão que foram acumulados em sua rocha pretérita, sem sofrer *annealing*. Intemperismo e erosão física não interferem na retenção e estabilidade dos traços de fissão, de forma que a preservação dos mesmos em grãos com herança diferente depende basicamente da história térmica da bacia.

O reconhecimento da Datação por Traços de Fissão em apatitas como um indicador de temperatura de subsuperfície fez com que tenha aumentado a aplicação da técnica na reconstituição de histórias térmicas de bacias sedimentares. A concentração dos estudos em traços de fissão em apatitas se justifica pelo fato dos mesmos possuírem o mesmo *range* de temperatura da janela de geração de petróleo (entre, aproximadamente 50 e 130°C) na escala do tempo geológico. Dessa forma, amostras provenientes de ambientes do tipo plataformais devem, a princípio, refletir a idade da proveniência do sedimento; da mesma maneira que, conforme a bacia se torna mais profunda e quente, as amostras provavelmente irão refletir histórias de aquecimento dentro da bacia (Gallagher *et al.*, 1998). Tal fato se explica pela baixa temperatura da Zona de *Annealing* Total da apatita, onde processos pós-deposicionais, tais como aquecimento dentro da bacia, podem “apagar” as idades de proveniência (Bernet & Spiegel, 2004).

Como consequência do *annealing* pós-deposicional, a análise de traços de fissão é baseada em dois componentes básicos. O primeiro deles é a Idade Aparente de Traços

de Fissão, que freqüentemente é uma média ponderada de Idades Individuais de cerca de 20 a 30 cristais de apatita, cuja interpretação mais simplista é a interpretação da Idade de Traços de Fissão como a idade da duração do evento térmico sofrido pela amostra. Mas isso só é válido se a amostra passar por eventos de resfriamento rápido (de mais de $\sim 100^{\circ}\text{C}$ para menos de $\sim 60^{\circ}$, em curto espaço de tempo) e se a idade de cada grão for estatisticamente consistente com uma única população de idades (Distribuição Poissoniana). Entretanto, na maioria dos casos, a idade de traços de fissão é representativa de uma idade mínima de toda história térmica, como uma consequência do *annealing*: idades mais antigas indicam maior residência a temperaturas moderadas e idades mais jovens, indicam que houve um evento capaz de colocar a amostra próxima a Zona de *Annealing* Total (Carter & Gallagher, 2004).

O segundo componente na análise dos traços de fissão é a distribuição do comprimento dos traços, tipicamente caracterizados por uma média de 50 a 200 medidas de comprimentos em traços de fissão confinados. Como cada idade de traço de fissão possui uma respectiva medida de comprimento, é essencial que este fator seja considerado ao realizar a interpretação dos dados. A completa distribuição do comprimento dos traços de fissão é de vital importância para a modelagem de histórias térmicas. No caso de idades mistas em sedimentos, é necessário associar a idade individual do grão com seu comprimento de traço confinado (Carter & Gallagher *op cit.*).

A distribuição do comprimento dos traços de fissão, principalmente os traços mais curtos, governa a extensão com a qual o *annealing* pós-deposicional degrada a proveniência. Para quantificar este fato, Carter & Gallagher (2004) evidenciaram quatro tipos diferentes de distribuição de traços confinados para componentes pré e pós – deposicionais (Figura 32):

- Modelo 1. Distribuição unimodal típica de resfriamento rápido (distribuição tipo vulcânica);
- Modelo 2. Distribuição unimodal distorcida de resfriamento lento (distribuição tipo embasamento);
- Modelo 3 – Distribuição bimodal típica de aquecimento/residência a elevadas temperaturas, seguidas por resfriamento lento;
- Modelo 4 – Distribuição típica de aquecimento seguido por resfriamento rápido a partir de temperaturas próximas ao *annealing* total.

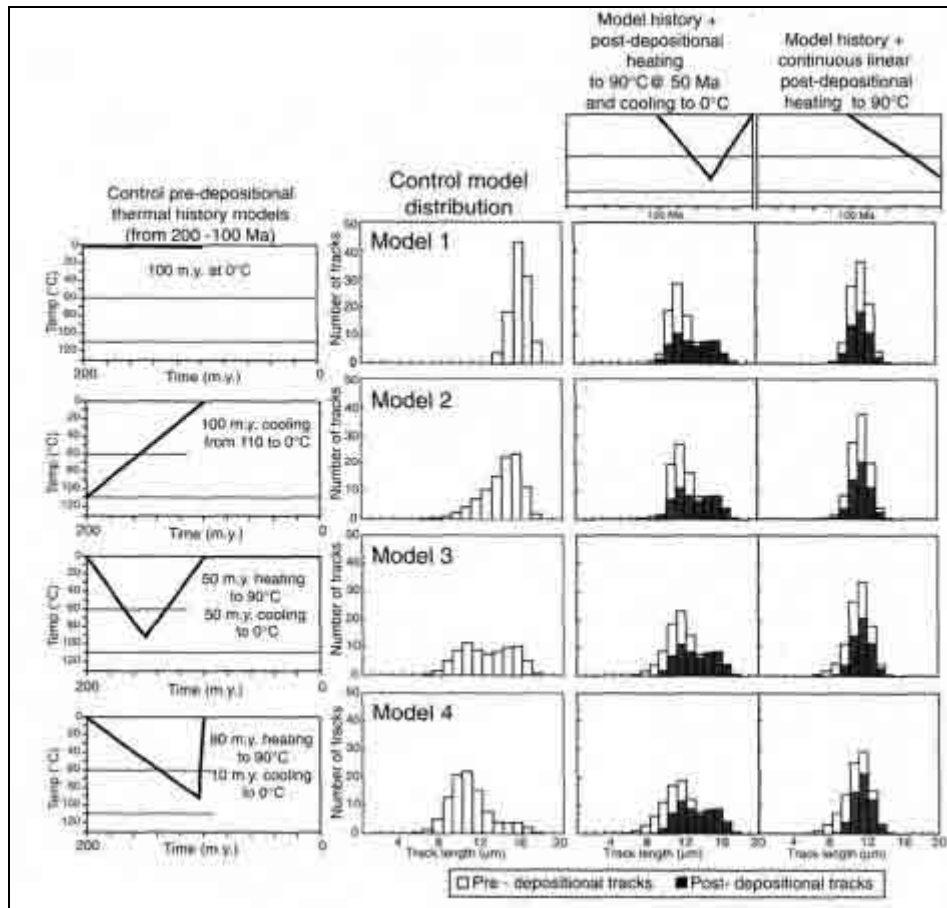


Figura 32 – Da esquerda para direita: quatro modelos de histórias térmicas pré-deposicionais durante 100 Ma. Os painéis seguintes mostram o controle da distribuição dos traços confinados para esses modelos, sem *annealing* pós-deposicional. Seguem painéis evidenciando o efeito de um aquecimento pós-deposicional até 90°C por 50 Ma, seguido por resfriamento até os dias atuais. Os últimos painéis mostram a distribuição dos traços confinados para um aquecimento linear de até 90°C por 100 Ma. As distribuições de comprimento de traços confinados à esquerda (região não-sombreada) representam a proveniência até o início do episódio de aquecimento. As distribuições finais de comprimento de traços confinados (região sombreada) são compostas por uma mistura tanto de traços preservados (porém com *annealing* parcial) pré-deposicionais e pós-deposicionais (Carter & Gallagher, 2004).

Com base em todos esses aspectos, em estudos de proveniência utilizando Traços de Fissão em Apatitas, cinco pontos básicos devem ser considerados ao se tratar de máxima paleotemperatura na bacia sedimentar e/ou tempo de residência da amostra em máximas paleotemperaturas, de acordo com Carter & Gallagher (2004). São eles:

1. Há temperatura crítica pós-deposicional alta que modifique os sinais de proveniência?
2. De que forma a distribuição da medida de traços “herdados” influencia na história térmica pós-deposicional?

3. Quão significantes são as proporções relativas de traços pré e pós-deposicionais na influência da história térmica?
4. Qual a relação entre as temperaturas máximas pré e pós-deposicionais, Idade de Traços de Fissão e distribuição do comprimento dos traços?
5. Qual a importância de considerações geológicas na modelagem de histórias térmicas quando os efeitos da proveniência são significantes?

8.3.8.7.2. Métodos de Análise Idades de Traços de Fissão em Estudos de Bacias Sedimentares

Com o objetivo de testar a presença de múltiplas populações de idades de grãos individuais em uma só amostra, ou seja, a dispersão de idades na amostra (como é o caso do Método do Detector Externo), foi utilizado o Teste do χ^2 (Galbraith, 1981; Green, 1981), que testa a presença de graus incerteza, em adição à variação randômica obtida através do erro de Poisson (Galbraith, 1981).

A distribuição do χ^2 representa uma variável randômica, caracterizada pela soma dos quadrados de inúmeras variáveis independentes. Isso significa que, a utilização desta distribuição serve como uma aproximação da real dispersão dos dados, mesmo quando esta não possuir população normal. Para tanto, admite-se que as amostras com distribuição concordante de idades são aquelas que possuam o valor de $[P(\chi^2)]$ (valor obtido através da Tabela de Distribuição de χ^2) entre 5 e 95% ($5 = P(\chi^2) = 95\%$) (Galbraith *op cit.*, Green *op cit.*).

Sugere-se que em estudos sobre Termocronologia Detrítica através da Datação por Traços de Fissão (Bernet & Spiegel, 2004), onde geralmente são feitas análises de proveniência, exumação de orógenos, bacias e entre outros, sejam calculadas uma idade para cada grão analisado (idade individual – Hurford & Carter, 1991).

Galbraith & Laslett (1993) sugerem que a melhor forma de aproximação de idades de grãos individuais é através da utilização da chamada ‘Idade Central’, caracterizada por ser a média ponderada das idades individuais aparentes.

Inúmeros procedimentos estatísticos têm sido propostos para se analisar as diferentes idades obtidas quando são realizados estudos sobre proveniência e áreas-fonte de sedimentos. Tais técnicas baseiam-se em estimativas qualitativas e visualizações gráficas dos diferentes valores de idades individuais obtidos na distribuição geral de

idades da amostra, nos quais inúmeros autores apresentam diversos métodos de análise estatística quantitativa.

Galbraith (1988), Galbraith & Green (1990) e Galbraith & Laslett (1993) apresentam um método que calcula uma curva chamada de '*best-fit*', assumindo uma distribuição binomial dos componentes de idades. Dessa forma, esse procedimento identifica a idade individual mínima e sua proporção na população de idades na amostra analisada.

Já Brandon (1992) utiliza o procedimento de mínimos quadrados não lineares (*non-linear least-squares*) para calcular a '*best-fit*', assumindo uma distribuição Gaussiana dos componentes da amostra.

Galbraith *op cit.*; (1990) sugerem *plot* radial para amostras com grãos individuais, caracterizado pela dispersão das idades com seu respectivo erro plotado no eixo-x e erro $\pm 2s$, no eixo-y, nesse caso, erro normalizado. Outra forma de visualização gráfica dos dados é o histograma, conforme sugerido por Brandon (1996), proposta utilizada neste trabalho, através da construção de histogramas de frequência de idades individuais, plotados em escala logarítmica, cujo resultado se aproxima à curva Gaussiana com picos de idades, juntamente com curvas calculadas para probabilidade de densidade (*probability density*) de idades de traços de fissão de Hurford *et al.* (1984).

8.3.9 Reconstrução de Histórias Térmicas

As histórias térmicas obtidas pela análise dos traços de fissão em apatitas podem ser modeladas através de um modelo que é basicamente empírico e que foi desenvolvido por pesquisadores australianos (Green *et al.*, 1986; Laslett *et al.*, 1987; Duddy *et al.*, 1988), com algumas reformulações de Lutz & Omar (1991) e modificações de Hadler Neto *et al.* (1995, 2001), adotando-se o conceito de se analisar as histórias térmicas em grupos, com características geológicas e geomorfológicas comuns.

As histórias térmicas foram obtidas usando-se o programa *Tha*® (*Thermal History Analysis*) (Hadler Neto *et al.*, 1995), baseado na simulação de um histograma teórico (gerado pelo próprio programa) estatisticamente compatível com o histograma experimental (gerado pela medição dos traços confinados na amostra), através das Caixas de Monte Carlo, originando, no final da simulação, segmentos de reta pertencentes a um gráfico tempo x temperatura (gráfico de história térmica).

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 de *annealing* obtidos em laboratório por Laslett *et al.* (1987), adotou-se uma estratégia de tratamento de dados baseados no *annealing* com mudança do tempo.

Tal conceito postula que uma determinada população de traços que sofreu certo grau de *annealing* $r (=l/l_0)$ 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 prósperas, 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.*, *op cit.*).

Se um tratamento térmico for dividido em séries de intervalos, t_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).

Para modelar a história térmica é necessário delimitar as caixas de Monte Carlo de acordo com as características geológica - geomorfológicas da área. Dessa forma, somente um ponto é fixo (tempo = 0 Ma e temperatura = 25 °C), porque é representativo das condições atuais. Como os resultados obtidos até o presente momento (Seção IX) evidenciam que as amostras provenientes da Bacia Sedimentar do Paraná e respectivo embasamento cristalino sofreram *annealing* a partir de 120 Ma, então para este trabalho, as caixas de Monte Carlo foram delimitadas segundo evidências mais eficientes dos processos tectono-termiais ocorridos na área de estudo e adjacências, tais como, principalmente, feições de soerguimento nas áreas continental e emersa em diferentes estágios da evolução geológica da área de estudo, evidências de atuação de ciclos erosivos, evidências de reativação de zonas de cisalhamentos pré-cambrianas, entre outras, já descritas na literatura.

Determinada história térmica é aceita somente se satisfaz requisitos como idade aparente calculada ser coincidente com o intervalo definido por seu valor experimental e se o histograma teórico e o experimental forem compatíveis dentro do teste do χ^2 . Repetindo-se este procedimento entre 500 a 2000 vezes, por amostra, é usual, pelo menos no início do processo, que algumas amostras tenham histórias térmicas aceitas e outras não. A história aceita tem sua importância dada por servir de guia para que na

próxima etapa do processo se possam diminuir as áreas das caixas de Monte Carlo ou para nova subdivisão destas caixas. Em geral, uma história térmica comum a um grupo de amostras com características geológicas comuns tem sido obtida na grande maioria dos casos (Amaral *et al.*, 1995; 1997). Embora informações geológicas tenham sido utilizadas nas várias etapas deste processo, é preciso, ainda, se buscar uma interpretação da história obtida, ou seja, verificar se há coerência geológica com os resultados obtidos.

IX. RESULTADOS

9.1 Introdução

Visando discutir o processo denudacional e tectônico do Arco de Ponta Grossa (APG) foram analisadas feições geológicas/geomorfológicas, associadas a idades de traços de fissão em apatitas e modelagem térmica.

As amostras coletadas para Datação por Traços de Fissão em Apatitas com a finalidade de reconstruir a história termotectônica / cronológica da região norte do APG, encontram-se simbolizadas no Anexo 1 e Figura Anexa 1, além de encontrarem-se listadas na Tabela 3.

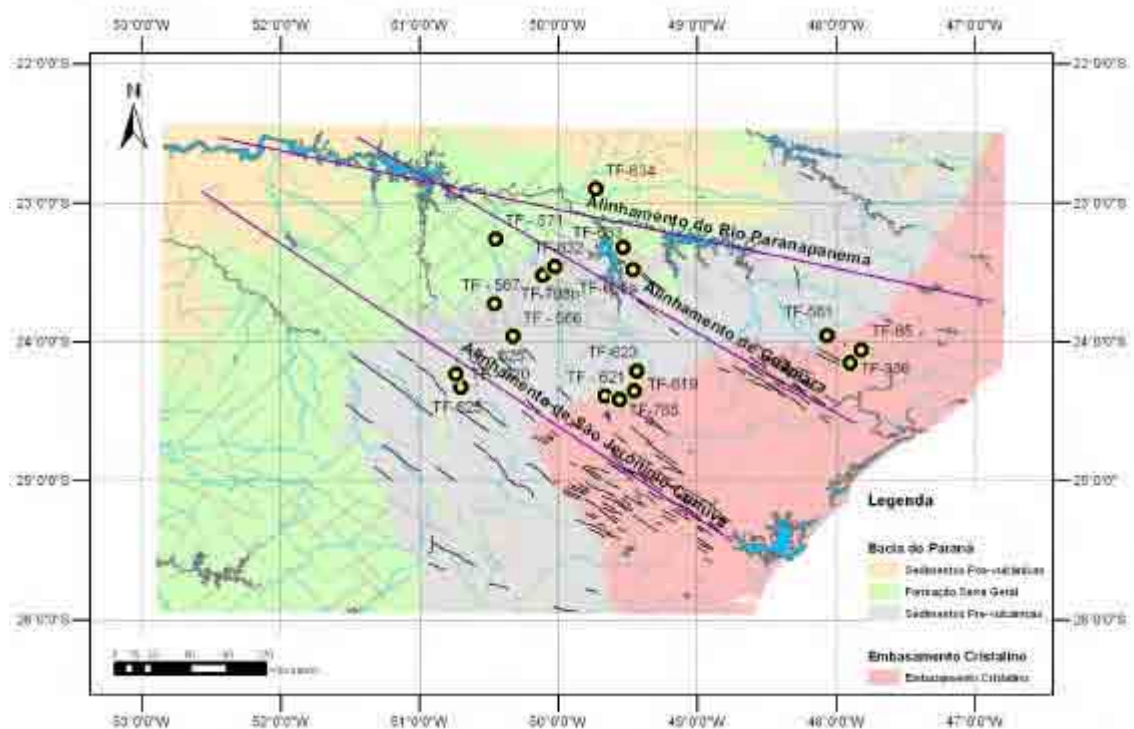


Figura Anexa 1 – Mapa Geológico simplificado da área de estudo com relação de pontos amostrados. Base Geológica utilizada CPRM (2001). Alinhamentos de Guapiara e São Jerônimo-Curiúva delimitados segundo Portela Filho & Ferreira (2003); Alinhamento do Rio Paranapanema delimitado segundo Riccomini (1995; 1997).

Resultados referentes à análise dos traços de fissão em apatitas, tais como dados de contagem e medição dos traços de fissão e parâmetros físicos da irradiação, encontram-se listados nas Tabelas 4 e 5.

Os dados adquiridos foram separados, na etapa de tratamento estatístico, em dois grandes grupos: um constituído somente de resultados de amostras sedimentares; e outro, de amostras cristalinas (granitóides, basaltos e diques de diabásio), cuja finalidade principal foi a melhoria da qualidade dos dados.

Assim sendo, conforme Tabela 3, foram obtidos resultados nas amostras referentes à Formação Furnas, ao Grupo Itararé, e às formações Irati e Corumbataí na Bacia Sedimentar do Paraná. Entretanto, apenas as amostras do Grupo Itararé e da Formação Irati puderam ter Idades Corrigidas, devido ao fato de possuírem, como um todo, um número maior de grãos de apatitas e também de traços confinados.

As Idades Corrigidas das sucessões sedimentares supramencionadas foram obtidas da seguinte maneira, durante tratamento estatístico: inicialmente foi calculada uma idade para cada grão (chamada 'Idade Individual Aparente' – termo parcialmente modificado de Galbraith & Laslett, 1993). A etapa seguinte foi reunir tais idades individuais, conforme evidências geológicas/geomorfológicas obtidas através de informações na literatura, em grupos de idades e calcular a idade central (média ponderada das idades individuais aparentes, Galbraith & Laslett, 1993; Dunkl, 2001; 2002) para o referido grupo de idades. Quando possível também foi calculada a idade corrigida (Hadler *et al.*, 2001) referente a cada grupo de idades, desde que os mesmos possuam a média dos traços maior que 11,0 μm na relação l/l_0 (Tabela 6).

Vale ressaltar que as amostras que não puderam ter a(s) Idade(s) Aparente(s) corrigida(s) (por falta de traços confinados ou por terem poucos grãos) constituíam dados sem confiabilidade estatística e, portanto, não fizeram parte da evolução aqui construída.

Evidências geológicas/geomorfológicas registradas na literatura (Capítulos IV, V e VI) indicam que a evolução do APG, durante o Meso-Cenozóico, ocorreu principalmente como resposta aos movimentos ascensionais da Plataforma Sulamericana durante a geração e abertura do Oceano Atlântico-Sul, no Cretáceo Inferior, associados a reativações tectônicas e eventos denudacionais posteriores. Os resultados obtidos nesta pesquisa refletem esses episódios responsáveis pela evolução tectono-denudacional da região, podendo ser divididos em cinco grandes grupos, aproximadamente: Idades Corrigidas próximas a 130 Ma, 110 Ma, 90 Ma (entre cerca de 85 e 92 Ma) e 60 Ma (entre aproximadamente 60 e 70 Ma) (Tabelas 4 e 5; Figura 33).

<i>Amostras</i>	<i>Localização Geográfica</i>	<i>Localização Geográfica</i>	<i>Unidades Litoestratigráficas</i>
TF-65	47°48'W/24°03'S	Piedade (SP) a Tapiraí (SP)	Batólito Agudos Grandes
TF-336	47°53'W/24°09'S	Piedade (SP) a Tapiraí (SP)	Batólito Agudos Grandes
TF-561	48°03'W/23°57'S	Ponte sobre Rio Pirapora, em Pirapora (SP)	Siltitos e folhelhos do Grupo Itararé
TF-566	50°19'W/23°57'S	Itararé (SP) - Itaporanga (SP)	Siltitos e Folhelhos do Grupo Itararé
TF-567	50°27'W/23°43'S	Itararé (SP) - Itaporanga (SP)	Dique de diabásio cortando Grupo Itararé
TF-571	47°48'W/24°03'S	Fatura (SP) a Sarutaíá (SP)	Basalto Colunar da Formação Serra Geral
TF-619	49°26'W/24°21'S	Jaguariaíva (PR) a Cerro Azul (PR)	Complexo Três Córregos
TF-620	50°41'W/24°19'S	Jaguariaíva (PR) a Cerro Azul (PR)	Dique de diabásio
TF-621	49°33'W/24°25'S	Jaguariaíva (PR) a Cerro Azul (PR)	Complexo Três Córregos
TF-623	49°25'W/24°12'S	Jaguariaíva (PR) a Ourinhos (SP)	Arenito conglomerático da Formação Furnas próximo ao contato com Formação Pta Grossa
TF-625	50°44'W/24°13'S	Jaguariaíva (PR) a Ourinhos (SP)	Arenitos da porção basal do Grupo Itararé
TF-629a	49°27'W/23°28'S	Wenceslau Braz (PR) a Siqueira Campos (PR)	Diamictitos do Grupo Itararé - Mb Chapéu do Sol
TF-632	50°01'W/23°27'S	Quatingá (PR) a Sto Antônio da Platina (PR)	Folhelhos da Formação Irati
TF-633	49°31'W/23°19'S	Quatingá (PR) a Ourinhos (SP)	Formação Pirambóia
TF-634	49°43'W/22°53'S	Divisa SP/PR, frente da represa do Rio Paranapanema	Basalto da Formação Serra Geral
TF-798b	50°06'W/23°31'S	Curiúva (PR) a Figueira (PR)	Folhelhos da Formação Irati
TF-785	49°39'W/24°23'S	Jaguariaíva (PR) a Castro (PR)	Complexo Três Córregos

Tabela 3 – Localização e características geológicas das amostras coletadas para Datação por Traços de Fissão em apatitas na região centro-norte do Arco de Ponta Grossa (Vide Anexo 1).

Nº da amostra	Nº de cristais	Teste χ^2 (%)	Ru (*10 ⁻⁹)	Idade Mínima			Idade Máxima			Cronologia das Unidades Lito-Estratigráficas (Ma) (*)
				Idade (Ma)	χ_s / χ_I	N_S/N_I	Idade (Ma)	χ_s / χ_I	N_S/N_I	
TF-633	3	62.41	6.595 ± 0.229	84 ± 17	1	11 / 6	172 ± 45	3	15 / 4	~ 240
TF-632	2	1.33	7.728 ± 0.258	27 ± 11	0.68	11 / 16	78 ± 44	2	4 / 2	~ 255
TF-798b	6	0.62	6.721 ± 0.16	28 ± 16	0.66	2 / 3	54 ± 7	1.3	13 / 10	~ 255
TF-566	5	2.42	6.634 ± 0.27	19 ± 12	0.5	2 / 4	118 ± 80	3	3 / 1	320 - 280
TF-561	28	21	6.634 ± 0.27	23 ± 13	0.6	3 / 5	111 ± 24	2.8	14 / 5	320 - 280
TF-629a	5	12.18	7.728 ± 0.258	23 ± 13	0.5	2 / 4	160 ± 23	3.5	28 / 8	320 - 280
TF-625	7	84.7	6.595 ± 0.229, 10.58 ± 0.25	40 ± 28	1	2 / 2	157 ± 61	2.5	5 / 3	320 - 280
TF-623	4	35.47	9.594 ± 0.34	45 ± 18	0.78	11 / 14	227 ± 120	4	4 / 1	410 - 400

Tabela 4 – Idades de Traços de Fissão em apatitas na região norte do Arco de Ponta Grossa, para as amostras da Bacia Sedimentar do Paraná. Legenda - R_U – constante da irradiação por nêutrons térmicos no Reator Nuclear – IPEN/USP; χ_s / χ_I – densidade média dos traços de fissão na apatita e na mica; N_S/N_I – Número total de traços fósseis no grão de apatita e correspondente na mica; (*) – Milani *et al.* (1994).

<i>Nº da amostra</i>	<i>Nº de cristais</i>	<i>Teste χ^2 (%)</i>	<i>Ru (*10⁻⁹)</i>	<i>χ_s/χ_I</i>	<i>N_S/N_I</i>	<i>l (μm) (Total de traços confinados)</i>	<i>l/l₀</i>	<i>Idade Aparente (Ma)</i>	<i>Idade Corrigida (Ma)</i>	<i>Cronologia das Unidades Lito-Estratigráficas</i>
TF-567	6	11.51	6.634 ± 0.27	1.277	135/114	10.92 (6)	0.67	33 ± 3	68 ± 8	133-129 Ma''
TF-620	10	9.0	7.949 ± 0.53 10.58 ± 0.25	1.458	129/107	11,04 (6)	0.67	56 ± 10	109 ± 20	133-129Ma''
TF-634	60	12.54	7.949 ± 0.53	1.101	195/191	11,5 (17)	0,70	55 ± 6	85 ± 9	133-132 Ma ⁺
TF-571	4	62.41	10.67 ± 0.81	1.961	70/33	11,2 (2)	0.68	53 ± 13	92 ± 18	133-132 Ma ⁺
TF-785	14	54.76	6.721 ± 0.16	1.277	81/81	11,13 (11)	0.68	51 ± 6	92 ± 14	509±31 Ma'
TF-619	48	22.58	10.58 ± 0.25	0.862	374/463	11,4 (27)	0,70	54 ± 3	86 ± 6	509±31 Ma'
TF-621	58	35.47	7.949 ± 0.53 6.634 ± 0.27	1.317	426/389	11,0 (19)	0,67	52 ± 5	106 ± 11	509±31 Ma'
TF-336	100	12.18	7.149 ± 0.26	1.148	513/690	11,6 (65)	0,71	54 ± 8	69 ± 14	600±10 Ma [*]
TF-65	100	84.7	7.149 ± 0.26	1.444	362/340	11,2 (100)	0.68	64 ± 9	88 ± 13	600±10 Ma [*]

Tabela 5 – Idades de traços de fissão e respectivas características na região centro-norte do Arco de Ponta Grossa, para as amostras do embasamento cristalino, dique cretácico e/ou basalto da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná. Legenda - χ_s / χ_I – densidade média dos traços de fissão na apatita e na mica; N_S/N_I – Número total de traços fósseis no grão de apatita e correspondente na mica; R_U – constante da irradiação por nêutrons térmicos no Reator Nuclear – IPEN/USP; l – média dos traços confinados; l/l_0 – redução do comprimento dos traços de fissão, em relação ao parâmetro do modelo empírico adotado ($l_0=16.34\mu\text{m}$); Cronologia das Unidades Lito- Estratigráficas: '' Stewart et al. (1996); Renne et al. (1996); ⁺ Renne et al. (1992), Turner et al. (1996), Stewart et al. (1996), Ernesto et al. (1999); ['] Reis Neto (1994); Campanha & Sadowski (1999); ^{*} Siga Jr. (1995), Campanha & Sadowski (1999).

Grupo Itararé		
Amostras	Idades Individuais (Ma)	Grupos de Idades (<i>l</i>)
TF-561	39±14, 53±22, 28±7, 39±11, 24±9, 55±14, 26±7, 97±13, 69±20, 49±8, 79±18, 110±24, 99±53, 26±16, 28±7, 17±6, 26±16, 23±9, 50±16, 59±35, 44±18, 66±13, 80±22.	1) De 17 a 49Ma (L=10.9 μm); 2) De 55 a 72Ma (L=10.83 μm); 3) Maiores que 80 Ma
TF-566	40±11, 62±11, 69±20, 19±12, 118±80.	
TF-625	117±62, 40±28, 114±13, 47±20, 72±14, 157±61, 90±8.	
TF-629a	23±13, 55±14, 160±23.	
<u>Grupos</u>	<u>Idade Central Aparente</u>	<u>Idade Central Corrigida</u>
De 17 a 49 Ma	27±3 Ma	56±6 Ma
De 55 a 72 Ma	64±3 Ma	141±15 Ma
Maiores que 80 Ma	125±15	-

Formação Irati		
Amostras	Idades Individuais (Ma)	Grupo de Idades (<i>l</i>)
TF-798b	42±20, 42±29, 28±16, 54±7, 62±37, 55±23.	27-79Ma (11,25μm)
TF-632	79±44, 27±11	
<u>Grupo</u>	<u>Idade Central Aparente</u>	<u>Idade Central Corrigida</u>
27-79Ma	32±6 Ma	54±14 Ma

Tabela 6 – Amostras referentes ao Grupo Itararé e Formação Irati, seus agrupamentos de idades e respectivas idades corrigidas. Legenda: *l* – média dos traços confinados. Ver texto para discussão

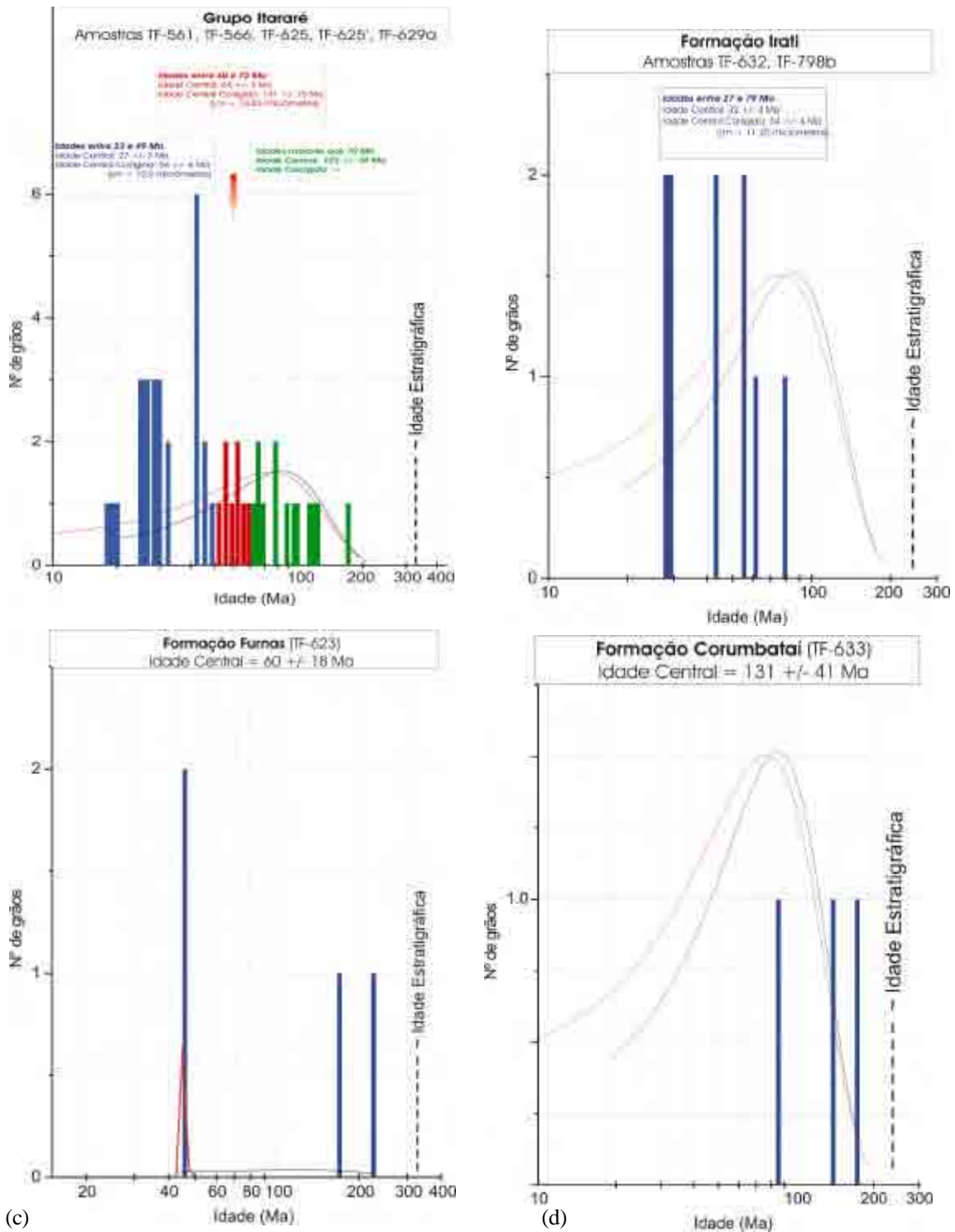


Figura 33 – Exemplos de distribuição de idades de grãos individuais de traços de fissão em apatitas. Os gráficos foram construídos utilizando métodos descritos em Brandon (1996), parcialmente modificados. Idades de traços de fissão encontram-se plotadas em escala logarítmica. A linha vermelha é indicativa do ajuste da Gaussiana e a linha preta é referente à curva normal. A distinção entre os diferentes tipos de idades de grãos individuais está baseada na relação entre a idade mínima e a idade deposicional (estratigráfica). Veja texto para detalhes.

Um método gráfico efetivo para se analisar os dados de traços de fissão é a construção de gráficos de Idade de traços de fissão em apatitas x Altitude e Idade de traços de fissão em apatitas x Comprimento médio dos traços confinados (respectivamente Figura 34a e 34b), com a finalidade de se obter informações a respeito dos processos denudacionais x tectônicos. Os gráficos apresentados nesta pesquisa mostram duas evidências: a primeira delas é uma tendência ao aumento de idade de traços de fissão em apatitas com a altitude (Figura 34a), e a segunda é uma tendência das amostras mais jovens possuírem uma diminuição no comprimento médio dos traços confinados (Figura 34b).

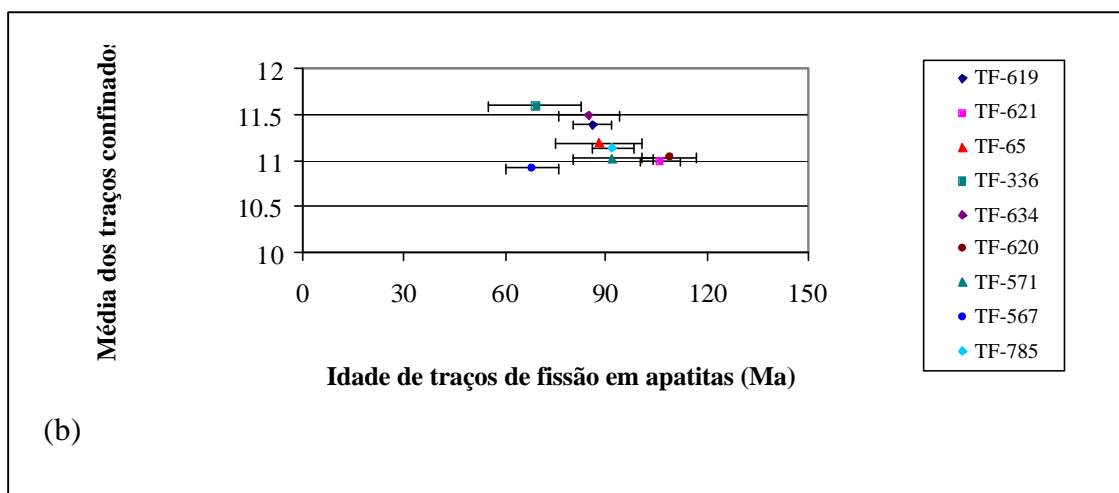
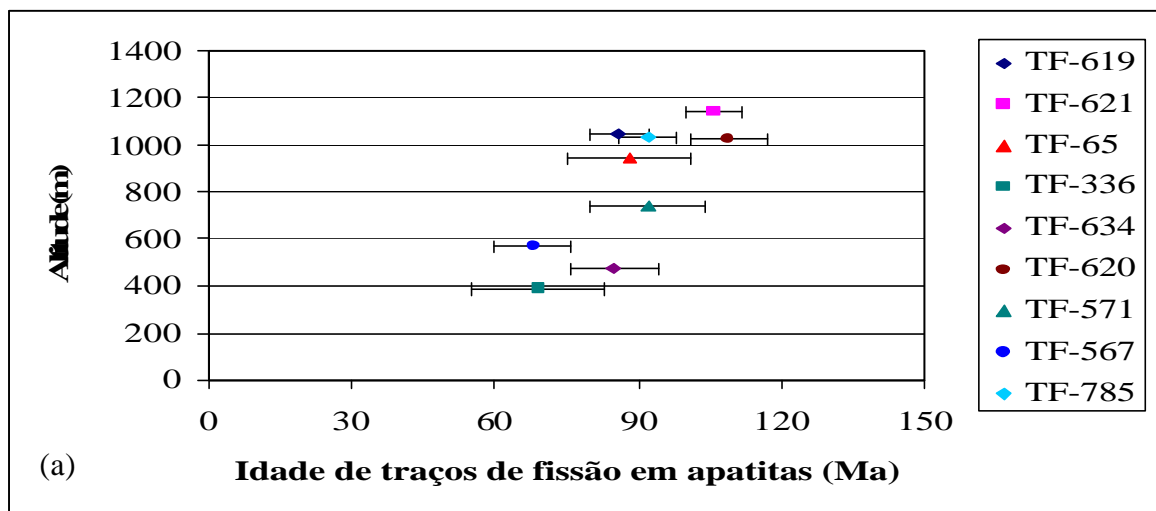
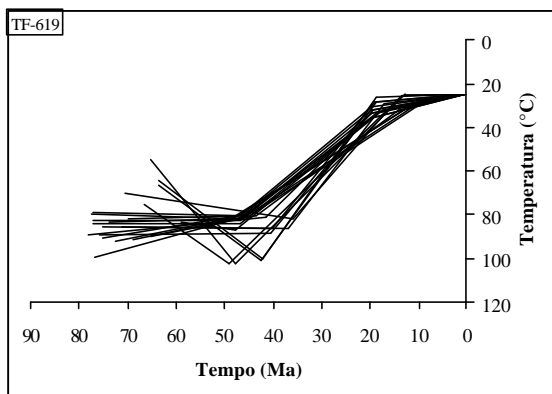


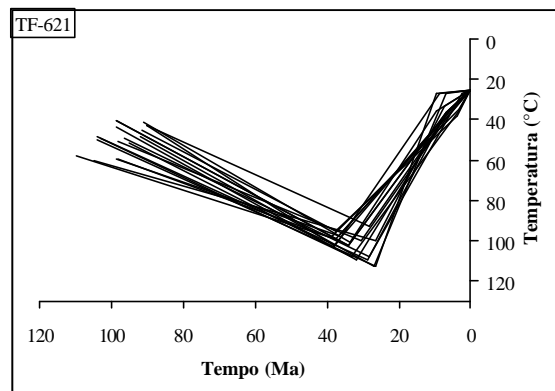
Figura 34 –(a) Idade de traços de fissão em apatita x Altitude; (b) Idade de traços de fissão em apatita x média do comprimento dos traços confinados. Notar que em (a) a idade aumenta com a altitude e, em (b) quanto maior o comprimento dos traços confinados, maior a tendência da idade se tornar mais jovem. Ver texto para discussão.

Tal fato pode ser um reflexo de diversos pulsos de soerguimento, com conseqüente alçamento de isothermas, associados a ciclos erosivos que faz com que, aos poucos, as rochas com idades mais antigas permaneçam nas cotas topográficas mais altas, quando comparadas às amostras que registram idades mais jovens e localizam-se a cotas topográficas mais baixas. Além disso, também percebe-se que, através da média dos traços confinados, as amostras mais antigas permaneceram mais tempo na Zona de *Annealing* Parcial quando comparadas com as amostras com idades mais jovens, pois o grau de *annealing* daquelas amostras é tendencialmente mais forte.

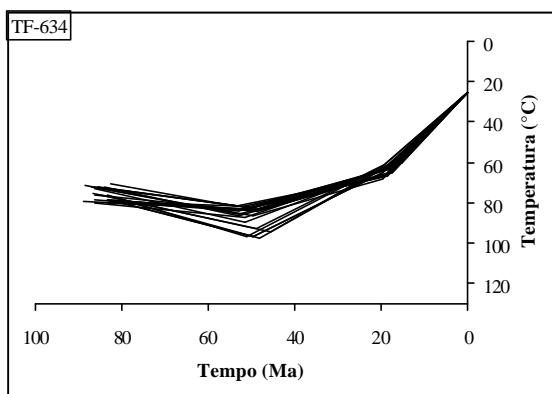
Devido à complexidade geológica/geomorfológica da área em questão, associada aos problemas encontrados nos modelos teóricos de *annealing*, quando extrapolados para o tempo geológico, foram modeladas histórias térmicas (gráficos tempo x temperatura, Figura 35) para algumas amostras do embasamento cristalino e da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná.



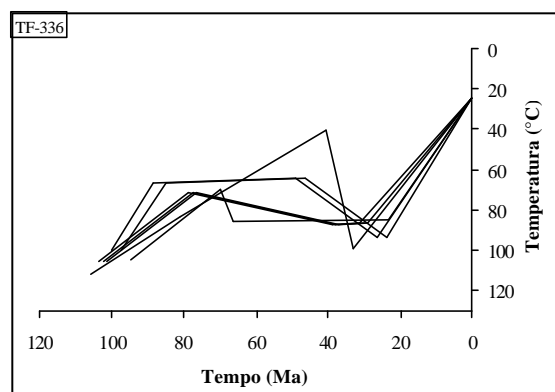
(a)



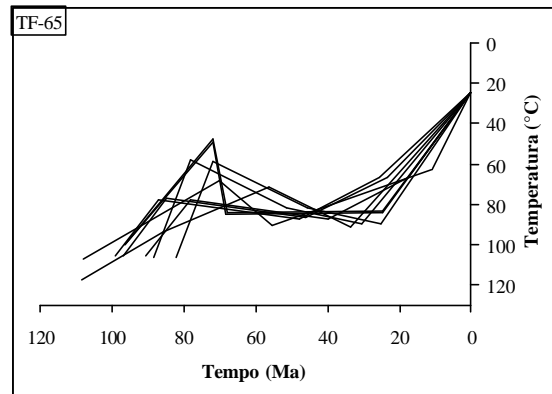
(b)



(c)



(d)



(e)

Figura 35– Histórias Térmicas (Gráficos tempo x temperatura) de cinco amostras pertencentes à região estudada, através de dados de traços de fissão em apatitas. Para essas modelagens foi utilizado o Programa Tha® (Hadler Neto *et al.*, 1995), conforme procedimentos descritos na Seção 8.3.9.

Gallagher *et al* (1995), em uma seção na Bacia do Paraná, entre Florianópolis (SC) e Porto Alegre (RS), sugerem que o soerguimento progressivo da área continental seja fruto de mais de 3 km de denudação na planície costeira e possivelmente 1 km no interior, com o aumento das idades de traços de fissão em apatitas crescendo muito rapidamente para o interior, e que uma proporção elevada de basalto Serra Geral constituiria parte do material removido pela erosão.

Vignol-Lelarge *et al.* (1994) sugerem também, através de idades de traços de fissão em apatitas, em rochas do embasamento cristalino da Serra do Mar em área do Arco de Ponta Grossa, que há 86 Ma a região sofreu um levantamento acompanhado de erosão da ordem de 2,5 km, atribuído ao soerguimento da Serra do Mar.

9.2 Interpretações x Discussões

9.2.1 Evento A – 130 Ma

Nesse evento, encontram-se registradas Idades Centrais Corrigidas de 141 ± 15 Ma de amostras do Grupo Itararé (TF-561, TF-566, TF-625, TF-629a). Entretanto, amostras da Formação Furnas, do Grupo Itararé e da Formação Corumbataí apresentaram grãos com idades superiores a 130 Ma, mas que poderiam marcar outros eventos de soerguimento do Arco de Ponta Grossa, tal como descrito por Zalán *et al.* (1990), durante o Neotriássico, Triássico-Jurássico e Neojurássico – Eocretáceo,

apresentando quatro registros de idades de grãos individuais de, respectivamente, 227 ± 120 Ma, 172 ± 45 Ma, 160 ± 23 Ma e 157 ± 61 Ma, em rochas sedimentares da Bacia do Paraná (Tabela 4, Figura 33, Figura Anexa 1, Anexo 1). Contudo, vale ressaltar que essas são idades individuais, ou seja, são idades de apenas um grão nas amostras e que não puderam ser corrigidas. Por isso, da mesma forma que não se deve descartar tal informação, é de maior confiabilidade estatística que sejam usadas as Idades Centrais Corrigidas para cada grupo de idades, apresentando-se como uma alternativa de maior probabilidade estatística e, conseqüentemente, geológica.

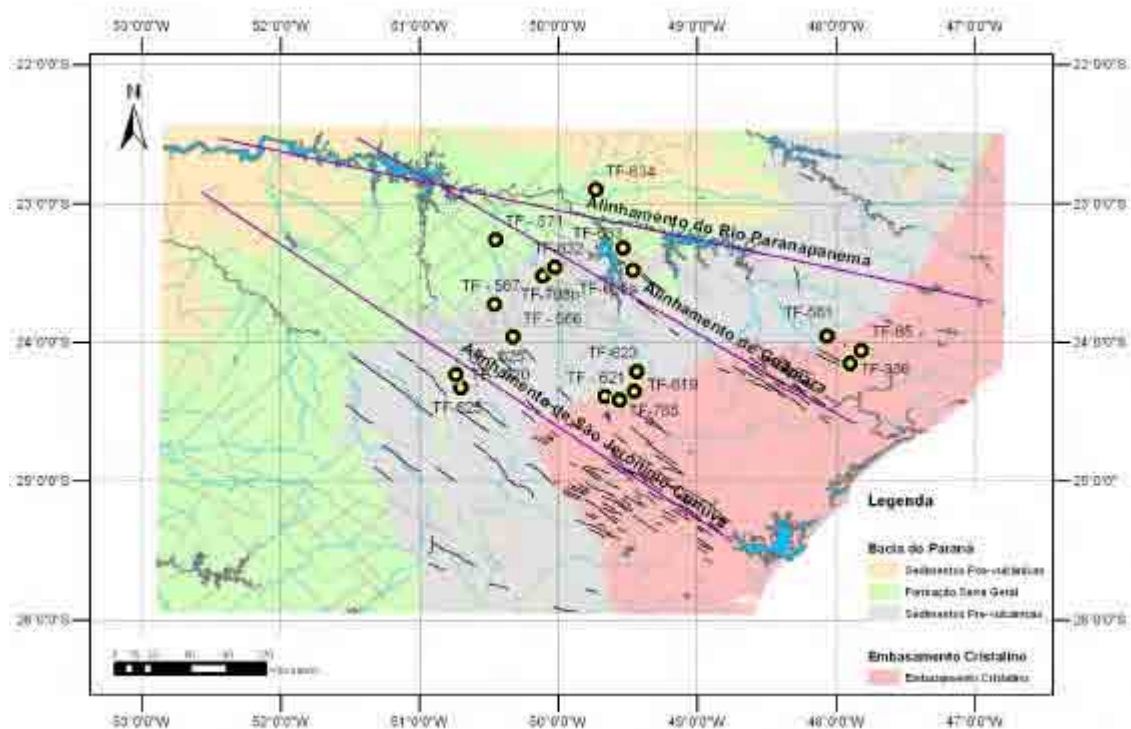


Figura Anexa 1 – Mapa Geológico simplificado da área de estudo com relação de pontos amostrados. Base Geológica utilizada CPRM (2001). Alinhamentos de Guarapari e São Jerônimo-Curiúva delimitados segundo Portela Filho & Ferreira (2003); Alinhamento do Rio Paranapanema delimitado segundo Riccomini (1995; 1997).

Essas idades corrigidas em torno de 130 Ma refletem o evento pós a sin-ruptura da Gondwana Sul-Occidental (Estrella, 1972; Asmus & Ferrari, 1978; Asmus & Porto, 1980; Asmus, 1981; Chang *et al.*, 1992), datado do Neojurássico ao Eocretáceo. Tectonicamente foi caracterizado por um evento de fendilhamento tafrogênico ao longo de antigos lineamentos estruturais, gerando a separação dos Continentes Sulamericano e Africano, acompanhada do intenso magmatismo basáltico toleítico, materializado da Formação Serra Geral, provavelmente entre 133 e 132 Ma (Renne *et al.*; 1992; Turner *et*

al.; 1996; Renne *et al.*; 1996; Stewart *et al.*; 1996; Ernesto *et al.*; 1999; Tabela 7). Associado a nesse período ocorre o enxame de diques de Ponta Grossa que, através de datações Ar/Ar, variam entre 133 e 129 Ma (Stewart *op cit.*; Renne *op cit.*), tendo como fonte de calor para sua formação prováveis anomalias térmicas do manto profundo, fazendo parte de um sistema radial, causado pelo soerguimento da litosfera no impacto da referida pluma mantélica em sua base (Ernst & Buchan, 1997).

De fato, Almeida (1976) já interpretava uma anomalia mantélica de origem térmica causando um soerguimento regional do embasamento, em função da subida da Serra do Mar e do Arco de Ponta Grossa, em conjunto com intrusões de diabásio de direções NW e NE, como resultado dos esforços tensionais atuantes durante o Neojurássico e Eocretáceo.

Zalán *et al.* (1986) apud Zalán *et al.* (1990) sugerem que as zonas de falhas de direção NW, atuantes desde o Pré-Cambriano na região da Bacia do Paraná e adjacências e que foram reativadas durante a separação das placas Sulamericana e Africana, serviram de canais para o magmatismo Serra Geral.

Além disso, também nesse período, ocorrem na área as denominadas intrusões alcalinas do Arco de Ponta Grossa (Almeida, 1983), constituídas por cerca de quinze ocorrências, sendo que a mais proeminente é o Maciço de Jacupiranga, cuja idade remonta ao eocretáceo (131 ± 3 Ma) (Amaral, 1978; Roden *et al.*, 1985). Segundo Almeida (1983; 1986), as mesmas encontram-se alojadas ao longo de falhas profundas de direção NW.

Bueno (2004) considera que a mudança na direção dos enxames de diques, de ortogonais ao *Rift* Sul-Atlântico, no período de 137 e 130 Ma, a paralelos a ele entre 133 e 125 Ma (Figura 36), bem como a geração de uma discordância regional na Bacia de Santos e a rotação dos *seaward dipping reflectors* (SDR, feições sísmicas características dos primeiros pulsos magmáticos) sejam produtos do tectonismo que precedeu o *Break-up II*, e que alcançou a região do atual Arco de Ponta Grossa.

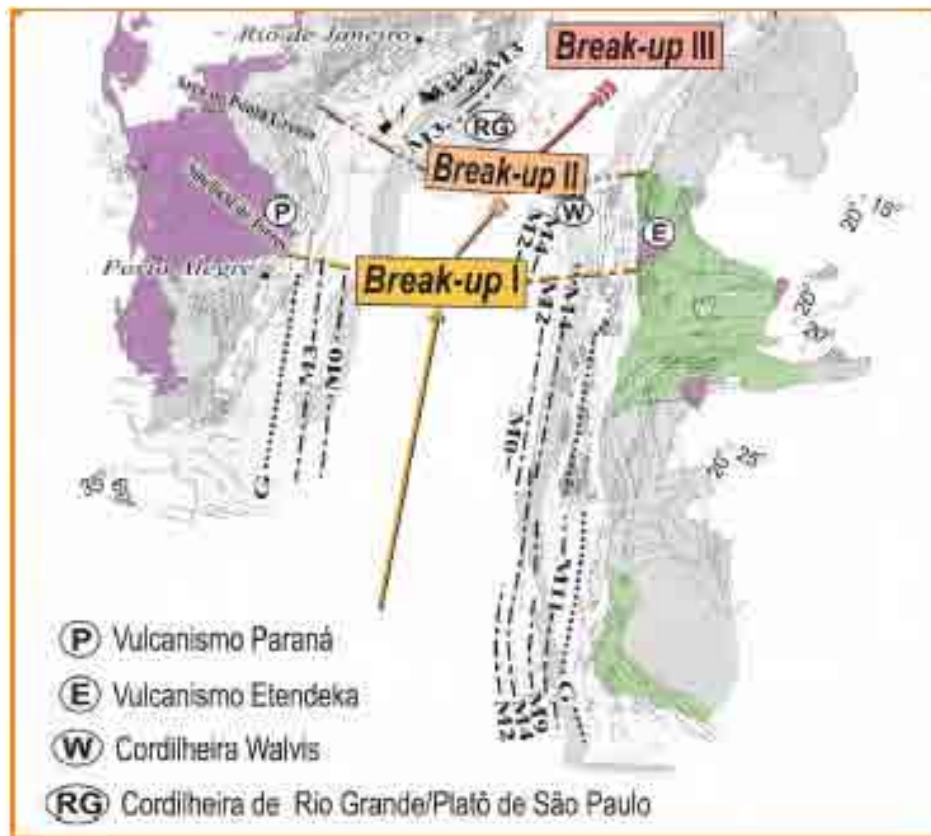


Figura 36 – Rift propagante do Atlântico-Sul, constituído de três segmentos de *break-up*. Compilado de Bueno (2004), modificado de Bueno (2001) *apud* Bueno (2004); Davison (1999). As letras ‘M’ e ‘G’ representam as lineações magnéticas utilizadas pelo autor em suas interpretações.

Segundo Rostirolla *et al.* (2000), o magmatismo Serra Geral também teve papel fundamental na geometria final do Alto Estrutural de Quatiguá (Figura 18), localizado sobre a zona de falha Pitanga-Quatiguá-Jacutinga, de direção NE, causando alçamentos e rotações de blocos, bem como a geração de falhas e diques de direção NW e, subordinadamente, NE. Esse evento foi caracterizado pelo autor como tectônica modificadora de caráter transcorrente distensivo, temporalmente localizado durante ou após o Eocretáceo. Seu término deu-se com a superimposição de um pequeno "*horst dômico*", com rotação e colapso de blocos associados ao magmatismo, sobre a ampla flexura compressional formada no limite Permiano-Triássico, através da Orogenia *La Ventana* (Ramos, 1988, Milani 1997).

Por fim, essas idades representariam um provável reflexo do evento de ruptura do Gondwana, que seria o responsável pelo *reset*, pelo menos parcial, dos traços de fissão em apatitas, aproximando-se ou, muitas vezes, ultrapassando a Zona de *Annealing* Total

dos Traços de Fissão em apatitas, maior que 120°C, devido ao intenso alçamento térmico registrado, durante esse período, na área do APG.

9.2.2 Evento B – 110/100 Ma (entre 109 e 106 Ma)

Nesse evento encontram-se registradas Idades Corrigidas de 106 ± 6 Ma, referente ao Complexo Três Córregos (rocha granitóide) (cota topográfica de 1145 m, TF-621) e de 109 ± 8 Ma, referente ao dique cretácico (cota topográfica de 1027 m, TF-620), além de registros na história térmica da amostra TF-621 (Figura 35b; Figura Anexa 1), como um resfriamento extremamente rápido, representado pela rápida passagem pela Zona de *Annealing* Parcial e início do registro das histórias térmicas em temperaturas bastante inferiores.

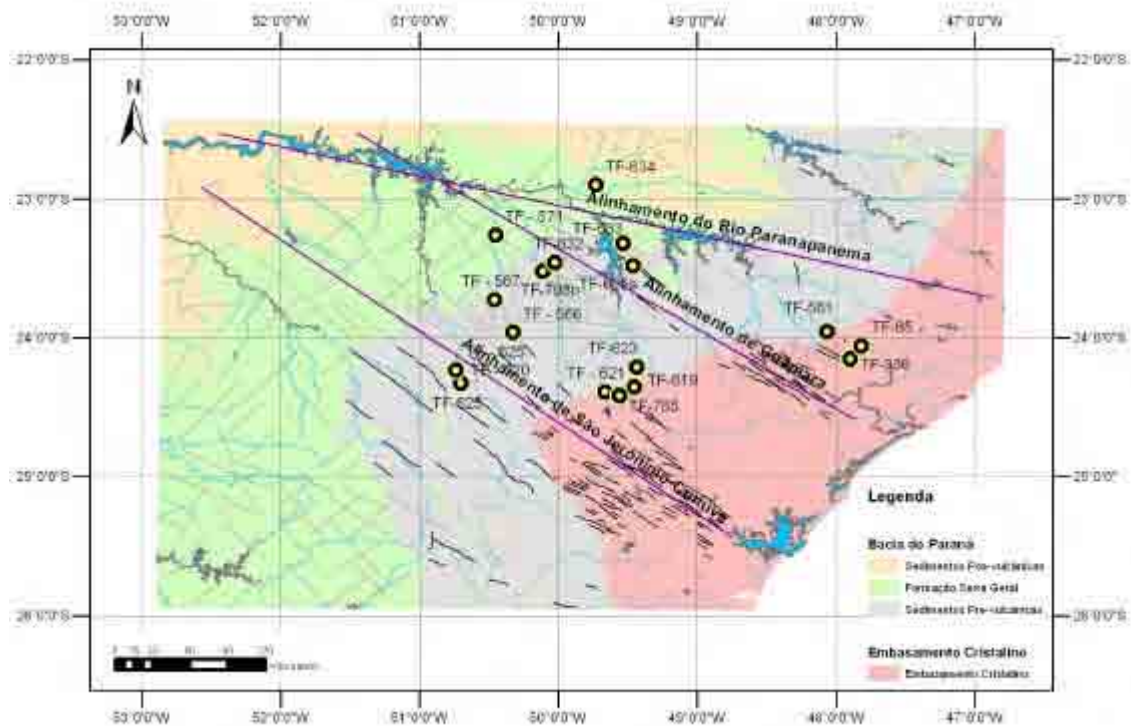


Figura Anexa 1 – Mapa Geológico simplificado da área de estudo com relação de pontos amostrados. Base Geológica utilizada CPRM (2001). Alinhamentos de Guapiara e São Jerônimo-Curiúva delimitados segundo Portela Filho & Ferreira (2003); Alinhamento do Rio Paranapanema delimitado segundo Riccomini (1995; 1997).

Cobbold et al. (2001), através de idades de traços de fissão em apatitas, afirmam que registros até 100 Ma na região do embasamento do Arco de Ponta Grossa são pertencentes às ‘idades *rift*’. Tal designação é empregada pelos autores para idades entre 200 e 100 Ma (mas cujas principais são entre 130 e 100 Ma), época em que o *rift* ainda

estaria ativo. Ainda sugerem que as distribuições de traços confinados curtas e unimodais são decorrentes de um forte evento térmico ocorrido no Cretáceo, após 130 Ma. Além disso, Gallagher *et al.* (1995) atribuem o *range* 130 ± 20 Ma como a época de influência do evento térmico de extravasamento de lavas basálticas da Formação Serra Geral, dada à sua magnitude. Sendo assim, com base nesses autores, o evento de 110/100 Ma (Evento B), seria ainda um 'reflexo' do evento de 130 Ma (Evento A).

Adicionalmente, Bueno (2004) propõe que a evolução do *rift* Atlântico-Sul propagou-se através de três fases, associadas à geração do Oceano Atlântico-Sul sendo que a primeira se estendeu até o Sinclinal de Torres (em 131 Ma), a segunda do norte da Bacia de Pelotas até o sul da Bacia de Santos (em 126 Ma), atingindo a região do atual APG; e que o terceiro pulso seria em 115 Ma e se iniciaria a partir desta região. Além disso, interpretações sísmo-estratigráficas de linhas sísmicas na região sul da Bacia de Santos, sugerem que o magmatismo Serra Geral foi o precursor do vulcanismo associado aos refletores SDR (Mohriak *et al.*, 2001) na referida bacia e que estes encontram-se associados aos complexos vulcânicos relacionados à ruptura do Gondwana, provavelmente desenvolvidos no intervalo de 120 e 110 Ma (Mohriak, 2004).

Entretanto, Cobbold (*op cit.*); Gallagher & Brown (1999) descrevem fornecimento de material clástico para a Bacia de Santos a partir de 100 Ma (mas cujo ápice teria sido a partir de 90 Ma, fato a ser discutido mais adiante), sugerindo o início do soerguimento das áreas-fonte (serras do Mar e da Mantiqueira) no Albo-Aptiano. Modica & Brush (2004) sugerem que o Eoalbio estaria refletindo uma fase de subsidência tectônica e aumento no nível eustático do mar como resultado do desenvolvimento da rápida aggradação da plataforma carbonática, representada pelas formações Ariri e Guarujá (Pereira & Feijó, 1994), talvez relacionado com um período de relativa quietude tectônica.

Dessa forma, esse evento poderia ser interpretado como representativo de um pulso de soerguimento tectônico, talvez o evento de 90 Ma (Evento C, mais adiante), com conseqüente reativação de antigas Zonas de Cisalhamento, gerando alçamento do embasamento adjacente à borda nordeste da Bacia do Paraná, representado pela porção sul da Serra do Paranapiacaba (Franco *et al.*, 2004) (Figura 37).

De fato, através de estudos de análise estrutural realizados no Grupo São Bento da Bacia do Paraná, na região do Arco de Ponta Grossa, Strugale *et al.* (2003) identificaram a presença de um evento deformacional rúptil de direção NW, ora E-W,

atuante entre o Neocretáceo e Terciário, marcando uma época de reativação de planos de falhas pretéritos, provavelmente aqueles formados no Eocretáceo.

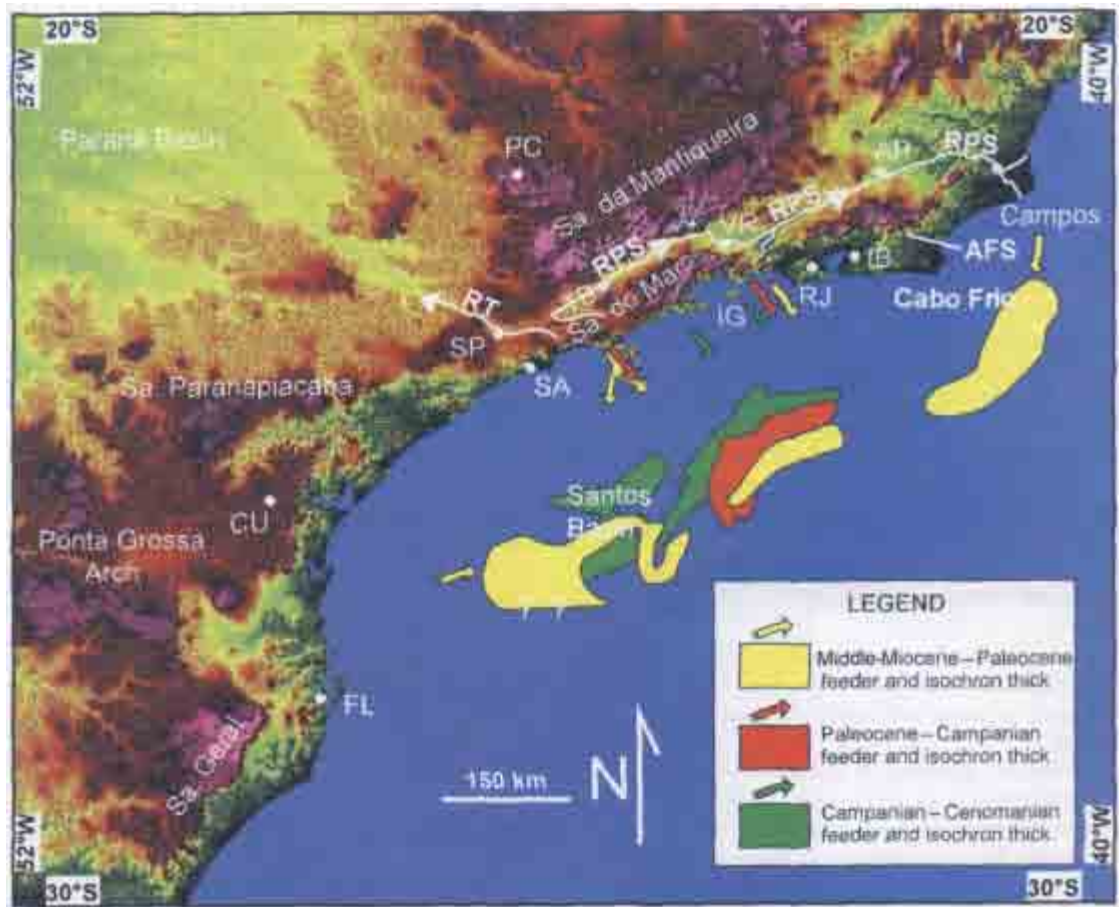


Figura 37 – Mapa Topográfico Digital do sudeste brasileiro e modelos de sedimentação da Bacia de Santos. Dados topográficos fornecidos pela USGS. Legenda: Rio Paraíba do Sul (RPS), Rio Tietê (RT), Escarpa de falha ativa da Serra dos Órgãos (AFS). Localidades representativas: Florianópolis (FL), Curitiba (CU), São Paulo (SP), Santos (AS), Poços de Caldas (PC), Taubaté (TB), Ilha Grande (IG), Volta Redonda (VR), Rio de Janeiro (RJ), Itaboraí (IB) e Além-Paraíba (AP). Compilado de Cobbold *et al.* (2001).

9.2.3 Evento C – 90 Ma (entre 85 e 92 Ma)

Nesse evento encontram-se registradas Idades Corrigidas de 85 ± 9 Ma, referente ao Basalto da Formação Serra Geral (cota topográfica de 479 m, TF-634); 86 ± 6 Ma, referente ao Complexo Três Córregos (rocha granitóide) (cota topográfica 1048 m, TF-619); 88 ± 13 Ma referente ao Batólito Agudos Grandes (rocha granitóide) (cota topográfica 942 m, TF-65); 92 ± 6 Ma, referente ao Complexo Três Córregos (rocha granitóide) (cota topográfica 1030 m, TF-785); 92 ± 12 Ma, referente ao Basalto Serra Geral (cota topográfica 740 m, TF-571) (Figuras 34, 35 e Figura Anexa 1).

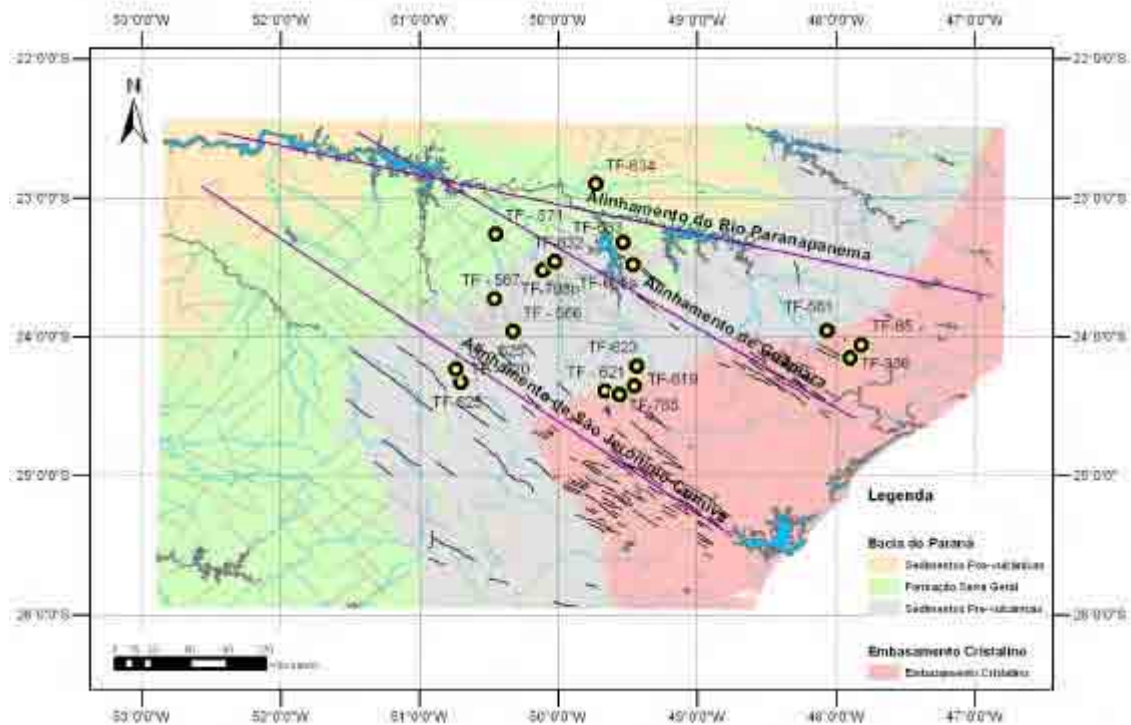


Figura Anexa 1 – Mapa Geológico simplificado da área de estudo com relação de pontos amostrados. Base Geológica utilizada CPRM (2001). Alinhamentos de Guapiara e São Jerônimo-Curiúva delimitados segundo Portela Filho & Ferreira (2003); Alinhamento do Rio Paranapanema delimitado segundo Riccomini (1995; 1997).

As histórias térmicas registram um evento de aquecimento em torno de 90 Ma, provavelmente como reflexo do alçamento térmico responsável pelo soerguimento das serras da Mantiqueira e do Mar durante o Santoniano-Campaniano (Pereira & Feijó, 1991; Modica & Brush, 2004), e conseqüente atuação de ciclos erosionais. Esse evento pode estar relacionado ao principal pulso de soerguimento, com conseqüente erosão, do APG, através de denudação tectônica, e fornecimento de material clástico para bacias plataformais e continentais, a partir 90 Ma (Pereira & Feijó, 1994; Gallagher & Brown, 1999 – Tabela 7), cujas associações de rochas sedimentares depositadas neste período e ocorrentes nos flancos de tal soerguimento datam a formação de um extenso planalto neocretáceo, denominado por Zalán & Oliveira (2005), de Serra do Mar Cretácea (SMC).

Esta idade é condizente com a obtida por Vignol-Lelarge *et al.* (1994) que sugerem um levantamento da Serra do Mar, na região do APG há 86 Ma, através de uma rápida passagem pela Zona de *Annealing* Parcial, acompanhado por componentes denudacionais de mais de 2 km.

É por tal motivo que esse período é de extrema importância para compreensão da evolução geológica do sudeste brasileiro. Nesta região, tanto bacias *offshore* como *onshore* registram, no sudeste brasileiro, entrada de grande volume de sedimentos clásticos durante o Cretáceo Superior, mais especificamente nas Bacias de Santos e Bauru, bem como no Paleoceno na margem continental, e que o APG teve uma grande importância nesse desenvolvimento. De fato, Almeida & Carneiro (1998) descrevem o APG como um elemento tectônico com predisposição para o soerguimento desde o Triássico, mas que, no Cretáceo Superior, foi submetido à maior elevação.

No continente, a evidência de um possível evento de soerguimento em torno dos 90 Ma na região do APG, é bem registrado na Bacia do Paraná, bem como ao longo de seus alinhamentos. Idade Corrigida de amostras de basalto da Formação Serra Geral da Bacia Sedimentar do Paraná, coletadas ao longo do Alinhamento do Rio Paranapanema (Fulfaro, 1974, Figura Anexa 1) e do Alinhamento de Guapiara, ao redor de 90 Ma, confirmam tal hipótese (Figura 35c). O fato das histórias térmicas iniciarem seu registro em temperaturas mais baixas (em torno de 60°C) é um indicativo de passagem rápida pela Zona de *Annealing* Parcial (que se inicia em 120°C). Essa idade seria, então, representativa do pulso de soerguimento tectônico responsável pela reativação de alinhamentos e alçamento das bordas da bacia, resultando na instalação das chamadas Bacias Caiuá e Bauru, composta pelos grupos homônimos, representando a sedimentação neocretácea da Bacia Sedimentar do Paraná, (Figura 38; Figura Anexa 1).

Tal evento de soerguimento, certamente associado à Ativação Tectônica do Mesozóico-Cenozóico, provocou o adernamento da Plataforma Sulamericana para WSW, originando uma zona deprimida e abatida na direção WNW (Bartorelli, 2004). Esta 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, 1992). 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), controlada por falhas NE a ENE. Essas intrusões, segundo Almeida (1986), associam-se ao soerguimento da região da Serra do Mar e à subsidência da Bacia de Santos, entre o Aptiano e o Terciário Superior.

Datações palinológicas indicam que a sedimentação do Grupo Bauru inicia-se próximo ao limite Cenomaniano-Turoniano (Bertini *et al.*, 1993; Dias-Brito *et al.*, 2001), ou seja, ao redor de 90 Ma. A deposição de conglomerados associados aos sedimentos do referido grupo seria consequência de um provável processo de soerguimento de

áreas-fonte, produzido por amplos movimentos verticais verificados na região, e que seriam um dos fatores responsáveis para a própria instalação da Bacia (Fulfaro *et al.*, 1982). Esse processo é admitido, por Riccomini (1997), de Tectonismo Gerador da Bacia Bauru.

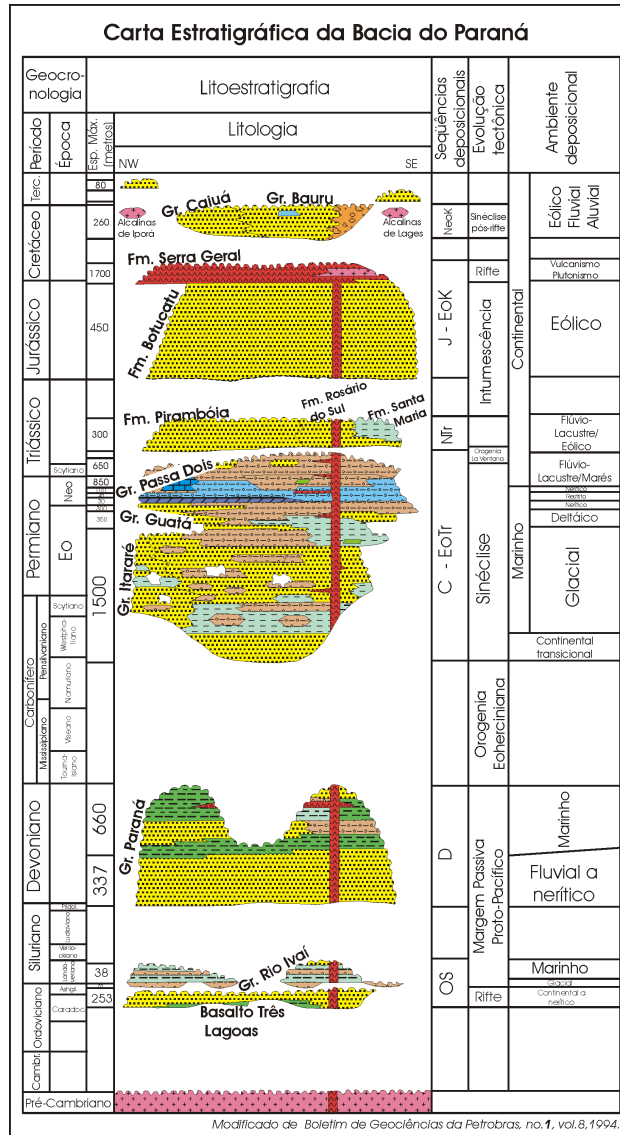


Figura 38 – Coluna Estratigráfica da Bacia do Paraná. Modificado de Milani *et al.* (1994).

Além disso, a história térmica obtida no basalto ao longo do Alinhamento do Paranapamena (Figuras 35c; Figura Anexa 1), limite sul da Bacia Bauru no estado de São Paulo (Fulfaro, 1974; Riccomini, 1997), registra um longo período de permanência na Zona de *Annealing* Parcial, entre cerca de 90 e 60 Ma, de forma estável e sem grandes oscilações de temperatura (em aproximadamente 90°C) representando um período de quiescência tectônica (Gunnell, 2000).

Igualmente em outras histórias térmicas (Figuras 35 a, e) são registrados esses eventos que, na área de estudo podem ser explicados como o desenvolvimento de um intenso processo erosivo que acarretou a destruição dos condutos vulcânicos mesozóicos, exposição de diques e outras estruturas subvulcânicas (Almeida, 1986) (Foto 2). Além de inúmeras descontinuidades mais antigas foram reativadas em pulsos distintos que perduraram desde o Cretáceo até o Terciário causando basculamento de blocos e/ou falhamento normal (Almeida & Carneiro, 1998), que funcionaram como acelerador de processos de erosão, conforme denominado por Gallagher *et al.* (1998) de *Tectonic Denudation*. Por fim, uma última alternativa que poderia contribuir para o processo erosivo seria a erosão diferencial nas litologias presentes na área de estudo. Tal fato é observado na região de Ibaiti, onde morros-testemunhos são sustentados por rochas das formações Botucatu e Serra Geral (Foto 2).



Foto 2 – Visão geral da região de Ibaiti, região central do APG, ao longo do Alinhamento de São Jerônimo-Curiúva. Área muito falhada e com morros-testemunhos (seta) sustentados por arenitos da Formação Botucatu e basalto da Formação Serra Geral.

A porção *offshore* da Bacia de Santos no Neocretáceo sofreu grande aporte sedimentar relacionado ao soerguimento das Serras do Mar e Mantiqueira (a partir de 90Ma) resultando em notável progradação de siliciclásticos, formando grandes cunhas sedimentares (Figuras 39 e 40) que avançam na direção da quebra da plataforma, materializada pela Formação Santos. Tais episódios, segundo Almeida & Carneiro (1998), encontram-se associados a reativações de falhas do embasamento e a importantes episódios magmáticos na bacia (Tabela 7) e rochas alcalinas no continente.

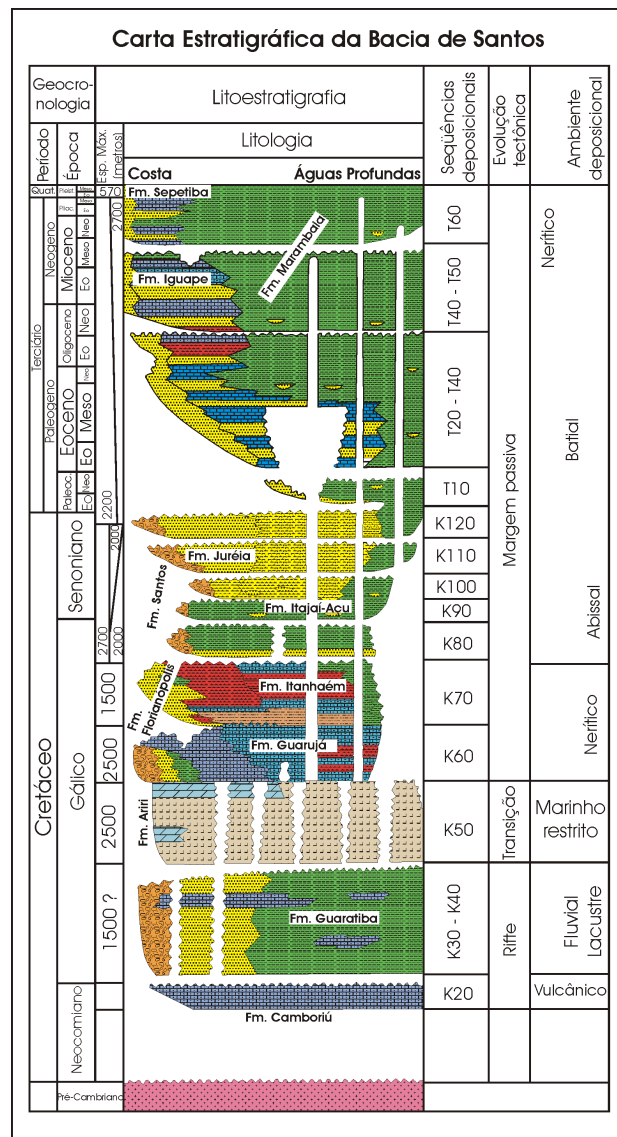


Figura 39 – Coluna Estratigráfica da Bacia de Santos. Modificado de Pereira & Feijó (1994).

Segundo Modica & Brush (2004), a história de preenchimento sedimentar da Bacia de Santos foi fortemente influenciada pelo soerguimento das serras

supramencionadas durante o Cretáceo Superior sendo, a Serra do Mar, a principal fonte de tais sedimentos clásticos na bacia. Tal seqüência, além de ser caracterizada por uma espessa cunha, é composta por sedimentos continentais, representativo de sistemas de leques aluviais e fluvial anastomosado, principalmente (Pereira *et al.*, 1986).

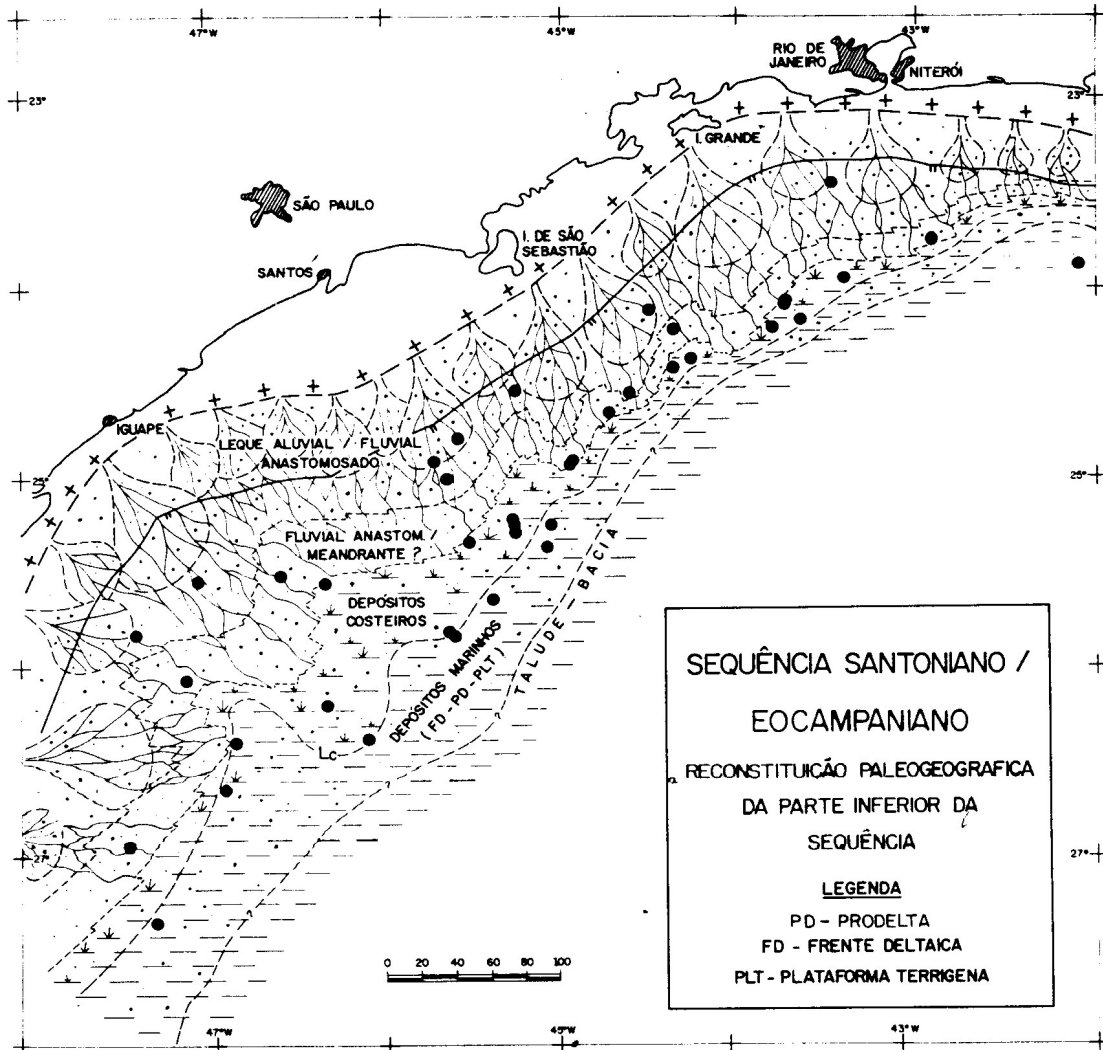


Figura 40 – Reconstrução paleogeográfica da parte inferior da seqüência Santoniano/Eocampaniano da Bacia de Santos (Pereira *et al.*, 1986).

9.2.4 Evento D – 60 Ma (entre 68 e 54 Ma)

Nesse evento encontram-se registradas Idades Corrigidas de 56 ± 6 Ma, referente às amostras do Grupo Itararé (TF-561, TF-566, TF-625, TF-629a); 54 ± 14 Ma, referentes às amostras da Formação Irati (TF-632 e TF-798b); 68 ± 8 Ma, referente ao dique cretácico (cota topográfica 569 m TF-567); 69 ± 14 Ma, referente ao Batólito

Agudos Grandes (rocha granitóide) (cota topográfica 390 m, TF-336) (Figuras 33 e 35 e Figura Anexa 1).

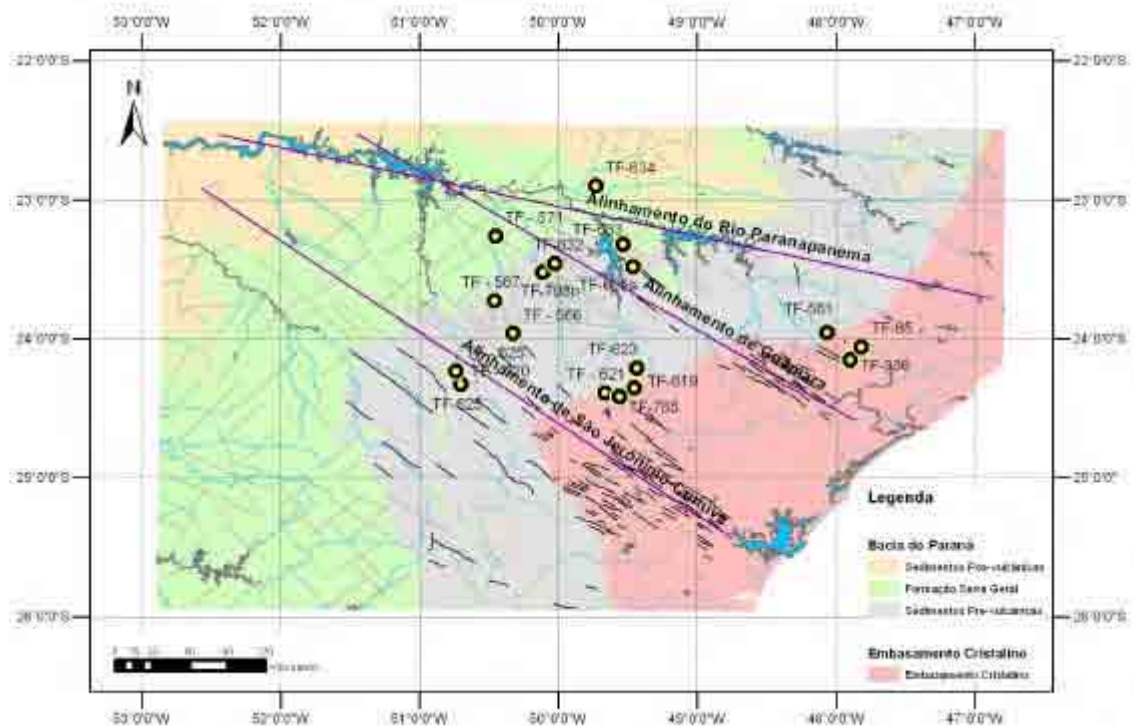


Figura Anexa 1 – Mapa Geológico simplificado da área de estudo com relação de pontos amostrados. Base Geológica utilizada CPRM (2001). Alinhamentos de Guapiara e São Jerônimo-Curiúva delimitados segundo Portela Filho & Ferreira (2003); Alinhamento do Rio Paranapanema delimitado segundo Riccomini (1995; 1997).

As histórias térmicas também registram, nesse período (Figuras 35a, c, e) o fenômeno de quiscência tectônica (Gunnell, 2000). Estudos geomofológicos integrando dados de traços de fissão em apatitas realizados por esse autor, indicam que quando histórias térmicas registram tais ‘platôs’ em determinado período da(s) história(s) térmica(s). Esse evento é um provável reflexo da estabilidade dos níveis de base regionais e instalação de processos de peneplanação, ou seja, desenvolvimento de superfícies de aplainamento.

Com base nessa premissa, esses registros de idades próximas a 60 Ma marcam um outro importante evento registrado na região, marcado pela forte atuação de ciclo erosivo, denominado de Ciclo Erosivo Sul-Americano (King, 1956), que aplainou superfícies cumiadas das serras e intrusões alcalinas cretácicas, a partir do Cretáceo Superior – Paleoceno, em toda a região do sudeste brasileiro.

Para Gallagher *et al.* (1995), tal processo erosional foi o responsável, além da formação da superfície de aplainamento, pela remoção de cerca de 1,5 km de material por erosão, que resultou na exumação do embasamento cristalino, diques de diabásio e intrusões alcalinas, na área costeira adjacente à Bacia de Santos. Embora a erosão fosse mais acentuada na vertente oceânica, parte desta fornecia sedimentos para a sedimentação do Grupo Bauru. Ao seu final, justamente no período Cretáceo – Paleoceno (cerca de 60Ma), instala-se a Superfície Sulamericana, que nivelou desde o Planalto Atlântico até o interior continental (Gallagher *op cit.*).

A atuação do Ciclo Erosivo Sulamericano na área de estudo encontra-se registrada através da identificação de resíduos de seqüências pedoestratigráficas datadas do Terciário Superior ao Médio, caracterizadas por lateritas e outros materiais, na região de Avaré, Itararé e Taquarituba (SP). Essas evidências se comportam como importantes registros tanto do evento de aplainamento cretácico-terciário, como na esculturação da paisagem e da compartimentação morfotectônica na região sul do estado de São Paulo e centro-norte do estado do Paraná (Jimenez-Rueda *et al.*, 2005).

Além disso, Pereira & Feijó (1994) e Modica & Brush (2004) reconhecem uma discordância regional na Bacia de Santos coincidente com esse período (cerca de 65 Ma), sugerindo uma associação com um possível alçamento do embasamento cristalino adjacente à essa bacia durante esse evento.

9.2.5 Evento E – 30/20 Ma

Registrado em quase todas as histórias térmicas (Figuras 35b, c, d, e; TF-65, TF-336, TF-619, TF-621, TF-634), o último evento registrado na área encontra-se datado a partir de 30/20 Ma (Oligoceno-Mioceno), marcado por um período de resfriamento lento, que provavelmente reflete os eventos denudacionais na margem continental brasileira durante o Mioceno (Gallagher & Brown, 1999), possivelmente reflexo do Ciclo Erosivo Velhas, atuante no sudeste brasileiro desde o Mioceno (King, *op cit.*). Neste período também encontram-se associados eventos compressionais/transtensionais ligados ao rearranjo estrutural da Plataforma Sulamericana, que anteriormente sofria processos extensionais, e muito provavelmente deformaram as seções sedimentares que compõem as bacias tafrogências (Salamuni *et al.*, 2003; Riccomini, 2004) (Tabela 7).

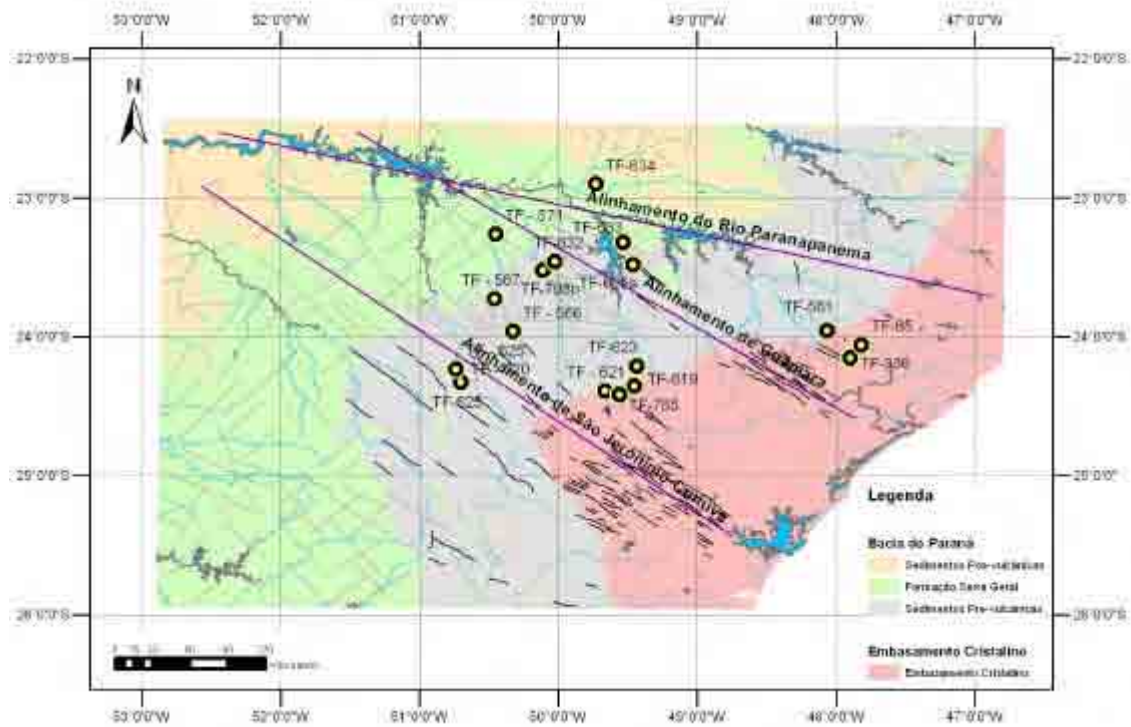


Figura Anexa 1 – Mapa Geológico simplificado da área de estudo com relação de pontos amostrados. Base Geológica utilizada CPRM (2001). Alinhamentos de Guapiara e São Jerônimo-Curiúva delimitados segundo Portela Filho & Ferreira (2003); Alinhamento do Rio Paranapanema delimitado segundo Riccomini (1995; 1997).

Com as mesmas características do evento anterior, Jimenez-Rueda (*op cit.*) também identificaram registros de atuação do Ciclo Erosivo Velhas, na área de estudo, a partir do Terciário Médio, provavelmente responsável por, pelo menos parte da configuração atual do relevo na região.

Outras evidências que devem associar-se a este evento a partir de 30 Ma, segundo Almeida & Carneiro (1998), seria a deformação por flexuras e falhamentos da Superfície Sulamericana e conseqüente formação das bacias tafrogênicas que compõem, pelo menos, o segmento ocidental do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) (Riccomini, 1989). Nelas encontram-se registradas as coberturas cenozóicas da porção vizinha à área de estudo, representadas pelas as formações Alexandra (Bacia de Curitiba) e Pariquera-Açu, e os grábens de Guaraqueçaba, Cananéia e Sete Barras (Melo *et al.*, 1985; Riccomini, 1989; Salamuni *et al.*, 2003). Morfologicamente estão dispostos como uma faixa estreita e alongada, de direção ENE, seguindo a linha de costa atual, cuja instalação e desenvolvimento encontra-se relacionados ao evento de ruptura do Gondwana Sul-Occidental, e conseqüente processos de formação das serras do Mar e da Mantiqueira, a partir do Cretáceo Superior. Zonas de cisalhamento neoproterozóicas de

direção NE a E-W, reativadas como falhas normais no Paleógeno e transcorrentes no Neógeno, ensejaram a instalação e deformação das bacias que compõem o RCSB (Riccomini *et al.*, 2004), na região representadas pela Bacia de Curitiba, Formação Pariquera-Açu e Gráben da Cananéia.

Nesse sentido, Salamuni (*op cit.*) atribuem a formação da Bacia de Curitiba ao rearranjo da Plataforma Sulamericana, no Oligoceno, dado por regimes compressional e transpressional.

X. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O método de Datação por Traços de Fissão em apatitas mostrou-se uma ferramenta extremamente útil no entendimento da evolução da região do Arco de Ponta Grossa, envolvendo tanto os terrenos pré-cambrianos como os sedimentos da Bacia do Paraná, a partir do Cretáceo.

A literatura existente a respeito da evolução dessas duas grandes províncias estruturais mostra que as suas evoluções se deram por sucessivos eventos tectono-térmicos que abrangem praticamente toda a coluna do tempo geológico, mas que principalmente a partir do Cretáceo Superior, foram os responsáveis pela evolução e esculturação do relevo nessa região da Plataforma Sulamericana.

Os principais eventos registrados na área estudada, por meio da técnica adotada, podem ser relacionados cronologicamente ao magmatismo Serra Geral, de idade Eocretácea, que afetou de modo indiscriminado o continente brasileiro, africano e o futuro sítio deposicional das bacias da margem continental brasileira localizadas nesta porção do nosso território.

Em princípio, os eventos termotectônicos pré-magmatismo foram registrados em grãos individuais de apenas três amostras, constituindo dados sem confiabilidade estatística e, portanto, não utilizados na elaboração da evolução aqui pretendida. Em contrapartida, os resultados obtidos refletem um importante evento térmico ocorrido a partir do Cretáceo que causou o *reset* total dos traços de fissão em apatitas, fazendo com que não fosse possível obter informações a respeito da herança dos grãos na Bacia do Paraná.

Dentro desse contexto, a integração de dados provenientes das informações geológicas, geofísicas, geomorfológicas e as de traços de fissão em apatitas obtidas permitem o reconhecimento dos seguintes eventos termotectônicos, sintetizados na Tabela 7 e ilustrados na Figura 41:

Evento A. Aquecimento até 130 Ma, relacionados ao evento tectono-magmático responsável pela ruptura do Gondwana Sul-Occidental, com conseqüente início da abertura que culminou com a formação do Oceano Atlântico-Sul. Esse importante evento termotectônico foi o responsável pelo *reset* das idades de traços de fissão em apatitas na região do Arco de Ponta Grossa, devido ao forte alçamento térmico sofrido pela região nesse período;

Evento B. Resfriamento em 110 Ma, associado à reativação de antigas zonas de cisalhamento e/ou falhas geradas na ocasião do evento de ruptura do Gondwana Sul-Occidental, propiciando o soerguimento da Serra do Paranapiacaba, bem como das bordas da Bacia do Paraná, além de um possível soerguimento inicial das serras do Mar/Mantiqueira, cujo ápice seria em 90 Ma;

Evento C. Aquecimento em 90 Ma, associado à um soerguimento regional, interpretado como alçamento de isógradas, provavelmente como reflexo do soerguimento do APG e depósitos correlativos (Grupo Bauru *ls*, no interior continental, e seqüência inferior da Formação Santos, na Bacia homônima), bem como de intrusões alcalinas. Este evento também é representativo do pulso de soerguimento tectônico responsável pela reativação de alinhamentos e alçamento das bordas da bacia, resultando na instalação das chamadas Bacias Caiuá e Bauru, composta pelos grupos homônimos;

Evento D. Resfriamento em 60 Ma, correlacionado à Superfície Sulamericana, que propiciou uma extensa superfície de erosão, amplamente registrada na parte emersa e submersa adjacente ao Arco de Ponta Grossa (sob a forma de discordância regional na Bacia de Santos);

Evento E. Resfriamento 30/20 Ma, atuação de ciclos erosivos, instalação de bacias pertencentes ao *Rift* Continental do Sudeste do Brasil e, localmente intrusões alcalinas.

Finalmente, ressalta-se que a Datação por Traços de Fissão em apatitas integrada com outros métodos de eficácia comprovada, tais como estratigrafia, geologia estrutural, geomorfologia, gravimetria, dentre outros, constitui mais uma ferramenta a ser aplicada em Análise de Bacia (*Basin Analysis*). Assim, abrem-se novas perspectivas para a utilização desta metodologia em outras regiões da Bacia do Paraná, como por exemplo, Soerguimento do Alto Paranaíba, Arco de Assunção, Flexura de Goiânia, bem como em outras bacias paleozóicas brasileiras (Solimões, Amazonas e Paranaíba), permitindo obter-se novos dados que auxiliarão no entendimento da história evolutiva dessas províncias e, por conseqüência, nos recursos minerais a elas associados.

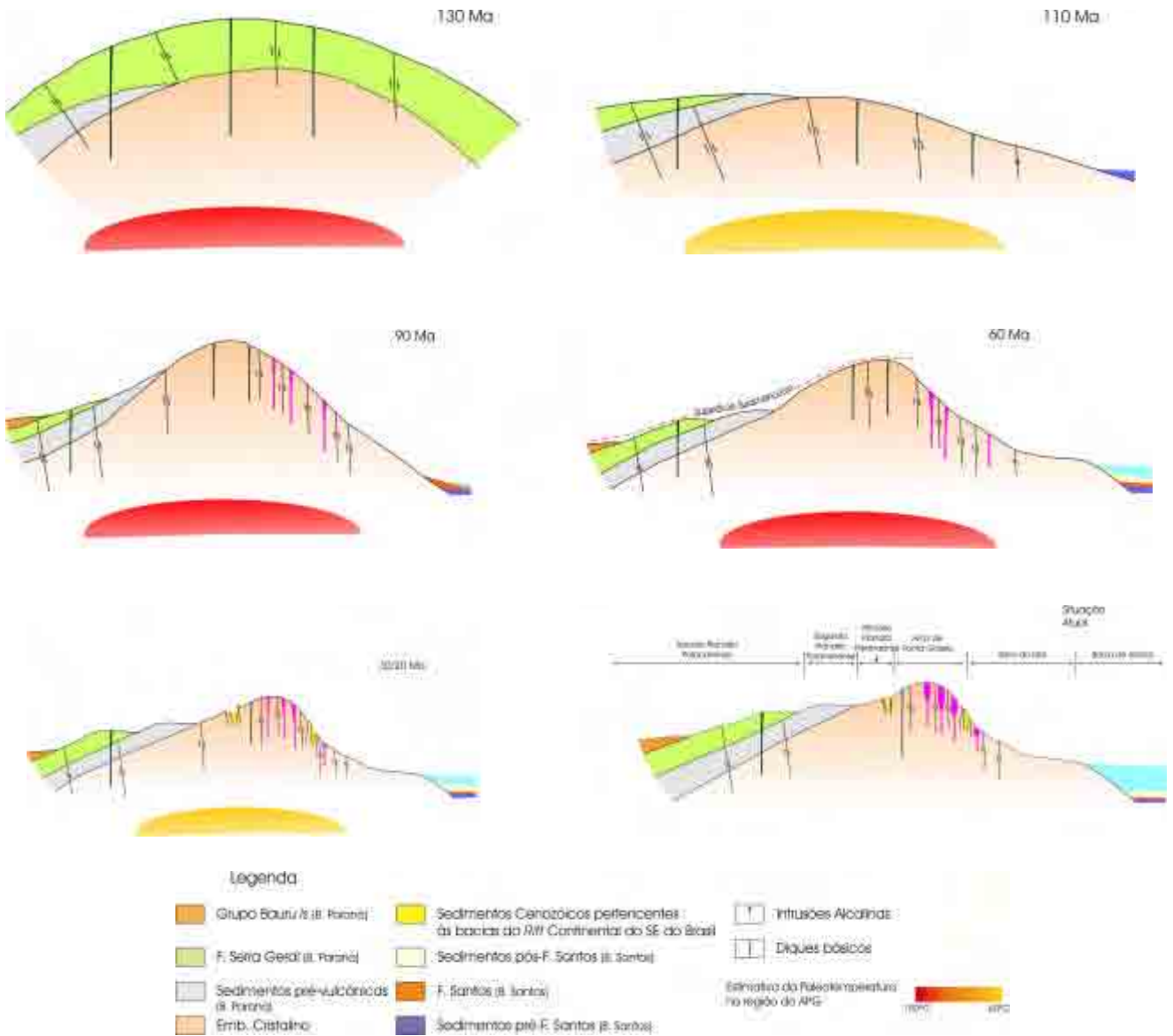


Figura 41 – Seções esquemáticas (WNW-ESE) representativas da evolução da região centro-norte do Arco de Ponta Grossa, a partir do Meso-Cenozóico, através de dados de traços de fissão em apatitas.

XI. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim, F.F.; Marshak, S. & Fonseca, M.A. 2001. Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: clues from the São Francisco craton region, Brazil. *Geology*, **29**: 319– 322.
- Almeida, F. F. M. 1956. Novas ocorrências de fósseis no Pré-cambriano brasileiro. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **28**: 54-55.
- Almeida, F.F.M. 1967. Origem e Evolução da Plataforma Brasileira, Rio de Janeiro, DNPM-DGM, Boletim 241, 36 págs.
- Almeida, F. M. M. 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador, *Anais*, 29 – 46.
- Almeida, F.F.M. 1976. The system of Continental Rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **48** (suplemento): 15-26.
- Almeida, F. F. M. 1981. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. *In*: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 3, Curitiba, *Atas*,1, 1-20.
- Almeida, F. F. M. 1983. Relações Tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, **13** (3): 139 - 158.
- Almeida, F.F.M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(4): 325-349.
- Almeida, F. F. M.; Brito Neves, B. B.; Carneiro, C. D. R. 2000. The origin and evolution of the south American Platform. *Earth Science Reviews*, **50**: 77 - 111.
- Almeida, F. F. M. & Carneiro, C. D. R. 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(2): 135-150.
- Almeida, F. F. M.; Carneiro, C. D. R.; Misuzaki, A. M.P. 1996. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. *Revista Brasileira de Geociências*. (**26**): 125 – 138.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, **17**: 1–29.
- Almeida, F. F. M. & Melo, M. S. de 1981. A Bacia do Paraná e o vulcanismo mesozóico. *In*: C. A. Bistrichi, C. D. R. Carneiro, A. S. L. Dantas, W. L. Ponçano (eds.). *Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1: 500.00. Nota Explicativa*. São Paulo, IPT, Monografias 6. **1**: 46-77.
- Almeida, T.I.R. 1982. *O Arco de Ponta Grossa: uma proposta de configuração a partir da interpretação de dados de sensoriamento remoto*. INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), São José dos Campos / SP. Dissertação de Mestrado. 108 p.
- Alves, E. C. 1981. *Geologia da margem continental sudeste/sul brasileira e das áreas continentais emersas e oceânicas adjacentes*. Série Projeto REMAC nº 9, 145 – 170.
- Amaral, G. 1978. Potassium-argon ages on the Jacupiranga Alakline District, state of São Paulo, Brazil. *In*: DNPM, International Symposium on Carbonatites, 1, Poços de Caldas, *Proceedings*, **1**: 295-302.
- Asmus, H. E. 1981. 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, 262-273.
- Asmus, H.E. & Ferrari, A.L. 1978. Hipótese sobre a causa do tectonismo Cenozóico na região sudeste do Brasil. Projeto REMAC, **4**: 75-88.
- Asmus, H.E. & Porto, R. 1980. 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** : 225-239.

- Asmus, H. E. & Guazelli, W. 1981. *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, 187 – 269.
- Assine, M. L. 1996. *Aspectos da estratigrafia das sequências pré-carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil*. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado, 207p.
- Assine, M. L.; Soares, P. C.; Milani, E. J. 1994. Sequências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná, sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **24**(2): 77-89.
- Azevedo Jr., M. F. 1991. *Integração entre o preenchimento sedimentar cenozóico das Bacias de Campos e Santos e a evolução tectônica e geomorfológica das áreas continentais adjacentes*. Departamento de Geologia. Universidade Federal de Ouro Preto. Dissertação de Mestrado. 159 págs.
- Baard, J. H.; Zijp, W. L. & Nolthenius, H. J. 1989. *Nuclear Guide for Reactor Metrology*. Kluwer Academic Publication. Dordrecht.
- Bartorelli, A. 2004. Origem das grandes cachoeiras do Planalto Basáltico da Bacia do Paraná: evolução quaternária e geomorfologia. In: V.Mantesso Neto; A. Bartorelli; C. D. R. Carneiro; B. B. B. Neves (Orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Beca, São Paulo: 95-103.
- 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. 2003. 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*, **2**: 501-504.
- Basei, M.A.S.; Citroni, S.B.; Siga Jr., O. 1998. Stratigraphy and age of fini-Proterozoic basins of Paraná and Santa Catarina States. *Boletim IG-USP. Série Científica*, **29**: 195-216.
- Bergamaschi, S. 1992. *Análise sedimentológica da Formação Furnas na faixa de afloramentos do flanco norte do Alto Estrutural de Ponta Grossa, Bacia do Paraná, Brasil*. Instituto de Geociências. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, 172 p.
- Bergamaschi, S. 1999. *Análise estratigráfica do Siluro-Devoniano (Fm Furnas e Ponta Grossa) da sub-bacia Apucarana, Bacia do Paraná, Brasil*. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado, 167 p.
- Bergmann, M. 1988. *Caracterização estratigráfica e estrutural da sequência vulcano-sedimentar do Grupo São Roque na região de Pirapora do Bom Jesus, Estado de São Paulo*. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. São Paulo. Dissertação de Mestrado, 155 p.
- Bernet, M. & Spiegel, C. 2004. Introduction: Detrital thermochronology. In: M. Bernet & C. Spiegel (eds.). *Detrital thermochronology – Provenance analysis, exhumation and landscape evolution of mountain belts*. Geological Society of America, Special Paper, **378**:1-6.
- Bertini, R. J.; Marshall, L. G.; Gayet, M. & Brito, P. M. 1993. Vertebrate faunas from the Adamantina and Marília formations (upper Bauru group, late Cretaceous, Brazil) in their stratigraphic and paleobiogeographic context. *Neues Jahrbuch der Geologia, Paleontologie und Mineralogie*, **188** (1): 71-101.

- Bigazzi, G.; Hadler N., J.C.; Iunes, P.J.; Mello, T.C.P.W.P.; Navia, L.M.S.; Paulo, S.R.; Zuñiga, A. 1995a. Employment of thin thoriumfilms in fission track nêutron dosimetry. *Brazilian Journal of Physics*. **25**: 246-251.
- Bigazzi, G.; Hadler N., J.C.; Iunes, P.J.; Odone, M.; Paulo, S.R.; Zuñiga, A. 1995b. Absolute thermal neutron fluence determination by thin film of natural uranium. *Nuclear Instruments and Methods A* **352**: 588-591.
- Bigazzi, G.; Hadler N., J.C.; Iunes, P.J.; Khouri, M.C.; Navia, L.M.S.; Osório, A.M.A.; Paulo, S.R.; Zuñiga, A. 1995c. Problems related to the employment of thin uranium films as neutron dosimeters. *Radiation Measurements*. **25**: 459-460.
- Bigazzi, G.; Guedes, S.; Hadler N., J.C.; Iunes, P.J.; Oddone, M.; Osório, A.M.A.; Paulo, S.R.; Zuñiga, A. 1999. 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*. **31**: 651-656.
- Borba, A.W.; Vignol-Lelarge, M.L.M. & Mizusaki, A.M.P. 2002. Uplift and Denudation of the Caçapava do Sul Granitoids (Southern Brazil) during late Paleozoic and Mesozoic constraints from apatite fission track data. *Journal of South America Earth Science*, **15**: 683 – 692.
- Brandon, M.T. 1992. Decomposition of fission-track grain-age distributions. *American Journal of Science*, **292**: 535-564
- Brandon, M. T. 1996. Probability density plot for fission-track grain-age samples. *Radiation Measurements*, **26**: 663-673.
- Brito Neves, B.B. & Cordani, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*. **53**: 23– 40.
- Bueno, G.V. 2004. Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. **12** (2):203-229.
- Caetano-Chang, M. R. 1997. *A Formação Pirambóia no centro-leste do Estado de São Paulo*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista. Tese de Livre-Docência. 196 p.
- Campanha, G. A. 1991. *Tectônica Proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná*. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado. 296p.
- Campanha, G. A. C.2002. *O papel das zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira*. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. Tese de Livre-Docência. 105 págs.
- Campanha, G. A. C.; Bistrichi, C. A.; Almeida, M. A. 1987. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da Faixa de Dobramentos Apiaí. *In: SBG, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3, Curitiba. Atas*, **2**: 725-742.
- Campanha, G. A. C. & Sadowski, G. R. 1999. Tectonics fo the southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research*, **98**: 31 – 51.
- Campos Neto, M. C. 2000. Orogenic systems from southwestern Gondwana: na approach to Brasiliano – Pan African cycle and orogenic collage in southeastern Brasil. *In: Cordani, U.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D. A. (ed.). Tectonic Evolution of South America Platform*. Rio de Janeiro, RJ, pág. 335-365.
- Campos Neto, M.C. & Figueiredo, M.C.H. 1995. The Rio Doce orogeny, southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **8**(2):143-162.
- Caputo, M. V. & Crowell, J. C. 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geological Society of America Bulletin*, **96**: 1020 – 1036.
- Carter, A. & Gallagher, K. 2004. Characterizin the significance of provenance on the inference of thermal history models from apatite fission-track dada – A synthetic study. *In: M. Bernet & C. Spiegel (eds.). Detrital thermochronology – Provenance*

- analysis, exhumation and landscape evolution of mountain belts*. Geological Society of America, Special Paper, **378**:7-23.
- Chang, H.K.; Kowsmann, R. O.; Figueiredo, A. M. F.; Bender, A. A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*. **213**: 97-138.
- Cesero, P. (editor) *et al.* 1997. Análise comparativa da paleogeologia dos litorais atlântico brasileiro e africano. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. (**11**) (1/2): 1-18.
- CPRM. 2001. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistemas de Informações Geográficas – SIG e Mapas na escala 1:2 500 000. Bizzi *et al.* (Eds.). CR-Rom.
- Cobbold, P. R.; Meisling, K. E.; Mount, V. S. 2001. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southern Brazil. *American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Bulletin*, **85** (11): 1925-1944.
- Cooper, M.A.; Addison, F.T.; Alvarez, R.; Hayward, A.B.; Howe, S.; Pulham, A.J.; Tabor, A. 1995. 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.
- Cordani, U.G.; Basei, M.A.S.; Siga Jr, O. 1999. Idades U-Pb (SHRIMP) de rochas vulcânicas das bacias de Campo Alegre, Itajaí e Castro (SC-PR). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **71** (4):835.
- Cordani, U.G.; D'agrella-Filho, M.S.; Brito-Neves, B.B.; Trindade, R.I.F. 2003. Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic palaeogeography of South American cratonic fragments. *Terra Nova*, **15**: 350 – 359.
- Cordani, U.G.; Sato, K.; Teixeira, W.; Tassinari, C.C.G.; Basei, M.A.S. 2000. Crustal Evolution of the South American platform. In: Cordani, U.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D. A. (ed.). *Tectonic Evolution of South America Platform*. Rio de Janeiro, RJ, pág. 19-40.
- Cury, L. F.; Kaulfuss, G. A.; Siga Jr., O.; Basei, M. A. S.; Harara, O. M.; Sato, K. 2002. 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 Universidade de São Paulo – Publicação Especial*, **2**: 95-108.
- Daemon, R. F.; Casaletti, P. & Ciguel, J. H. G. 1996. *Biopaleogeografia da Bacia do Paraná*. In: UFPR, Simpósio Sul Americano do Siluro – Devoniano. Estratigrafia e Paleontologia, **1**, Ponta Grossa/Pr. *Anais*. p.55-223.
- Daemon, R. F. & França, A. B. 1993. 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.
- Daitx, E. C. 1996. *Origem e evolução dos depósitos sulfetados tipo Perau (Pb – Zn – Ag), com base nas jazidas Canoas e Perau (Vale do Ribeira, PR)*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista. Tese de Doutorado. 453 p.
- Davison, I. 1999. 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, London, Special Publications, **153**: 133-151.
- De Corte, F. ; Bellemans, F.; Van Den Haute, P.; Ingelbrecht, C.; Nicholl, C. 1998. A new U doped glass certified by the European Commission for the calibration of fission-track dating. In: P Van Den Haute & F. De Corte (eds.). *Advances in Fission-Track Geochronology*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht: 67-78.

- De Wit, M. J. & Ramsome, I. D. 1992. Regional inverse tectonics along southern margin of Gondwana. *In: M. J. De Wit & I. D. Ramsome (Eds.). Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous basins of Southern Africa*. Rotterdam, Balkema: 15-51.
- Dias-Brito, Musacchio, Castro, J. C., Maranhão, Suarez, J. M., Rodrigues. 2001. Grupo Bauru: uma unidade continental do Cretáceo no Brasil - concepções baseadas em dados micropaleontológicos, isotópicos e estratigráficos. *Revue de paleobiologie. Genève*, 20(1): p.245 – 304.
- Donelick, R. A. 1991. Crystallographic orientation dependence of mean etchable of fission track in apatite: An empirical model and experimental observations. *American Mineralogist*, **76**: 83-91.
- Dunkl, I. 2001. The additional parameters – a short introduction to the data handling with TRACKKEY 4.1. *On Track*, **11**: 19-22.
- Dunkl, I. 2002. TRACKKEY: a Windows program for calculation and graphical presentation of fission track data. *Computers and Geosciences*, **28** (1): 3-12.
- Duddy, I. R.; Green, P. F.; Laslett. 1988. Thermal annealing of fission tracks in apatite. 2: Variable temperature behaviour, *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, **73**: 25 – 38.
- Estrella, G.O. 1972. O estágio rift nas bacias marginais do Leste Brasileiro. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, Anais*, **3**: 29-34.
- Ernst, R. E. & Buchan, K. L. 1997. 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 100, p. 297 – 333.
- Ernesto, M., Raposo, M. I. B.; Marques, L. S.; Renne, P. R.; Diogo, L. A.; De Min, A. 1999. Paleomagnetism, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the North-eastern Paraná magmatic province: tectonic implications. *Journal of Geodynamics*, **28**: 321-340.
- Ferreira, F.J.F. 1982. *Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução do Arco de Ponta Grossa*. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. Dissertação de Mestrado. 169 p.
- Ferreira, F, J, F.; Moraes, R. A. V.; Ferrari, M. P.; Vianna, R. B. 1981. Contribuição ao estudo do Alinhamento Estrutural de Guapiara. *In: Simpósio Regional de Geologia, Curitiba, Anais*, **3**, 226 – 240.
- Fiori, A. P. 1992. O Sistema de Dobramento Apiaí, Estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**: 5-17.
- Fleischer, R.L; Price, P.B.; Walker, R.M. 1975. *Nuclear Tracks in Solids: Principles and Applications*. University of California Press, Berkeley, 605 pp.
- Fleischer, R. L.; Woods, R. T.; Hart, H. R. ;Price, P. B.; Short, N. M. 1974. Effecto of shock on fission track dating of apatite and sphene crystals from the Hardhat and Sedan underground nuclear explosions. *Journal of Geophysical Research*, **79**: 339-342.
- Franco, A. O. B.; Hacksapcher, P. C. Hadler Neto, J. C.; Guedes, S.; Ribeiro, L. F. B. 2004. Alçamento / Denudação Pós Eoceno-Oligoceno da borda nordeste da Bacia do Paraná, na região de Sorocaba/SP: Datação por traços de fissão em apatitas. *In: SBG - Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá, Anais*, **42**, CD-ROM.
- França, A. B. & Potter, P. E. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 1). *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **2**(2/4):147-191.

- Fulfaro, V.J. 1974. Tectônica do Alinhamento Estrutural do Paranapanema. *Boletim do Instituto Geológico*, **5**: 129-138.
- Fulfaro, V. J. & Landim, P. M. B. 1976. Stratigraphic sequences of the intracratonic Paraná Basin. *Newsletter Stratigraphy*, **4(3)**: 150 – 168.
- Fulfaro, V. J.; Saad, A. R.; Santos, M. V.; Vianna, R. B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **12(4)**: 590-611.
- Galbraith, R. F. 1981. On statistical model for fission track counts. *Journal of Mathematical Geology*, **13**: 471-438.
- Galbraith, R. F. 1988. Graphical display of estimates having different standard errors. *Technometrics*, **30**:271–81
- Galbraith, R.F. & Laslett, G. .M. 1993. Statistical models for mixed fission track ages. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, **21**: 454-470.
- Gallagher, K. & Brown, R. 1997. The onshore record of passive margin evolution. *Journal of Geological Society of London*, **154**: 451-457.
- Gallagher, K., Brown, R.; Johnson, C. 1998. Fission track analysis and its application to geological problems, *Annual Reviews of Earth Planetary Sciences*, **26**: 519–572.
- Gallagher, K. & Brown, R. 1999. 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, **153**: 41-53.
- Gallagher, K; Hawkesworth, C. J.; Mantovani, M. S. M. 1995. Denudation, fission track analysis and the long-term evolution of passive margin topography: application to the southeast Brazilian margin. *Journal of South American Earth Sciences*, **8(1)**: 65-77.
- Gilchrist, A.R. & Summerfield, M. A. 1990. Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwards. *Nature*, **346**: 739-742.
- Gleadow, A.J.W.1981. Fission track dating methods: what are the real alternatives? *Nuclear Tracks*, **5**: 3-14.
- Gleadow, A. J. W. & Duddy, I. R. 1981. A natural long term annealing experiment for apatite. *Nuclear Tracks*, **5**: 169-174.
- Gleadow, A. J. W.; Duddy, I. R.; Green, P. F.; Lovering, J. F. 1986. Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **94**: 405-415.
- Green, P.F. 1981. A new look at statistics in fission-track dating. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, **5**: 77-86.
- Green, P.F. 1988. 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*. **89**: 335-352.
- Green,P.F.; Duddy, I. R.; Gleadow, A. J. W.; Tingate, P. R.; Laslett, G. M. 1986. Thermal annealing of fission tracks in apatite 3: a qualitative description. – *Chemical Geology (Isotope geosciences Section)* **59**: 237 – 253.
- Green,P.F.; Duddy, I. R.; Laslett, G. M.; Hegarty, K. A.; Gleadow, A. J. W.; Lovering, J. F. 1989. Thermal annealing of fission tracks in apatite 4: Quantitative modelling and extension to geological timescale. *Chemical Geology (Isotope geosciences Section)* **59**: 237 – 253.
- Green, P. F. & Hurford, A. J. 1984. Thermal neutron dosimetry for fission track dating. *Nuclear Tracks*, **9**:231–41
- Guedes, S.; Hadler N., J.C.; Iunes, P.J.; Paulo, S.R.; Zuñiga, A. 2000. The spontaneous fission decay constant of ^{238}U using SSNTD. *Journal of Radioanalytical Nuclear Chemistry*. **254**: 441-442.

- Guedes, S.; Hadler N., J.C.; Iunes, P.J.; Zuñiga, A.; Tello S., C.A.; Paulo, S.R. 2003a. The use of the U(n,f) reaction dosimetry in the determination of the λ_f value through fission-track techniques. *Nuclear Instruments and Methods A* **496**: 215-221.
- Guedes, S.; Hadler N., J.C.; Sarkis, J.E.S.; Oliveira, K.M.G.; Kakazu, M.H.; Iunes, P.J.; Saiki, M.; Tello S., C.A.; Paulo, S.R. 2003b. Spontaneous-fission decay constant of ^{238}U measured by nuclear track techniques without neutron irradiation. *Journal of Radioanalytical Nuclear Chemistry*. **258**: 117-122.
- Guedes, S.; Hadler N., J.C.; Iunes, P.J.; Tello, C.A. 2004. Kinetic model for the relationship between confined fission-track length shortening and fission-track age reduction in minerals. *Nuclear Instruments and Methods B* **217**: 627-636.
- Gunnell, Y. 2000. Apatite fission track thermochronology: an overview of its potential and limitations in geomorphology. *Basin Research*, **12**: 115-132.
- Hachiro, J.; Coimbra, A. M.; Matos, S. L. F. 1993. O Caráter Cronoestratigráfico da Unidade Irati. In: UNESP, Simpósio Sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, **1**, Rio Claro. *Resumos*: 62-63.
- Hackspacher, P. C.; Dantas, E. L.; Godoy, A. M.; Oliveira, M. A. F.; Fetter, A. H. & Vanschumus, W. R. 1999. 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: South American Symposium on the Isotope Geology, **2**, *Extend Abstracts*: 310 – 313.
- Hackspacher, P.C. & Godoy, A.M. 1999. Vertical displacement during late-collisional escape tectonics (Brasiliano Orogeny) in the Ribeira Belt, São Paulo State, Brazil. *Journal of African Earth Science*, **29**(1): 25 – 32.
- Hackspacher, P.C.; Godoy, A.M. & Oliveira, M.A.F. 1993. Evolução crustal do Bloco São Roque, na região sudeste do estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, **23** (3): 260 – 264.
- Hackspacher, P.C.; Dantas, E.L.; Spoladore, A.; Fetter, A.H.; Oliveira, M.A.F. 2000. 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*, **30**(1): 110-114.
- Hackspacher, P.C.; Ribeiro, L. F. B.; Ribeiro, M.C.S.; Hadler Neto, J. C.; Tello, C.A.S. 2003. A origem da Serra do Mar. Termocronologia por traços de fissão em apatitas. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3, Armação de Búzios, *Boletim de Resumos*, 384-385.
- Hackspacher, P.C.; Ribeiro, L. F. B.; Ribeiro, M.C.S.; Fetter, A.H.; Hadler Neto, J.C.; Tello, C.A.S.; Dantas, E.L. 2004. Consolidation and Break-up of the South American Platform in Southeastern Brazil: Tectonothermal and Denudation Histories. *Gondwana Research*, **7**(1): 91 - 101.
- Hadler Neto, J.C.; Iunes, P.J.; Paulo, S.R.; Tello, S.C.A. 1995. Obtenção de histórias térmicas de várias regiões geologicamente compatíveis usando análise de traços de fissão em apatitas. *Revista brasileira de Física Aplicada e Instrumentação*. **10**:1-10.
- Hadler Neto, J. C.; Iunes, P.J.; Paulo, S.R.; Tello, C.A.S.; Balestrieri, M.L.; Bigazzi, G.; Curvo, E. A. C. ; Hackspacher, P. C. 2001. A PC compatible Brazilian software for obtaining thermal histories using apatite fission track analysis. *Radiation Measurements*, **34**: 149-154.
- Halliday, D.; Resnick, R.; Walker, J. 2002. *Fundamentals of Physics, Extended, Chapters 1-45. Enhanced Problems Version*. Hardcover, 1328 págs.
- Hasui, Y.; Carneiro, C.D.R.; Coimbra, AM. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, **5**(4): 257 – 262.

- Hasui, Y. & Oliveira, M.A.F. 1984. Província Mantiqueira – Setor Central. *In*: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. (Eds.). *O Pré-Cambriano do Brasil*, Edgard Blücher, São Paulo, 378p.
- Hawkesworth, C.J. Gallagher, K. Kelley, S.; Mantovani, M. Peate, D.W.; Regelous, M.; Rogers, N.W. 1999. Parana-magmatism and the opening of South Atlantic. *In*: Storey, B.C.; Alabaster, T.; Pankhurst, R.J. (ed.). *Magmatism and the causes of continental break-up*. Geological Society of London. Special Publication, **68**: 1-8.
- Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A. C.; Campos Neto, M. C.; Silva, L. C.; Trouw, R. A. J.; Janasi, V. A. 2004. Província Mantiqueira. *In*: V.Mantesso Neto; A. Bartorelli; C. D. R. Carneiro; B. B. B. Neves (Orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Beca, São Paulo: 203-234.
- Holden, N. E. 1989. Total and spontaneous fission half-lives for uranium, plutonium, americium and curium nuclides. *Pure Applied Chemistry*. **61**.
- Holden, N.E. & Hoffman, D.C., 2000. Spontaneous fission half-lives ground-state nuclides (Technical report). *Pure Applied Chemistry*. **72**: 1525-1562.
- Hurford, A. J. 1990. Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, **80**: 171-178.
- Hurford, A. J. & Carter, A. 1991. The role of fission track dating in discrimination of provenance. *Geological Society. Special Publication*, **57**: 67-68.
- Hurford, A. J. & Green, P. F. 1983. The zeta age calibration of fission track dating. *Isotope Geosciences*, **1**: 285-317.
- Hurford, A.J. 1998. Zeta: the ultimate solution or just an interim measure? *In*: Van den haute, P., De Corte, F. (Eds.), *Advances in Fission-Track Geochronology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht: 19-32.
- Hurford, A. J., Fitch, F. J., Clarke, A. 1984. Resolution of the age structure of detrital zircon populations of two lower Cretaceous sandstones from the Weald of England by fission track dating. *Geological Magazine*, **121**:285–317
- Iunes, P.J. 1999. *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*. Instituto de Física Gleb Wataghin. Universidade de Campinas. Tese de Doutorado. 111págs.
- Iunes, P.J.; Hadler N., J.C.; Bigazzi, G.; Tello S., C.A.; Guedes, S.; Paulo, S.R. 2002. 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*. **187**: 201-211.
- Iwano H. & Danhara, T, 1998. 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: 47-66.
- Janasi, V.A., Campos Neto, M.C., Vasconcellos, A.C., Van Schmus, W.R., Garcia, M.G.M. 2000. Geochemical and isotopic (Nd, Sr) evidences for a Neoproterozoic juvenile component in metasediments from allochthonous terranes in the southern Brasília Belt, Brasil. *In*: 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, *Abstracts*, 31, Rio de Janeiro, Geological. Survey. Brazil [CD-ROM].
- Janasi,V.A.; Leite,R.J.; Schmus,W.R. 2001. 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*, **14**: 363-376.
- Jimenez-Rueda, J.R.; Morales, N.; Hasui, Y.; Borges, M.S.; Costa, J.B.; Bermeguy, R.L.; Guimarães, P.L. 2005. A Pedoestratigrafia na compartimentação morfotectônica e no registro da evolução neotectônica do Lineamento Paranapanema. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 10, Curitiba, *Boletim de Resumos Expandidos*, **1**: 198-201.
- Jonckheere, R., 2003. On the densities of etchable fission tracks in a mineral and co-irradiated external detector with reference to fission-track dating of minerals. *Chem. Geol.* **200**: 41-58.
- Juliani, C.; Hackspacher, P. C.; Dantas, E.; Fetter, A. H. 2000. 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*, **30**: 82-86.
- Kaulfuss, G. A. 2001. *Geocronologia dos núcleos de embasamento Setuva, Betara e Tigre, norte de Curitiba, Paraná*. Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo. Dissertação de Mestrado. 115 págs.
- Ketcham, R.A.; Donelick, R.A.; Carlson, W.D. 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. *American Mineralogist*, **84**: 1235-1255.
- King, L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, **18**(2): 147-165.
- Lange, P. W. 1967. Bioestratigraphic subdivision and correlation of the Devonian in the Paraná Basin. In: J. J. Bigarella (ed.) Problems in Brazilian Devonian Geology. *Boletim Paranaense de Geociências*, **21/22**:63-98.
- Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R., and Gleadow, A.J.W. 1987. Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. a quantitative analysis. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, **65**: 1-13.
- Laslett, G. M.; Kendal, W. S.; Gleadow, A. J. W. & Dudy, I. R. 1982. Bias in measurement of fission-track length distributions. *Nuclear Tracks*, **6**: 79 - 85.
- Lima, C. C. 2000. Ongoing Compression across Intraplate South America: Observations and some implications for petroleum exploitation and exploration. *Revista Brasileira de Geociências*, **30** (1): 203-207.
- Lima, M. R.; Mezzalira, S.; Dino, R.; Saad, A. R. 1986. Descoberta de microflora em sedimento do Grupo Bauru, Cretáceo do Estado de São Paulo. *Boletim do Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo*, **7**(1/2):5-9.
- Lutz, T.M. & Omar, G. 1991. Na inverse method of modeling thermal histories from apatite fission – track data. *Earth Planetary Science Letters*, **104**: 181 – 195.
- Maack, R. 1947. Geologia e geografia da região de Vila Velha, Estado do Paraná, e considerações sobre a glaciação carbonífera no Brasil. Curitiba, *Arquivos do Museu Paranaense*. 1-305.
- Maack, R. 1948. Notas preliminares sobre clima, solos e vegetação do Estado do Paraná. *Arquivos de Biologia e Tecnologia (Curitiba)*, **2**: 102-200.
- Machado Jr., D. L. 2000. *Condicionamento Estrutural e Contexto Tectônico do “Alinhamento de Guapiara”*. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado. 143 págs.
- MapMart. 2004. Digital Mapping. <http://www.mapmart.com>, acessado em 09/08/2005.
- Marini, O.J.; Trein, E.; Fuck, R. A. 1967. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, **23-25**: 23-104.

- Marzoli, A.; Melluso, L. Morra, S.; Renne, P.R.; Sgrosso, I.; D'Antonio, M. Duarte Morais, L.; Morais, E.A.A.; Rici, G. 1999. Geochronology and petrology of Cretaceous basaltic magmatism in the Kwanza basin (western Angola), and relationship with the Parana-Etendeka continental fold basalt province. *Journal of Geodynamics*, **28**(4/5): 341-356.
- Melfi, A.; Piccirillo, E. M.; Nardy, A. J. R. 1988. 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.
- Melo, M.S. 1990. *A Formação Pariquera-Açu e depósitos relacionados: sedimentação, tectônica e geomorfogênese*. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. Dissertação de Mestrado. 211 págs.
- Melo, M.S. 2000. *Canyon do Guartelá*. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Queiroz, E.T.; Winge, M.; Berbert-Born, M. (Edit.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio094/sitio094.htm>, acessado em 18/05/2004.
- Melo, M. S.; Giannini, P.C.F.; Pessenda, L.C.R. 2000. Gênese e evolução da Lagoa Dourada, Ponta Grossa, PR. *Revista do Instituto Geológico*, **21** (1/2): 17-31.
- Melo, M.S.; Riccomini, C. Hasui, Y.; Almeida, F.F.M.; Coimbra, A.M. 1985. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. *Revista Brasileira de Geociências*, **15**: 193-201.
- Milani, E.J. 1997. *Evolução tectono – estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul – Ocidental*. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado. 255 págs. 2 vol.
- Milani, E. J. 2004. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: V. Mantesso Neto; A. Bartorelli; C. D. R. Carneiro; B. B. B. Neves (Orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Beca, São Paulo: 265-279.
- Milani, E. J. França, A. B. & Schneider, R. L. 1994. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **8** (1): 69-82.
- Milani, E. J. & Ramos, V. 1998. Orogenias Pós-Paleozóicas no Domínio Sul-Occidental do Gondwana e os Ciclos de Subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*. **28** (4): 473 – 484.
- Milani, E.J. & Thomaz Filho, A. 2000. Sedimentary basins of South America. In: Cordani, U.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D. A. (ed.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, p. 389 - 445.
- MINEROPAR – Minerais do Paraná S.A. 2003. Mapa Geológico do Estado do Paraná. www.mineropar.gov.br, acessado em 31/10/2003.
- MINEROPAR – Minerais do Paraná S.A. 1986. Carta Estratigráfica do Estado do Paraná. www.mineropar.gov.br, acessado em 31/10/2003.
- Modica, J.C. & Brush, E. 2004. Postrift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil. *AAPG Bulletin*. **88** (7): 923-945.
- Mohriak, W.U. 2001. Salt tectonics, volcanic centers, fracture zones and their relationship with the origin and evolution of the South Atlantic Ocean: Geophysical evidence in the Brazilian and West African Margins. In: SBGF, International Congress Brazilian Geophysical Society, 7, Salvador, *Anais*: 1594-1597.
- Mohriak, W. U. 2004. Recursos Energéticos associados à Ativação Tectônica Mesozóico-Cenozóica da América do Sul. In: V.Mantesso Neto; A. Bartorelli; C. D.

- R. Carneiro; B. B. B. Neves (Orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Beca, São Paulo: 293-318.
- Oliveira, C.M.M. 1994. *Estilos estruturais e evolução tectônica da Bacia do Acre*. Universidade Federal de Ouro Preto. Dissertação de Mestrado. 206 págs.
- Oliveira, C.M.M.; Zalán, P.V.; Alkmin, F.F. 1995. Tectonic evolution of the Acre Basin, Brazil. *In: Simposio Bolivariano, 6. Exploración Petrolera en las cuencas subandinas*. Cartagena, *Memorias, Tomo. 1*: 46-65.
- Oliveira, M.A.F.; Souza, S. C. A.; Teixeira, W.; Vasconcellos, P.M. 2003. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 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, 4, Salvador, Extended Abstracts, 1*: 233-236.
- O'Sullivan, P. B. & Parrish, R. R. 1995. The importance of apatite composition and single-grain ages when interpreting fission track data from plutonic rocks: a case study from the Coast Ranges, British Columbia *Earth and Planetary Science Letters, 132*: 13-224.
- Pereira, M.J.; Barbosa, C. M.; Agra, J.; Gomes, J. B.; Aranha, L. G. F.; Saito, M.; Ramos, M. A.; Carvalho, M. D.; Stamato, M. Bagni, O. 1986. Estratigrafia da Bacia de Santos: Análise das seqüências, sistemas deposicionais e revisão litoestratigráfica. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, Anais, 1*: 65-71.
- Pereira, M. J. & Feijó, F. J. 1994. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobrás, 8*(1): 219 – 234.
- Piekarz, G. F. 1981. Reconhecimento de unidades correlacionáveis à seqüência mineralizada do Perau, Estado do Paraná. *In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 3, Curitiba, Atas, 1*: 148-154.
- Piccirillo, E. M. & Melfi, A. J. (Eds.) 1988. *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects*. Instituto Astronômico e Geofísico – Universidade de São Paulo, São Paulo/SP. 600 págs.
- Piccirillo, E. M.; Melfi, A. J.; Comin-Chiaramonti, P.; Bellieni, G.; Ernesto, M.; Marques, L. S.; Nardy, A.J.R.; Pacca, I.G.; Roisenberg, A.; Stolfa, D. 1988. Continental Flood Volcanism from the Paraná Basin (Brazil). *In: J. D. McDougall (Ed.). Continental Flood Basalts*. Dordrecht, The Netherlands. 195-238.
- Portela Filho, C. V. & Ferreira, F. J. F. 2003. 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*.
- Prazeres Filho, H. J.; Basei, M. A.S.; Passarelli, C. R.; Harara, O. M.; Siga Jr., O. 2003. *In: SBG, South American Symposium on Isotope Geology, 4, Salvador, Extended Abstracts, 2*: 656-659.
- Price, P. B. & Walker, R. M. 1962. Observations of charged-particle tracks in solids. *Journal of Applied Physics, 33*: 3400-3406.
- Raab, M. J. 2001. *The Geomorphic Response of the Passive Continental Margin of Northern Namibia to Gondwana Break-Up and Global Scale Tectonics*. Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultäten der Georg-August-Universität zu Göttingen. Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades. 261 pag.
- Ramos, V. 1988. Late Proterozoic – Early Paleozoic of South America: a collisional history. *Episodes, 11*: 168-174, 1988.
- Ramos, V. A. 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes, 22*(3): 183-190.

- Ramos, V.A. 2003. Paleozoic orogenies in the western margin of Gondwana. *In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Búzios, Boletim de Resumos*, 9, 1: 111-113.
- Ramos, V. A.; Jordan, T. E.; Allmendinger, R. W.; Mpodozis, C.; Kay, S. M.; Cortés, J. M. & Palma, M. 1986. Paleozoic terrones of central Argentine – Chilean Andes. *Tectonics*, 5(6): 855 – 880.
- Raposo, M. I. B. 1995. Episódios Intrusivos no Arco de Ponta Grossa determinados através de um estudo Paleomagnético. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(1): 3-19.
- Reis Neto, J.M. 1994. *Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no Neoproterozóico*. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado. 253 págs.
- Renne, P. R.; Ernesto, M.; Pacca, I. I. G. Coe, R. S.; Glen, J. M.; Prévot, M.; Perrin, M. 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, 258: 975 - 979.
- Renne, P. R.; Deckart, K.; Ernesto, M.; Féraud, G; Piccirillo, E. M. 1996. Age of Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Parana flood volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 144: 199-211.
- Riccomini, C. 1989. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado. 256 págs.
- Riccomini, C. 1995. *Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondvânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas*. Universidade de São Paulo. Tese de Livre-Docência. 100 págs.
- Riccomini, C. 1997. Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 27(2): 153-162.
- Riccomini, C.; Sant'Anna, L.G.; Ferrari, A.L. 2004. Evolução Geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. *In: V. Mantesso Neto; A. Bartorelli; C. D. R. Carneiro; B. B. B. Neves (Orgs.). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Beca, São Paulo: 383-405.
- Roden, M.F.; Murth, V.R.; Gaspar, J.C. 1985. Sr and Nd isotopic composition of the Jacupiranga carbonatite. *Journal of Geology*, 93: 212-220.
- Rostirolla, S.P.; Assine, M.L.; Fernandes, L.A.; Artur, P.C. 2000. Reativação de Paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná – o exemplo do Alto Estrutural de Quatiguá. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4): 639-648.
- Rostirolla, S. P.; Mancini, F.; Rigoti, A. 2005. Reativação de Megalineamentos na Evolução Fanerozóica da Placa Sul-Americana. *In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 10, Curitiba, *Boletim de Resumos Expandidos*, 1: 290-293.
- Sadowski, G. R. 1991b. Complexos de núcleo metamórfico: possíveis exemplos no Pré-cambriano brasileiro. *Boletim do Instituto de Geociências / Universidade de São Paulo, Publicação Especial*, 9: 63 – 65.
- Sadowski, G. R. & Campanha, G. A. C. 2004. Grandes Falhas no Brasil Continental. *In: V.Mantesso Neto; A. Bartorelli; C. D. R. Carneiro; B. B. B. Neves (Orgs.). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Beca, São Paulo: 407-421.
- Salamuni, E. ;Ebert, H. D.; Borges, M. S.; Hasui, Y.; Costa, J. B. S.; Salamuni, R. 2003. Tectonics and sedimentation in the Curitiba Basin, south of Brazil. *Journal of South America Earth Science*, 15: 901-910.

- Schneider, R. L.; Mühlmann, H.; Tommasi, E.; Medeiros, R. A.; Daemon, R. F.; Nogueira, A. A. 1974. Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, Anais, 1: 41 – 65.*
- Silva, A. 1983. O Arco de Ponta Grossa e sua importância na correlação de estruturas continentais e oceânicas. *In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 4, São Paulo, Atas, 1, 163-173.*
- Siga Jr., O. 1995. *Domínios Tectônicos do Sudeste do Paraná e Nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal.* Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado. 212 p., anexos.
- Sloss, L. L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin, 74: 93 – 114.*
- Soares, P. C. 1991. *Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná – controles.* Departamento de Geociências. Universidade Federal do Paraná. Tese para concurso ao cargo de Professor Titular, 131 p.
- Soares, P. C.; Landim, P. M. B. & Fúlfaro, V. J. 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. *Geological Society of America Bulletin, 89: 181 – 191.*
- Soares, P. C.; Landim, P. M. B. & Fúlfaro, V. J.; Sobreiro Neto, A. F. 1980. Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no estado de São Paulo: Grupo Bauru. *Revista Brasileira de Geociências, 10(3): 177-185.*
- Steiger, R. H. & Jäger, E. 1977. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters, 36: 359 -362.*
- Stewart, K.; Turner, S.; Kelley, S.; Hawkesworth, C.; Kirstein, L.; Mantovani, M. 1996. ^{37}Ar , ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province. *Earth and Planetary Science Letters, 143: 95-109.*
- Strugale, M.; Rostirolla, S.P.; Mancini, F.; Trzaskos-Lipski, B.; Figueira, I.F.R.; Freitas, R.C. 2003. Evolução estrutural do Arco de Ponta Grossa no Cretáceo a partir da análise de estruturas rúpteis no Grupo São Bento (Bacia do Paraná). *In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3, Armação de Búzios, Boletim de Resumos, 320-323.*
- Teixeira, W. 1982. Projeto Radambrasil. Folhas SG.21 – Assunción, SG. 22 – Curitiba e SG. 23 – Iguape. Considerações sobre os dados radiométricos: interpretação e evolução geocronológica, Ministério de Minas e Energia, Brasília.
- Tello, C.A. S. 1998. *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.* Instituto de Física Gleb Wataghin. Universidade de Campinas. Tese de Doutorado. 111 págs.
- Tello, S. C.A.; Hackspacher, P. C.; Hadler Neto, J. C.; Iunes, P. J.; Guedes, Paulo, S. R.; Ribeiro, L. F. B. 2003. 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, 15: 137 – 142.*
- Tello, S. C. A.; Hadler Neto, J. C.; Iunes, P. J.; Guedes, Paulo, S. R. 2005. *American Mineralogist. Submitted for publication.*
- Töpfner, C. 1996. Brasiliano-Granitoide in den Bundesstaaten São Paulo und Minas Gerarseine vergleichende Studie. *Münchner Geologische Hefte A17:258 p.*
- Turner, S.; Regelous, M.; Kelley, S.; Hawkesworth, S.; Mantovani, M. M. S. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision Ar/Ar geochronology. *Earth and Planetary Science Letters, 121 (3-4): 333-348.*

- Vail, P. R.; Mitchum, R. M. & Thompson, S. 1977. Seismic stratigraphy and global change of sea level, part 3: relative changes of sea level form coastal onlap. In: PAYTON, C. E. (ed.). *Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*. American Association Petroleum Geologists, p. 63 – 81. (Memoir, 26).
- Vesely, F. F. 2001. *Análise de seqüências em sucessões glaciais: estudo de caso no Grupo Itararé (C – P), nordeste do estado do Paraná*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista. Dissertação de Mestrado. 119 págs.
- Vignol - Lelarge, M. L. M.; Soliani Jr., E.; Poupeau, G. 1994. 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, *Anais*, 38, 1: 379 – 380.
- Volkmer, S. & Fortes, E. 2003. Análise preliminar da geomorfologia dos terrenos vulcânicos da região oeste do estado do Paraná. In: Simpósio de Geografia Física Aplicada, Resumos Expandidos, *obtido em <http://geografia.igeo.uerj.br/xsbgf/cdrom/>, acessado em 07/07/2005*.
- Wagner, G.A. 1972. The geological interpretation of fission track ages. *Trans. Amer. Nucl. Soc.*, **15**, 117.
- Wagner, G. & Van Den Haute, P. 1992. *Fission Track Dating*. Kluwer Academic Publishers, 283 p.
- Weber, W.; Siga Jr., O.; Sato, K.; Basei, M. A. S.; Reis Neto, J. M. 2003. 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, 4, Salvador, *Extended Abstracts*, **2**: 706-709.
- Zalán, P. V. 2004. Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. In: V.Mantesso Neto; A. Bartorelli; C. D. R. Carneiro; B. B. B. Neves (Orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Beca, São Paulo: 595-612.
- Zalán, P.V. & Oliveira, J.A.B. 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **13**(2): 269-300.
- Zalán, P. V.; Wolf, S.; Conceição, J. C. J.; Astolfi, M. A. M.; Vieira, I. S.; Appi, V. T.; Zanotto, O. A. 1987. Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná. In: Simpósio Sul – Brasileiro de Geologia, Curitiba, *Atas*, 3, p. 441 – 447.
- Zalán, P. V., Wolff, S., Conceição, J. C., Marques, A., Astolfi, M. A. M., Vieira, I. S., Appi, V. T. 1990. Bacia do Paraná. In: Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. PETROBRAS, Rio de Janeiro: 135 - 164.