UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**SIGNIFICADO MORFOTECTÔNICO DOS
PLANALTOS ISOLADOS DA BOCAINA**

Silvio Takashi Hiruma

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

Co-orientadora: Dra. May Christine Modenesi-Gauttieri

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2007

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**SIGNIFICADO MORFOTECTÔNICO DOS PLANALTOS ISOLADOS
DA BOCAINA**

SILVIO TAKASHI HIRUMA

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	Nome
Presidente:	Prof. Dr. Claudio Riccomini
Examinadores:	Prof. Dr. Cláudio Limeira Mello
	Dr ^a . May Christine Modenesi
	Dr. Pedro Víctor Zalán
	Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher

Assinatura

SÃO PAULO
2007

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**SIGNIFICADO MORFOTECTÔNICO DOS PLANALTOS ISOLADOS DA
BOCAINA**

Silvio Takashi Hiruma

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

Co-orientador: Dra. May Christine Modenesi-Gauttieri

DEDALUS - Acervo - IGC

30900023345

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2007

T
11673
S1.2
C.2

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do
Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Hiruma, Silvio Takashi

Significado morfotectônico dos planaltos
isolados da Bocaina / Silvio Takashi Hiruma. - São
Paulo, 2007.

205 f. : il + anexo.

Tese (Doutorado) : IGc/USP

Orient.: Riccomini, Claudio

Co-orient: Modenesi-Gauttieri, May Christine

1. Serra do Mar; Planalto da Bocaina:
Morfotectônica 2. Termocronologia 3. Traços de
fissão em apatitas I. Título

*A meus pais
e à Mirian*

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Claudio Riccomini (Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo) e à pesquisadora científica Dra. May Christine Modenesi-Gauttieri (Instituto Geológico da Secretaria do Meio Ambiente/SP), pela orientação desta tese, amizade, dedicação e acompanhamento em todas as etapas dessa jornada e ao longo de minha carreira, sou muitíssimo grato.

À equipe do Laboratório de Geocronologia por Traço de Fissão do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP, coordenado pelo Prof. Dr. Peter C. Hackspacher, pela análise termocronológica de traços de fissão em apatitas e pelo auxílio na coleta de amostras nas etapas de campo. Em especial, agradeço aos geólogos Ana Olivia Barufi Franco e Luiz Felipe Brandini Ribeiro e à geógrafa Marli Carina Siqueira Ribeiro pelo apoio e discussões.

Ao pesquisador José Antonio Ferrari, do Instituto Geológico, pelas importantes discussões sobre geomorfologia e geoprocessamento.

Aos pesquisadores do Instituto Geológico, Antônio Luis Teixeira, Francisco de Assis Negri, José Maria Azevedo Sobrinho, Tarcísio José Montanheiro e Alethéa Ernandes Martins Sallun, pelo importante apoio em diferentes etapas do trabalho.

À Mirian Chieko Shinzato, pela revisão do texto, apoio nos trabalhos de campo e paciência durante toda a confecção dessa tese.

Ao Prof. Dr. Ginaldo Ademar da Cruz Campanha (IGc-USP), pelas contribuições no exame de qualificação e discussões sobre morfotectônica e geoprocessamento.

Ao Prof. Dr. Thomas Rich Fairchild (IGc-USP), pelo grande incentivo desde o início de minha carreira e pela correção do *Abstract*.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo pelo apoio ao desenvolvimento dessa pesquisa.

À FAPESP, pelo Auxílio à Pesquisa do projeto *Morfotectônica e evolução cenozóica do Planalto da Bocaina* (Processo 03/08031-0), coordenado pelo Prof. Dr. Claudio Riccomini, sem o qual a pesquisa não teria sido possível.

Ao Instituto Geológico da Secretaria do Meio Ambiente de São Paulo, pelo apoio logístico e financeiro. A todos os funcionários que contribuíram para o desenvolvimento da pesquisa, em especial, Márcio Félix Dionisio, pelo importante auxílio nos trabalhos de campo.

Aos funcionários do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo que colaboraram para o desenvolvimento da tese, em especial, aos setores de pós-graduação, gráfica e de laminação.

Ao IBAMA, pela autorização para o desenvolvimento desta pesquisa e pelo apoio logístico nos trabalhos desenvolvidos no Parque Nacional da Serra da Bocaina.

À D. Nelsi (Estalagem da Bocaina), Paulo Mendonça (Pousada da Joanelha), Marcelo (Trilha do Ouro), Paulo Marins (Pousada do Rio Mimoso), Luis Grande (Faz. Conceição do Rio do Braço), José Milton (MWTrekking), Bruno (Pousada da Terra) e D. Marina (Silveiras), pela hospitalidade e apoio durante os trabalhos de campo desenvolvidos na Bocaina.

RESUMO

HIRUMA, S.T. *Significado morfotectônico dos planaltos isolados da Bocaina*. 2007. 205 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

O Planalto da Bocaina situa-se no flanco leste do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), em uma das porções mais elevadas da Serra do Mar, com altitudes superiores a 2000 m, compondo, juntamente com o Planalto de Campos do Jordão, os altos blocos de planaltos cristalinos do sudeste do Brasil.

A Bocaina apresenta uma sucessão de planaltos de relevo mais suavizado (*planaltos isolados*), separados por vales profundos, que perdem altura de NW para SE. A origem do desnivelamento desses planaltos tem sido associada ora à reativação de antigas zonas de cisalhamento por falhas com componente normal, ora à dissecação erosiva diferencial controlada por *knickpoints*, ou, ainda, à preservação de superfícies de erosão de idades diferentes. A presente pesquisa teve por finalidade analisar as diferentes hipóteses de modo a estabelecer a idade, estilo e magnitude dos eventos tectônicos e denudacionais, responsáveis pela atual distribuição dos planaltos isolados da Bocaina.

A metodologia integra estudos geomorfológicos e estruturais, segundo uma abordagem morfotectônica, com apoio da análise de traços de fissão em apatita e determinações pelo método do radiocarbono. Esta análise constitui importante ferramenta para determinar histórias térmicas e idades de resfriamento, em escalas de tempo de 10^6 a 10^8 anos, e permite estimar taxas de denudação de blocos de embasamento. Modelos digitais de terreno e cartas morfométricas subsidiaram a análise morfotectônica.

Os planaltos isolados são caracterizados por baixos valores de gradientes hidráulicos, declividade e amplitude do relevo. O condicionante tectônico no desnivelamento dos níveis topográficos e individualização desses planaltos é evidenciado pela estreita correlação entre estruturas rúpteis (falhas e fraturas), feições morfotectônicas (facetas triangulares, *knickpoints*, escarpas, capturas fluviais), distribuição dos principais alvéolos e padrão de drenagem. Diques registram fases distensivas desde a ruptura dos continentes no Eocretáceo até o Paleógeno. Regimes de esforços observados na Bocaina são compatíveis com o modelo tectônico proposto para o RCSB durante o Cenozóico.

Os eventos tectono-magmáticos no sudeste do Brasil tiveram um importante papel nos processos denudacionais registrados pela análise de traços de fissão em apatitas no Planalto da

Bocaina. As idades corrigidas de traços de fissão em apatitas para 15 amostras variam entre 326 ± 30 e 54 ± 5 Ma, incluindo um significativo conjunto de idades mais velhas do que 200 Ma - as mais antigas obtidas na região da Serra do Mar até o momento. As idades apresentam uma tendência de decréscimo de noroeste para sudeste, do interior do continente em direção à costa, padrão também reconhecido em outras margens continentais passivas. Esse padrão é perpendicular à direção estrutural principal do embasamento pré-cambriano, sugerindo um importante condicionante estrutural. Idades contrastantes em um mesmo planalto isolado, ou similares em altitudes diferentes, sugerem uma evolução tectonotermal regional complexa, possivelmente associada à evolução do RCSB. Um modelo simples de recuo de escarpa não explicaria a distribuição espacial das idades de traços de fissão em apatitas no Planalto da Bocaina; falhas devem ter sido responsáveis pela acentuação dos desníveis topográficos entre os planaltos isolados. As histórias térmicas registram importantes eventos de resfriamento relacionados à ruptura continental, ao magmatismo alcalino neocretáceo e à geração e deformação do RCSB.

As idades mais antigas de traços de fissão da Serra do Mar foram obtidas nas porções mais elevadas da Bocaina, que guardam estreita semelhança com a paisagem dos *altos campos* no Planalto de Campos do Jordão, evidenciando que tais áreas provavelmente constituíram, por um longo período de tempo, importante área fonte de sedimentos para as bacias do Paraná, Bauru e Santos.

Palavras-chave: morfotectônica, termocronologia de traços de fissão em apatitas, Planalto da Bocaina, Serra do Mar.

ABSTRACT

HIRUMA, S.T. *Significado morfotectônico dos planaltos isolados da Bocaina*. 2007. 205 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

The Bocaina Plateau is situated on the eastern flank of the Continental Rift of Southeastern Brasil (CRSB), in the highest portions of the Serra do Mar, reaching more than 2000 meters in altitude. This and the Campos do Jordão Plateau comprise the high blocks of crystalline massifs of Southeastern Brasil.

The Bocaina presents a succession of NW-SE topographically decreasing low-relief plateaus (*isolated plateaus*), separated by deep valleys. The origin of the differences in altitude among these plateaus has been associated with (1) tectonic reactivation of ancient shear zones by normal faulting, (2) differential erosional dissection controlled by knickpoints, and (3) preservation of erosional surfaces of different ages. This study examines these hypotheses in order to establish the age, style and magnitude of the tectonic and denudational events that resulted in the current distribution of the isolated plateaus of Bocaina.

Structural and geomorphological analyses have been carried out using a morphotectonic approach, aided by apatite fission track analysis and radiocarbon dating. Apatite fission track analysis is an important tool to obtain thermal histories and cooling ages, on scales of 10^6 to 10^8 years, and is commonly used to estimate denudation rates in basement blocks. Morphotectonic analysis was supported by digital terrain models and morphometric maps.

The isolated plateaus are characterized by low hydraulic gradient, slope and relief. Tectonic conditioning in the accentuation of differences in altitude and individualization of the plateaus is evinced by clear correlation between brittle structures (faults and fractures), morphotectonic features (triangular facets, knickpoints, scarps, fluvial captures), distribution of main alluvial plains and drainage pattern. Dikes indicate distensional phases since continental break-up in the Early Cretaceous till the Paleogene. Stress regimes observed in Bocaina are compatible with the tectonic model for the CRSB during the Cenozoic.

Tectonic and magmatic events in Southeastern Brazil played an important role in denudational processes as recorded by apatite fission track analysis in the Bocaina plateau. Corrected fission track ages for 15 samples range from 326 ± 30 to 54 ± 5 Ma, including a significant set greater than 200 Ma, the oldest such ages yet registered in the Serra do Mar.

Ages decrease NW-SE from the continent coastwards, a trend also recognized in other passive continental margins. This pattern is perpendicular to the main structural grain of the Precambrian basement, suggesting important structural control. Contrasting ages within a single plateau and similar ages at different altitudes indicate complex regional tectono-thermal evolution, possibly related to the evolution of the CRSB. Fission track age distribution in the Bocaina plateau cannot be explained by the simple scarp-retreat model; faults must have accentuated differences in altitude among the isolated plateaus. Thermal histories show important cooling events related to continental break-up, Early Cretaceous alkaline magmatism and origin of the CRSB.

The oldest fission track ages obtained in the Serra do Mar region (> 200 Ma) were found in the highest portions of the Bocaina plateau, where the landscape system is very similar to that of the Campos do Jordão plateau. These areas have probably been an important, persistent source of sediments for the Paraná, Bauru and Santos basins, for a very long time.

Keywords: morphotectonics, apatite fission track analysis, Planalto da Bocaina, Serra do Mar.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	- Figura 1: (A) Contextualização regional do Planalto da Bocaina (modificado de Melo <i>et al.</i> 1985). Em tracejado, localização da área representada na figura 1B. (B) Modelo digital de terreno gerado a partir de dados do SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, NASA), ilustrando as superfícies cimeiras do sudeste do Brasil ao longo do segmento central do RCSB, com altitudes superiores a 2000 m (I: Planalto da Bocaina, II: Itatiaia, III: Passa-Quatro, IV: Planalto de Campos do Jordão). Altitude em metros.....	20
Figura 2	- Mapa tectônico da região Sudeste do Brasil. 1) Cráton do São Francisco; 2) Cinturão Brasília; 3) Terreno Cabo Frio; 4) Terreno Oriental – Domínio Costeiro; 5) Terreno Oriental – Arco Magmático Rio Negro; 6) <i>Klippe</i> Paraíba do Sul; 7) Terreno Ocidental; 8) Bacia do Paraná; 9) Corpos alcalinos do Cretáceo Superior a Eoceno; 10) Bacias do Rift Continental do Sudeste do Brasil; 11) Sedimentos cenozóicos indiferenciados; 12) Falhas reversas, <i>nappes</i> ; 13) Alinhamento Magmático de Cabo Frio; 14) Limites de grábens do Rift Continental do Sudeste do Brasil. Fonte: Simplificado de Riccomini <i>et al.</i> (2004), modificado de Riccomini (1989), Ferrari (1990), Mohriak & Barros (1990), Heilbron <i>et al.</i> (2000) e Ferrari (2001).....	23
Figura 3	- Principais unidades geológicas do Planalto da Bocaina. Fonte: Cartas geológicas – Folhas Volta Redonda e Ilha Grande (CPRM 1999, a,b). Escala original: 1:250.000. Coordenadas em UTM, zona 23 K.....	25
Figura 4	- (b): Legenda da carta geológica – Folhas Volta Redonda e Ilha Grande (CPRM 1999, a,b)..	26
Figura 4	- Províncias alcalinas da região sudeste e central da Plataforma Brasileira e suas relações com as principais estruturas. (1) Bacia do Paraná (Ordoviciano Superior a Cretáceo Inferior), (2) derrames toleíticos (Cretáceo Inferior), (3) Bacia Bauru (Cretáceo Superior), (4) Bacias marginais <i>offshore</i> , (5) províncias alcalinas, (6) idade das rochas alcalinas (diamantes, Permiano – Triássico; quadrados, Cretáceo Inferior; triângulos, Cretáceo Superior; círculos, Paleógeno), (7) Eixos dos principais arcos (AX, Alto Xingu; SV, São Vicente; BJ, Bom Jardim de Goiás; PG, Ponta Grossa; RG, Rio Grande; PP, Ponta Porã), (8) Sinclinal de Torres, (9) Zonas principais de fraturas, em parte falhas litosféricas profundas (<i>Rifts</i> : MR, Mercedes; RM, Rio das Mortes; MG, Moirão; SR, Santa Rosa; AR, Assunção; Lineamentos: TB, Transbrasiliano; AP, Alto Paranaíba; MJ, Moji-Guaçu; CF, Cabo Frio; RT, Rio Tietê; SL, São Carlos-Leme; PR, Paranapanema; PI, Piedade; GP, Guapiara; JC, São Jerônimo-Curiúva; RA, Rio Alonzo; PQ, Rio Piquiri; AM, Santa Lucía-Aiguá-Merín). Extraído de Riccomini <i>et al.</i> (2005).....	27
Figura 5	- Contexto geológico regional do RCSB (modificado de Melo <i>et al.</i> 1985, Riccomini 1989, Riccomini <i>et al.</i> 1996, com a inclusão das superfícies cimeiras do sudeste do Brasil). 1: embasamento pré-cambriano; 2: depósitos paleozóicos e mesozóicos da Bacia do Paraná; 3: Basaltos da Formação Serra Geral; 4: maciços alcalinos mesozóicos e cenozóicos (idade em Ma na legenda); 5: sedimentos terciários do RCSB; 6: zonas de cisalhamento do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano, em parte reativadas durante o Mesozóico-Cenozóico; 7: zonas de flexura; 8: isópacas, em km, das bacias marginais <i>offshore</i> ; 9: epicentros de terremoto; 10: bacias do RCSB (1. Bacia de Curitiba, 2. Formação Alexandra e Gráben de Guaraqueçaba, 3. Formação Paríquera-Açu, 4. Gráben de Sete Barras, 5. Bacia de São Paulo, 6. Bacia de Taubaté, 7. Bacia de Resende, 8. Bacia de Volta Redonda, 9. Bacia de Macacu, 10. Bacia de Itaboraí, 11. Gráben de Barra de São João); 11: superfícies cimeiras do sudeste do Brasil (1. Campos do Ribeirão Fundo, 2. Campos do Jordão, 3. Itatiaia, 4. Bocaina).....	28
Figura 6	- Esboços paleotectônicos da evolução do segmento central do Rift Continental do Sudeste do Brasil (1 – falha de componente predominantemente normal, 2 – falha de componente transcorrente sinistral, 3 – falha de componente transcorrente dextral, 4 – falha de componente predominantemente reversa, 5 – falha com movimentação não caracterizada. Extraído de Riccomini <i>et al.</i> (2004), modificado de Riccomini (1989).....	30
Figura 7	- Quadro litoestratigráfico e evolução tectono-sedimentar do segmento central do RCSB (p – leques aluviais proximais, m-d – leques aluviais medianos a distais associados a planície aluvial de rios entrelaçados, t – depósitos de tálus, c – depósitos coluviais, ca- depósitos colúvio-aluviais, a – depósitos aluviais. Extraído de Riccomini <i>et al.</i> 2004b, modificado de Riccomini (1989), Mancini (1995), Salvador & Riccomini (1995) e Riccomini <i>et al.</i> (1996).....	30
Figura 8	- Coluna aloestratigráfica elaborada para o Quaternário Superior da região de Bananal (SP/RJ), conforme Moura & Mello (1991).....	31
Figura 9	- Zona Sismogênica de Cunha e as estruturas geológicas maiores, conforme Miotto (1993).	

	Planalto da Bocaina em tracejado vermelho.....	32
Figura 10	- Modelo de evolução tectono-magmática proposto por Almeida (1976) para a formação do sistema de <i>rifts</i> da Serra do Mar.....	34
Figura 11	- Perfil geológico esquemático, transversal à área afetada pelo tectonismo cenozóico, ressaltando o caráter escalonado dos falhamentos e o basculamento dos blocos resultantes. Em consequência formaram-se áreas elevadas, já modeladas hoje pela erosão (Serra do Mar, Serra da Mantiqueira, Maciço Carioca); e, entre estas, depressões em figura de semigrabens (Gráben do Paraíba, Baixada Fluminense). K indica sedimentos cretácicos e T, sedimentos terciários (Extraído de Asmus & Ferrari 1978).....	35
Figura 12	- Estratigrafia da Bacia de Santos (Simplificado de Chang 2003, adaptado de Pereira 1990)..	37
Figura 13	- Esquema da origem e recuo erosivo da Serra do Mar, segundo Almeida & Carneiro (1998). Estágios: 1. Soerguimento senoniano erodido, causando deposição nas bacias de Santos e do Paraná (A - Vulcanismo alcalino; F - Falha de Santos). 2. Elaboração da Superfície Japi no final do Senoniano. 3. Deformação da Superfície Japi no Paleoceno. Surge a Serra do Mar (SM) na Falha de Santos (F), o sistema de grábens continentais e começa a se desenvolver, na costa, a plataforma continental (P). 4. Recuo erosivo (R) da Serra do Mar para sua posição atual (DP - Depressão Periférica). Intrusões alcalinas sustentam ilhas. Convenções: 1. Depósitos da Fm. Santos, 2. Cobertura fanerozóica sotoposta ao basalto Serra Geral, 3. Formação Serra Geral, 4. Corpos alcalinos, 5. Grupo Bauru, 6. Falhas.....	38
Figura 14	- Mapa topográfico do Sudeste do Brasil (SRTM/USGS) com o arcabouço estrutural regional do Sistemas de <i>Rifts</i> Cenozóicos do Sudeste do Brasil interpretado (Zalán & Oliveira 2005). Números indicam grábens dentro dos <i>rifts</i> : Paraíba do Sul: (1) São Paulo, (2) Taubaté, (3) Queluz, (4) Resende – Volta Redonda, (5) Baixo Paraíba do Sul. Litorâneo: (6) Barra de São João, (7) Guanabara, (8) Ubatuba, (9) Santos, (10) Ribeira do Iguape, (11) Cananéia, (12) Paranaguá. Ribeira: (13) Sete Barras, (14) Alto Ribeira. Planalto da Bocaina corresponde às áreas elevadas situadas entre os grábens de Queluz (3), Resende (4) e Guanabara (7).....	39
Figura 15	- Perfil longitudinal da Bacia do Rio Tietê, mostrando os diversos níveis com cobertura neocenozóica e taxas de soerguimento e de erosão para diferentes setores (Soares & Landim 1976).....	40
Figura 16	- Relação das formas de relevo com os materiais superficiais e a cobertura vegetal dos <i>altos campos</i> . (1) solo atual (horizonte A ou A/B); (2) colúvio; (3) colúvio rudáceo estratificado com matriz de latossolo; (4) Mistura coluvial de solo latossólico vermelho e clastos de rocha alterada; (5) depósito conglomerático; (6) horizonte A enterrado; (7) <i>stone-line</i> ; (8) areia; (9) sedimento rico em matéria orgânica; (10) rocha alterada; (11) profundidade dos materiais superficiais (Modenesi 1988a).....	42
Figura 17	- Mosaico de campo e mata nas porções mais elevadas do Planalto da Bocaina, acima de 1500 m.....	43
Figura 18	- Localização dos planaltos isolados da Bocaina (Ponçano <i>et al.</i> 1981).....	46
Figura 19	- Compartimentos morfológicos do Planalto da Bocaina, estabelecidos a partir do cálculo dos desnivelamentos altimétricos (Extraído de Silva <i>et al.</i> 1993). Vide legenda na página seguinte.....	48
Figura 20	- Documentação cartográfica e fotográfica utilizada na pesquisa.....	52
Figura 21	- Mapa hipsométrico e de afloramentos descritos no Planalto da Bocaina.....	56
Figura 22	- Fotomicrografia de um grão de apatita mostrando traços de fissão (Gleadow <i>et al.</i> 1986). As setas indicam os traços confinados.....	57
Figura 23	- Conceito da zona de apagamento parcial. Considerando a estabilidade dos traços (ρ/ρ_0), a zona I é de instabilidade, a zona II, de apagamento parcial e a III, de estabilidade total (Wagner & Van den Haute 1992).....	58
Figura 24	- Diagrama de Arrhenius, apresentando linhas paralelas de mesmo grau de redução de comprimento de traços de fissão durante o apagamento na apatita de Durango, México (Extraído de Wagner & Van den Haute 1992, a partir de Green <i>et al.</i> 1985).....	61
Figura 25	- a) Típica distribuição de comprimentos de traços confinados induzidos em apatita. b) Típica distribuição de comprimentos de traços confinados em apatitas de rochas vulcânicas que sofreram rápido resfriamento (Gleadow <i>et al.</i> 1986).....	62
Figura 26	- Tipos de distribuição de comprimentos de traços confinados em apatitas: a) bimodal, b) mista e c) embasamento sem perturbações termiais (Gleadow <i>et al.</i> 1986).....	63
Figura 27	- Relação entre o comprimento médio do traço e o desvio padrão para diferentes casos analisados (Gleadow <i>et al.</i> 1986).....	64

Figura 28	- Procedimentos experimentais utilizados no Método do Detector Externo (Gallagher <i>et al.</i> 1998).....	66
Figura 29	- Dois tipos de traços de fissão usados para a medição: traços confinados e semi-traços; no último caso, os comprimentos projetados são medidos, enquanto que no primeiro, apenas aqueles paralelos à superfície do cristal revelado (Wagner & Van den Haute 1992).....	66
Figura 30	- Mapa geológico simplificado da região dos <i>rifts</i> de Malawi e Rukwa. A seção AA' está representada na figura 31 (Van der Beek <i>et al.</i> 1998).....	68
Figura 31	- Perfil topográfico e estrutural simplificado ao longo do norte do <i>Rift</i> Malawi, mostrando a distribuição das idades de traços de fissão e as "paleosuperfícies" para as diferentes fases erosivas (Van der Beek <i>et al.</i> 1998).....	68
Figura 32	- Gráficos de Idades de traços de fissão em apatitas x Distância da costa, para diferentes margens passivas (Gunnell 2000). A linha cinza corresponde à época do evento de rifteamento continental.....	69
Figura 33	- Modelos de evolução de margens passivas e distribuições espaciais das idades de traços de fissão previstas para cada modelo (Gallagher <i>et al.</i> 1998): a) arqueamento da margem (<i>downwarp</i>), b) recuo de escarpa e c) divisor "fixo" (<i>pinned divide</i>).....	70
Figura 34	- Diagramas de Comprimentos médios de traços x Idades de traços de fissão para diferentes margens passivas, ilustrando feições do tipo <i>boomerang plots</i> . (Gallagher <i>et al.</i> 1998). Traços cinzas correspondem às idades do rifteamento principal.....	72
Figura 35	- Diagrama de altitude dos locais de coleta de amostras no Alpes Central <i>versus</i> idades de traços de fissão em apatitas (Wagner <i>et al.</i> 1977). As inclinações das curvas fornecem diretamente as taxas de soerguimento.....	73
Figura 36	- a) Gráfico de idades de traços de fissão <i>versus</i> elevação, mostrando a existência de duas paleo- zonas de apagamento parcial identificadas pelas "rupturas de declive" no perfil. b) Gráfico de comprimento médio de traços confinados <i>versus</i> elevação (O'Sullivan & Currie 1996).....	74
Figura 37	- Seção estrutural esquemática ao longo do <i>Rift</i> do Kenya na latitude 1°10'N, mostrando o arranjo de blocos falhados, a partir de idades de traços de fissão e distribuição de comprimentos de traços, extraídos de perfis de idade <i>versus</i> elevação (Foster & Gleadow 1996).....	74
Figura 38	- Mapa geológico mostrando as principais entidades estruturais do noroeste da Namíbia, com a localização dos principais lineamentos seguindo a direção NE-SW do orógeno Damara. Símbolos brancos = locais de amostragem com dados disponíveis de traços de fissão. AF-OT = Falha Autseib – zona de falha de empurrão de Otjohorongo ; OML-WT = Lineamento Omaruru – zona de falha de empurrão de Waterberg; OKL = Lineamento Okahandja (Raab <i>et al.</i> 2002).....	75
Figura 39	- Mapa de contorno de todas as idades disponíveis de traços de fissão do norte da Namíbia. As idades de resfriamento mais jovens que 130 Ma (área cinza) ocorrem paralelas à linha de costa e em uma direção bem definida NE-SW, coincidente com o alinhamento do cinturão orogênico Damara (Raab <i>et al.</i> 2002).....	76
Figura 40	- Erosão estimada desde 70 Ma, baseada em três gradientes geotérmicos (20, 30 e 50 °C/km), em relação à topografia atual (Raab <i>et al.</i> 2002). Pode-se verificar uma mudança abrupta de denudação ao longo do Lineamento Omaruru.....	76
Figura 41	- Extração de lineamentos de imagem de satélite na escala 1:250.000, TM - Landsat 5, Banda 4, obtida em 20/07/94 (azimute 47, elevação solar 30). Coordenadas: UTM, zona 23K.....	79
Figura 42	- Extração de lineamentos de mosaico semi-controlado de radar. Coordenadas: UTM, zona 23K.....	79
Figura 43	- Extração de lineamentos de mapa de sombreado de relevo (azimute: 315, "elevação solar": 45). Coordenadas: UTM, zona 23K.....	80
Figura 44	- Modelo digital de terreno do Planalto da Bocaina (Fonte: SRTM - NASA). Planaltos isolados: (1) Cabeceiras do Paraitinga, (2) Serra dos Palmares, (3) Serra da Carioca, (4) Ribeirão da Capetinga, (5) Rio do Funil, (6) Rio da Onça, (7) Serra do Frade, (8) Rio do Braço. Coordenadas: UTM, zona 23K. Destacam-se os níveis topográficos pouco dissecados correspondentes aos planaltos isolados, separados por vales profundos. As regiões mais elevadas da Bocaina, com altitudes superiores a 1500m, estendem-se para o sul, formando uma faixa alongada altamente dissecada. À oeste da Bocaina, em altitudes de 900 a 1200m, ocorre o Planalto do Paraitinga, separado do vale do Rio Paraíba do Sul por um importante degrau, representado pela Serra do Quebra-Cangalha.....	81
Figura 45	- (a): Mapa hipsométrico do Planalto da Bocaina, em metros (Fonte: SRTM/NASA). Em	

	contorno preto, limite dos planaltos isolados. A-A', B-B', C-C', D-D' e E-E' correspondem aos perfis topográficos transversais às principais estruturas (vide figura 45b). Planaltos isolados: (1) Cabeceiras do Paraitinga, (2) Serra dos Palmares, (3) Serra da Carioca, (4) Ribeirão da Capetinga, (5) Rio do Funil, (6) Rio da Onça, (7) Serra do Frade, (8) Rio do Braço. Coordenadas UTM, zona 23K. (b) Perfis topográficos transversais às principais estruturas, mostrando os diferentes níveis topográficos (planaltos isolados), gerados a partir do mapa hipsométrico. Coordenadas: UTM, zona 23K.....	82
Figura 46	- Histogramas de altitude dos planaltos isolados.....	84
Figura 47	- Carta de declividade (em graus). Coordenadas: UTM, zona 23K.....	85
Figura 48	- Histogramas de declividade dos planaltos isolados.....	86
Figura 49	- Mapa de aspecto de terreno (em azimuth). Coordenadas UTM, zona 23K.....	87
Figura 50	- Mapa de gradientes hidráulicos. Planaltos isolados: (1) Cabeceiras do Paraitinga, (2) Serra dos Palmares, (3) Serra da Carioca, (4) Ribeirão da Capetinga, (5) Rio do Funil, (6) Rio da Onça, (7) Serra do Frade, (8) Rio do Braço. Coordenadas: UTM, zona 23K.....	88
Figura 51	- Mapa de superfícies de base (em metros). Coordenadas: UTM, zona 23K.....	89
Figura 52	- Mapa de densidade de drenagem (km/km ²). Coordenadas: UTM, zona 23K.....	90
Figura 53	- Análise de superfícies de tendência da altitude dos topos para o Planalto da Bocaina como um todo (canto inferior direito) e dos planaltos isolados. Coordenadas UTM, zona 23K.....	92
Figura 54	- Diagramas de rosáceas dos canais de diferentes ordens do Planalto da Bocaina e dos planaltos isolados. Hierarquização da rede de drenagem conforme Strahler (1952). Rede de drenagem extraída de cartas do IBGE (escala 1:50.000). Coordenadas UTM, zona 23K.....	94
Figura 55	- (A) Mapa de densidade de lineamentos (km/km ²). (B) Relações entre <i>knickpoints</i> , limites de planaltos isolados e lineamentos morfoestruturais.....	95
Figura 56	- Diques de lamprófiros cortando granitóides (A: direção WNW-ESE, planalto das Cabeceiras do Paraitinga, BOC-10) e rochas gnáissicas (B: direção NE-SW, próximo ao planalto do Rio do Braço, BOC-2).....	97
Figura 57	- Localização das falhas rúpteis no Planalto da Bocaina e respectivos estereogramas, plotados sobre o mapa de fotolineamentos (Diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior). Representação de estrias nos estereogramas: seta = componente principal normal, ponto azul = componente principal sinistral, vermelho = componente principal dextral. No canto inferior direito, diagrama de rosáceas das direções das falhas. Coordenadas UTM, zona 23K.....	98
Figura 58	- Regimes de esforços relacionados às falhas do Planalto da Bocaina. Coordenadas UTM, zona 23K.....	99
Figura 59	- (A) Falha afetando <i>stone-line</i> (plano: 108/85) – BOC-194. (B) Sistema de juntas subverticais de espaçamento decimétrico de direção NW-SE, ortogonais à foliação gnáissica (BOC- 89).....	101
Figura 60	- Distribuição de estereogramas de fraturas no Planalto da Bocaina, plotados sobre o mapa de fotolineamentos (Diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior). Estão representadas rosáceas de direções de fraturas das porções oeste e leste e global (canto inferior direito). Coordenadas UTM, zona 23K.....	102
Figura 61	- Faixas de descontinuidades crustais de direção E-W (zonas de falhas de transferência de Rio de Janeiro, Curitiba e Florianópolis), instaladas durante a fase <i>rift</i> e reativadas durante a trajetória das placas (Macedo 1989).....	103
Figura 62	- Mapa de anomalia Bouguer associado ao mapa das principais associações litológicas do Cinturão Ribeira na divisa entre os estados de São Paulo e Rio de Janeiro (Almeida 2002). Notar, a oeste de Bananal, deslocamento das curvas isogálicas para a direção NW-SE.....	104
Figura 63	- Localização das figuras 65, 66, 68, 70, 72, 74, 77, 80, 82.....	105
Figura 64	- Legenda dos mapas das figuras 65, 66, 68, 70, 72, 74, 77, 80, 82.....	106
Figura 65	- Feições morfotectônicas do setor da Serra de Quebra-Cangalha a oeste da Bocaina (em verde).....	108
Figura 66	- Feições morfotectônicas a sul da Serra do Quebra-Cangalha e à oeste do Planalto da Bocaina (em verde).....	109
Figura 67	- Setores da Serra do Quebra-Cangalha e do Planalto do Paraitinga. (A) Imagem extraída do Google Earth, onde se pode observar em primeiro plano o desnível topográfico entre as colinas tabuliformes da Bacia de Taubaté (1) e a Serra do Quebra-Cangalha (2). Ao fundo, as regiões elevadas das serras da Mantiqueira (3) e da Bocaina (4). (B) Paisagem dos “mares de morros”. Ao fundo, no horizonte, o Maciço Alcalino de Passa-Quatro. (C) Escarpa rochosa de direção E-W, próxima à nascente do Ribeirão Jacuí-Mirim. (D) Facetas triangulares ao longo da planície do rio Paraitinga. (E) Alinhamento de direção	

	NNE-SSW ao longo do vale do Rio Paraitinga. (F) Alvéolo ao longo do rio Jacuí. (G) Foto aérea 1:25.000 ilustrando alvéolos ao longo do Rio Jacuí, delimitados por lineamentos de direções NW-SE e ENE-WSW. (H) <i>Knickpoint</i> ao longo do rio Jacuí, formando cachoeira.	110
Figura 68	- Feições morfotectônicas do planalto isolado das Cabeceiras do Paraitinga.....	113
Figura 69	- Planalto isolado das Cabeceiras do Paraitinga. (A) Vista da porção mais elevada da Bocaina (ao fundo); em primeiro plano, planície fluvial meandrante do Rio Paraitinga. (B) Imagem extraída do Google Earth, ilustrando o mosaico de campo e mata característico da paisagem dos “altos campos”. (C) Ao fundo, vista do nível topográfico aplainado com altitudes acima de 1800m, no extremo noroeste do planalto isolado (antiga pista de pouso). (D) Planície fluvial do Ribeirão do Salto, área de nascentes do Rio Paraitinga. (E) Vale assimétrico ao longo do Ribeirão dos Cochos, apresentando vertentes abruptas voltadas para sudeste, em contraste com as voltadas para noroeste, suaves e mamelonizadas. (F) Campo de matações na área dos terrenos graníticos (sudeste do planalto isolado). (G) Feição tipo pão-de-açúcar, em área de granitos. (H) Escarpamentos rochosos em área de gnaisses. (I) Planície aluvial ampla ao longo do Córrego da Esperança. (J) Vale encaixado do Rio Paraitinga, área de <i>knickpoint</i> . (K) Vale suspenso (<i>knickpoint</i> indicado pela seta), possivelmente associado a falha com componente normal. (L) <i>Knickpoint</i> . (M) Boçoroca em estágio de estabilização. (N) Perfil complexo com sucessões de colúvios intercalados com paleossolos – IIA ₁ e IIIA ₁ (BOC-36). Idades obtidas pelo método do radiocarbono: IIA ₁ – 20.270±250 AP e IIIA ₁ – 26.150±260 AP. (O) Situação semelhante à anterior, com idades semelhantes (BOC-38). IIA ₁ : 19.490±110 AP e IIIA ₁ : 26.490±260 AP. (P) Perfil complexo de rampa de colúvio com 3 horizontes enterrados (BOC – 39). IIA ₁ : 2.140±50 AP, IIIA ₁ : 7.310±80 AP e IVA ₁ : 30.070±320 AP. (Q) Detalhe do perfil anterior, mostrando os dois paleossolos mais recentes. (R) Rampa de colúvio com horizonte A enterrado (BOC-41). (S) Detalhe do perfil anterior. Idade do paleossolo: 15.200±110 AP. (T) Perfil complexo com sucessões de colúvios intercalados com paleossolos (BOC-50). (U) Detalhe do perfil anterior. IIA ₁ : 650±50 AP e IIIA ₁ : 11.000±70 AP. (V) Detalhe do perfil anterior, mostrando <i>stone-line</i> formada por seixos angulosos (de até 6 cm) de quartzo, fragmentos de rocha alterada e de material ferruginoso, situada abaixo do horizonte IIIA ₁ e acima da rocha alterada. (X) Perfil com depósito conglomerático estratificado recoberto por colúvio de cor amarela e horizonte A superficial húmico.....	114
Figura 70	- Feições morfotectônicas do planalto isolado da Serra dos Palmares.....	119
Figura 71	- Planalto isolado da Serra dos Palmares. (A) Imagem extraída do Google Earth, onde se pode observar o nivelamento dos topos de interflúvios e a baixa amplitude topográfica. (B) e (C) Vista do planalto isolado, com destaque para o aplainamento generalizado dos topos de interflúvios. (D) Escarpa rochosa de direção NE-SW, que delimita o planalto a sudeste. (E) Gnaisses bandados (foliação 348/40). (F) Plano de falha estriado preenchido por óxidos e hidróxidos de Mn (330/70//330/70 normal).....	120
Figura 72	- Feições morfotectônicas do planalto isolado da Serra da Carioca.....	122
Figura 73	- Planalto isolado da Serra da Carioca. (A) Imagem extraída do Google Earth, mostrando, em primeiro plano, a faixa estreita e alongada de direção NE-SW, correspondente ao planalto. Ao fundo, a Serra da Mantiqueira. (B) Ao fundo, vista da face noroeste do planalto da Serra da Carioca. Em primeiro plano, relevo característico dos <i>mares de morros</i> . (C) Ao fundo, crista rochosa que delimita o planalto a sudeste; em primeiro plano, planície com meandros do Rio da Prata. (D) Planície ampla na confluência do Rio da Prata com o Córrego da Areia. (E) Colúvio sobre <i>stone-line</i>	123
Figura 74	- Feições morfotectônicas dos planaltos isolados do Ribeirão da Capetinga e do Rio do Funil.....	125
Figura 75	- Planalto isolado do Ribeirão da Capetinga. (A) Imagem extraída do Google Earth mostrando em primeiro plano os planaltos do Ribeirão da Capetinga (1) e do Rio do Funil (2); ao fundo planaltos da Serra dos Palmares (3), Serra do Frade (4) e Rio do Braço (5). (B) Vista da face noroeste do planalto do Ribeirão da Capetinga, mostrando a topografia plana da área do topo. (C) Em primeiro plano, área com baixo grau de dissecação erosiva, com topos aplainados. (D) Planície ampla associada à direção NNE-SSW; nível de terraço, ao nível da moradia (norte do planalto isolado). (E) Vista da Serra do Indaiá, face sudeste do planalto do Ribeirão da Capetinga. (F) Foto aérea 1:25.000 da planície do Rio do Guaripú (local das fotos G-J). (G) Possível nível de terraço antigo (TC ₁) - nível topográfico da casa (BOC-61). (H) Mesma situação da foto anterior, em alvéolo situado a nordeste do anterior. (I) Rampa de colúvio, com paleossolo (BOC-61). (J) Detalhe da foto anterior, mostrando o perfil com horizonte A enterrado. A idade obtida pelo método do	

	radiocarbono para esse horizonte foi de 9.240 ± 50 AP.....	126
Figura 76	- Planalto isolado do Rio do Funil. (A) Imagem extraída do Google Earth, mostrando o desnível topográfico entre os planaltos do Rio do Funil (1) e Ribeirão da Capetinga (2). (B) Ao fundo, vista da face sudoeste do planalto do Rio do Funil. (C) Alvéolos ao longo do Ribeirão do Veado (norte do planalto) delimitados por estruturas NW-SE, NE-SW e WNW-ESE. O canal sofre diversas inflexões ao longo dessas direções, indicadas na figura.....	128
Figura 77	- Feições morfotectônicas dos planaltos isolados do Rio da Onça e da Serra do Frade.....	130
Figura 78	- Planalto isolado do Rio da Onça. (A) Imagem extraída do Google Earth, mostrando em primeiro plano o planalto do Rio da Onça (1), ao sul, o planalto da Serra do Frade (2), e, ao fundo, planaltos da Serra dos Palmares (3) e do Rio do Braço (4). (B) Ao fundo, vista da face norte do planalto do Rio da Onça.....	131
Figura 79	- Planalto isolado da Serra do Frade. (A) Imagem extraída do Google Earth, mostrando em primeiro plano o planalto da Serra do Frade (1) e em segundo plano, planaltos da Serra dos Palmares (2) e Rio do Braço (3). (B) Vista dos topos subniveados do planalto (1), ao fundo, Pico do Frade (2). (C) Divisor pouco nítido ao longo do Córrego Santo Antonio. (D) Milonito gnaiss, com mergulho para NW (Cachoeira do Bracuí). (E) Rampa de colúvio com horizonte A enterrado (BOC-201). Idade obtida pelo método do radiocarbono: 7.570 ± 70 AP.....	132
Figura 80	- Feições morfotectônicas do planalto isolado do Rio do Braço.....	134
Figura 81	- Planalto isolado do Rio do Braço. (A) Imagem extraída do Google Earth, mostrando (1) alinhamento de cristas de direção NE-SW, a nordeste do planalto e (2) região de baixa amplitude de relevo, próxima à borda da escarpa. (B) Alvéolo do Ribeirão João Rodrigues, Fazenda Conceição do Rio do Braço. (C) Detalhe do depósito fluvial arenoso da várzea da foto anterior. (D) Escarpa rochosa. (E) Facetas triangulares (indicadas pelas setas).....	135
Figura 82	- Feições morfotectônicas das porções elevadas no sul do Planalto da Bocaina, a leste da cidade de Cunha.....	137
Figura 83	- Porções elevadas do sul do Planalto da Bocaina, a leste da cidade de Cunha. (A) Imagem extraída do Google Earth, mostrando (1) domínio dos “mares de morros” no Planalto do Paraitinga, (2) porções elevadas do sul do Planalto da Bocaina, (3) planalto isolado do Ribeirão do Funil, (4) escarpa da Serra do Mar. (B) Foto tirada do planalto isolado das Cabeceiras do Paraitinga, mostrando na linha do horizonte, a região alongada e elevada ao sul do Planalto da Bocaina. (C) Em primeiro plano, matacões de granito na área da Pedra da Macela, ao fundo, relevo dissecado com vales profundos. (D) Biotita granito de textura média a grossa.....	138
Figura 84	- Distribuição dos locais onde foram obtidas datações, classificadas por publicação.....	140
Figura 85	- Distribuição das idades de traços de fissão, em intervalos de classe de 50 Ma.....	141
Figura 86	- Localização dos perfis estudados por Gallagher <i>et al.</i> (1995). V = rochas vulcânicas do Paraná; S = sedimentos da Bacia do Paraná; B = embasamento. Intervalos hipsométricos de 200m, exceto para elevações acima de 1200 m.....	143
Figura 87	- Idades de traços de fissão em função da elevação atual (a) e do comprimento médio (b). Legenda: $\diamond$ = embasamento, $\square$ = sedimento, Δ = basalto, o = sedimento próximo ao basalto (Gallagher <i>et al.</i> 1995).....	144
Figura 88	- 50 melhores modelos de histórias termais para as amostras do embasamento e do basalto/rochas sedimentares em contato com o basalto (Gallagher <i>et al.</i> 1995). O melhor modelo é mostrado em linha mais forte e os parâmetros previstos de traços de fissão estão à direita.....	144
Figura 89	- Representação esquemática do modelo denudacional de Gilchrist & Summerfield (1990), extraído de Gallagher <i>et al.</i> (1995). e1, e2 = taxas de denudação na planície costeira e no interior do continente, respectivamente.....	146
Figura 90	- Mapa de localização das amostras e principais feições fisiográficas, incluindo a direção da seção topográfica da figura 91 (Tello Saenz <i>et al.</i> 2003).....	147
Figura 91	- Seção topográfica com os valores de idades corrigidas obtidas pelo método de traços de fissão (Tello Saenz <i>et al.</i> 2003).....	148
Figura 92	- Histórias termais obtidas pelo modelo. (a) Serra da Mantiqueira (acima de 1000m), (b) Serra da Mantiqueira (abaixo de 1000m), (c) Serra do Mar (Extraído de Tello Saenz <i>et al.</i> 2003).....	148
Figura 93	- Seções esquemáticas transversais à margem continental do sudeste do Brasil, mostrando a formação e denudação das zonas de apagamento parcial de traços de fissão em apatita,	

	desde o Jurássico até o momento atual. a) Jurássico, b) Cretáceo Inferior, c) Cretáceo Superior e Paleógeno, d) momento atual (Silva 2006).....	150
Figura 94	- Esquema mostrando o comportamento diferencial de um pulso de denudação (D1), a partir do perfil longitudinal de canal que drena o Planalto da Bocaina e a vertente sul (Silva 2006). D1 sofre interrupções nos <i>knickpoints</i> relacionados à reativação pré-D1 da zona de cisalhamento à jusante, mas principalmente, aos relacionados à erosão diferencial devido a rochas mais resistentes situadas à montante. Um único pulso de denudação pode gerar superfícies em níveis topográficos distintos (S1A, S1B e S1C) com idades semelhantes. A superfície mais elevada (S1C) é mais nova que S1B, que por sua vez é mais recente que S1A, contradizendo modelos tradicionais de recuo de escarpas e formação de superfícies de erosão de L. King.....	151
Figura 95	- Localização das amostras coletadas para análise de traços de fissão em apatita no Planalto da Bocaina e respectivas idades.....	153
Figura 96	- Gráficos de Altitude (m) X Idade de traços de fissão (Ma) da região do Planalto da Bocaina. A- idades corrigidas e B – idades zeta. Em (A), estão indicados os números das amostras. Em (B) foram incluídos dados obtidos por Gallagher <i>et al.</i> (1994) e Silva (2006).....	154
Figura 97	- Mapas de superfícies de tendência das idades de traços de fissão em apatitas para o Planalto da Bocaina (em tracejado). A: idades zeta; B: idades corrigidas.....	155
Figura 98	- Mapa de isópacas da sequência <i>rift</i> (Chang 2003), ilustrando o complexo arranjo de falhas da fase <i>rift</i>	159
Figura 99	- Evolução esquemática tridimensional de um conjunto de falhas normais, com gráficos ilustrando a história de deslocamentos dos segmentos B e Z. (A) Estágio inicial, caracterizado por um grande número de segmentos de falhas normais com pequenos deslocamentos. Notar o relevo suave com dobras de propagação de falhas e escarpas. (B) Estágio de interação e ligação entre falhas, com crescimento dos segmentos e concentração da deformação ao longo das falhas principais (A, B, C); algumas falhas (X, Y, Z) tornam-se inativas. (C) Estágio de falhas ativas: deformação é localizada nas bordas das zonas de falhas principais (1, 2, 3), originando os principais depocentros de grábens e hemi-grábens. Notar a “morte” do segmento Z e o aumento na taxa de deslocamento no segmento B, a medida que a deformação concentra-se nas zonas de falhas principais (Gawthorpe & Leeder 2000).....	160
Figura 100	- Bloco-diagrama mostrando a influência de uma zona de transferência e de falhas de alívio na formação de canais e sistemas turbidíticos dentro de bacias distensionais. O canal penetra na bacia entre as terminações das falhas normais, onde o soerguimento dos blocos de lapa das falhas normais é menos severo (Destro 2002).....	160
Figura 101	- Histórias térmicas e histogramas de comprimentos de traços de fissão para o Planalto da Bocaina. Planaltos isolados da Bocaina: (1) Cabeceiras do Paraitinga, (2) Serra dos Palmares, (3) Serra da Carioca, (4) Ribeirão da Capetinga, (5) Rio do Funil, (6) Rio da Onça, (7) Serra do Frade, (8) Rio do Braço.....	162
Figura 102	- Diagrama de histórias térmicas de todas as amostras do Planalto da Bocaina.....	163
Figura 103	- Mapa de superfícies de tendência (1ª ordem, à esquerda e 2ª ordem, à direita) dos comprimentos médios de traços das amostras do Planalto da Bocaina.....	163
Figura 104	- Diagrama de Comprimentos médio de traços X Idades de traços de fissão (zeta) para a região do Planalto da Bocaina. Para complementar o gráfico foram incluídos os dados obtidos por Gallagher <i>et al.</i> (1994) e Silva (2006).....	165
Figura 105	- Mapas de paleotemperaturas (°C) plotados sobre o mapa atual da Bocaina no período de 240 a 20 Ma (intervalos de 20 Ma). Em contorno mais grosso, limite do Planalto da Bocaina; em seu interior estão delimitados os planaltos isolados.....	166
Figura 106	- Distribuição regional de gradientes geotérmicos na região sudeste (Hamza <i>et al.</i> 2005). Os triângulos indicam locais de medições. Em contorno branco, o Planalto da Bocaina.....	167
Figura 107	- Mapas de denudação parcial (A: 180-120 Ma, B: 120 – 60 Ma, C: 60 – 0 Ma) e cumulativa (D: 180 – 120 Ma, E: 180 – 60 Ma, F: 180 – 0 Ma) para o Planalto da Bocaina.....	168
Figura 108	- Gráfico Altitude (m) X Idades de traços de fissão para a região do Planalto da Bocaina e eventos magmáticos (Informações sobre magmatismo extraídas de Riccomini <i>et al.</i> 2005).....	169
Figura 109	- História de subsidência no centro da Bacia do Paraná (Milani <i>et al.</i> 1990).....	170
Figura 110	- Caracterização dos segmentos sudeste e nordeste do <i>Rift</i> Sul-Atlântico quanto à ascensão da astenosfera: <i>rifts</i> passivo e ativo (Bueno 2004, modificado de Milani 1987 e Dias 1991)	171
Figura 111	- Mapa de isópacas da Bacia de Santos (Chang 2003). A) Cenomaniano/Coniaciano (H4-	

	H6), B) Santoniano/Campaniano Inferior (H6-H7), C) Campaniano Superior/Maastrichtiano (H7-H7.2), D) Paleoceno/ Oligoceno Inferior (H7.2-H8.2), E) Oligoceno Superior/Mioceno Inferior (H8.2-H9), F) Mioceno Superior/Recente (H9-H10). Sequências deposicionais (H4 a H10) identificadas na figura 12.....	173
Figura 112	- Imagem do Planalto da Bocaina extraída do Google Earth. Em pontilhado, possível traçado original do Rio Mambucaba rumo aos afluentes do Rio Paraitinga. Em linha contínua, cenário atual após a sua captura pelos rios que deságuam no Oceano Atlântico. Planaltos isolados: 1 – Cabeceiras do Paraitinga, 2 – Serra dos Palmares, 3 – Serra do Frade, 4 – Rio do Funil.....	174
Figura 113	- Representação esquemática das implicações dos referenciais de posição absoluto e relativo para a interpretação do resfriamento crustal em resposta à denudação (unidades arbitrárias). (a) mostra a condição inicial de superfície do terreno a uma determinada elevação absoluta. Em (b) um dos blocos é elevado tanto em termos absolutos e também com respeito ao bloco adjacente; a queda do nível de base relacionado ao movimento relativo entre os blocos promoveria um evento denudacional no bloco elevado. (c) é a mesma situação de (b), exceto pelo fato de um dos blocos sofrer subsidência, tanto em termos de referencial absoluto, como também em relação ao bloco adjacente. Embora tectonicamente distintos em termos de movimentação vertical em relação ao geóide, os cenários (b) e (c) produziram uma resposta denudacional idêntica no bloco mais elevado. Em (d) a ruptura continental em uma região de elevação residual significativa promoveria uma queda do nível de base e um episódio denudacional e de resfriamento crustal ao longo da nova margem continental, mesmo na ausência de um evento de soerguimento tectônico. Em (e) movimentos relativos entre blocos adjacentes com drenagem interna produziram um padrão de denudação local dos altos topográficos e sedimentação nas bacias adjacentes sem mudanças na elevação regional média (Extraído de Summerfield & Brown 1998).....	175
Figura 114	- Representação esquemática do modo como a resposta denudacional à tectônica é mediada pelo sistema geomórfico. Notar que a tectônica é somente um dos fatores que influenciam a taxa de denudação (Extraído de Summerfield & Brown 1998).....	176
Figura 115	- O sistema morfotectônico (Battiau-Queney 1999).....	176
Figura 116	- Distribuição das idades convencionais de ¹⁴ C de amostras de paleossolos de perfis de colúvio no Planalto da Bocaina. Em alguns afloramentos, foi possível observar mais de um nível de paleossolo. Idades mais antigas foram observadas no planalto isolado das Cabeceiras do Paraitinga.....	179
Figura 117	- Registros globais de isótopos de oxigênio e carbono de mar profundo baseados em dados compilados de do <i>Deep Sea Drilling Project</i> (DSDP) e <i>Ocean Drilling Program</i> (ODP). Extraído de Zachos <i>et al.</i> (2001).....	183
Figura 118	- Modelo evolutivo do Planalto da Bocaina, do Jurássico aos tempos atuais. A partir da “estratigrafia” atual das idades de traços de fissão, foi esquematizada a progressão da denudação em cada período. 1) Jurássico, 2) Cretáceo Inferior, 3) Cretáceo Superior, 4) Paleógeno, 5) Pleistoceno Superior/Holoceno. Ver texto para maiores detalhes.....	186

LISTA DE QUADROS

Quadro 1	- Dados sobre a interpolação.....	53
Quadro 2	- Índices morfométricos dos planaltos isolados.....	90
Quadro 3	- Caimento dos planaltos isolados.....	91
Quadro 4	- Idades de traços de fissão obtidas para as amostras coletadas no Planalto da Bocaina.....	152

LISTA DE ANEXOS

Anexo 1	- Dados utilizados para elaboração do mapa de distribuição de idades de traços de fissão no Brasil (Figuras 84 e 85), organizados por autoria. Em cinza, estão destacados os dados utilizados nas figuras 96 e 104.
---------	---

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	3
RESUMO	5
ABSTRACT	7
LISTA DE FIGURAS.....	9
LISTA DE TABELAS.....	16
LISTA DE ANEXOS.....	16
SUMÁRIO	17
1. INTRODUÇÃO.....	19
2. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA.....	21
3. CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO.....	23
3.1 Contexto geológico regional.....	23
3.2 A evolução da Serra do Mar.....	32
3.3 As cimeiras do Brasil de sudeste e a evolução quaternária dos <i>altos campos</i>	40
3.4 A configuração do Planalto da Bocaina.....	44
4. MÉTODOS E TÉCNICAS.....	49
4.1 Materiais.....	50
4.2 Análise morfométrica e de sensores remotos.....	53
4.3 Levantamentos de campo.....	54
4.4 Trabalhos de laboratório.....	55
4.5 Análise estrutural.....	55
4.6 Termocronologia de traços de fissão em apatita.....	57
4.6.1 Fundamentos teóricos.....	57
4.6.2 Cálculo da idade.....	59
4.6.3 O fenômeno de apagamento parcial dos traços de fissão.....	60
4.6.4 Relação entre a distribuição dos comprimentos de traços de fissão e a história térmica.....	62
4.6.5 Procedimentos experimentais.....	64
4.6.6 Aplicações da termocronologia de traços de fissão em estudos geomorfológicos.....	67
4.6.7 Aplicação da análise de traços de fissão em apatitas no Planalto da Bocaina.....	77
5. CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA REGIONAL DO PLANALTO DA BOCAINA.....	78
5.1 Lineamentos morfoestruturais.....	78
5.2 Análise morfométrica.....	78
5.3 Superfícies de tendência dos planaltos isolados.....	91
5.4 Orientação da rede de drenagem.....	93
5.5 Relação entre densidade de lineamentos e rupturas de declive (<i>knickpoints</i>)	93
6. REGIMES DE ESFORÇOS TECTÔNICOS NO PLANALTO DA BOCAINA.....	96
7. PLANALTOS ISOLADOS DA BOCAINA: ANÁLISE MORFOTECTÔNICA....	105
7.1 Setores da Serra do Quebra-Cangalha e do Planalto do Paraitinga à oeste do	

Planalto da Bocaina.....	107
7.2 Planalto isolado das Cabeceiras do Paraitinga.....	111
7.3 Planalto isolado da Serra dos Palmares.....	118
7.4 Planalto isolado da Serra da Carioca.....	121
7.5 Planalto isolado do Ribeirão da Capetinga.....	124
7.6 Planalto isolado do Rio do Funil.....	124
7.7 Planalto isolado do Rio da Onça.....	129
7.8 Planalto isolado da Serra do Frade.....	129
7.9 Planalto isolado do Rio do Braço.....	133
7.10 Porções elevadas do sul do Planalto da Bocaina, a leste da cidade de Cunha...	136
8. TERMOCRONOLOGIA DE TRAÇOS DE FISSÃO EM APATITAS NO PLANALTO DA BOCAINA.....	139
8.1 Trabalhos prévios sobre traços de fissão no Brasil.....	139
8.2 Distribuição espacial das idades de traços de fissão em apatitas.....	152
8.3 Histórias térmicas e histogramas de comprimentos de traços de fissão.....	161
8.4 Paleotemperaturas e cronologia de denudação.....	166
8.5 Correlação entre fases de denudação e eventos tectono-magmáticos.....	168
9. CONSIDERAÇÕES SOBRE A INTERAÇÃO DOS FATORES DENUDACIONAIS, TECTÔNICOS E CLIMÁTICOS E A PRESERVAÇÃO DE SUPERFÍCIES CIMEIRAS.....	175
10. MODELO EVOLUTIVO.....	185
11. CONCLUSÕES.....	187
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	191

1. INTRODUÇÃO

A evolução do relevo do sudeste do Brasil está intimamente associada aos processos tectônicos cenozóicos que culminaram com a ruptura do Gondwana Ocidental e a abertura do Oceano Atlântico Sul, no Eocretáceo. A reativação normal de antigas zonas de cisalhamento durante o Paleógeno (Eoceno-Oligoceno) originou uma marcante feição tectônica: o *Rift Continental do Sudeste do Brasil* - RCSB (Riccomini 1989). Anteriormente denominado de Sistema de *Rifts* da Serra do Mar por Almeida (1976), o RCSB estende-se de Curitiba (PR) até a Barra de São João (RJ). Em seu flanco leste, entre a escarpa da Serra do Mar e o Médio Vale do Paraíba, situa-se o Planalto da Bocaina, ocupando uma área aproximada de 1800 km², na divisa dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro (Fig. 1).

A região da Bocaina compõe, juntamente com o Planalto de Campos do Jordão, os altos blocos de planaltos cristalinos do Brasil de Sudeste (Ab'Sáber 1956), com altitudes superiores a 2000 m, onde estaria preservada a *superfície dos campos* (De Martonne 1943) que, segundo Freitas (1951) e Almeida (1964), corresponderia à deformação e ao soerguimento da *superfície das cristas médias*. Para Ab'Sáber (1954), antes de sua fragmentação tectônica, a *superfície dos campos* estender-se-ia da área atual de Campos do Jordão até a Bocaina, com prolongamentos na direção da área atlântica atual e ao centro-sul de Minas Gerais, constituindo o *núcleo principal dos maciços antigos sujeitos a desnudação sub-aérea no Escudo Brasileiro*.

Em Campos do Jordão, a evolução quaternária sob climas de altitude em fragmentos da antiga superfície paleógena deformada e desnivelada deu origem a um sistema de paisagem singular em região tropical - os *altos campos* (Modenesi 1984, 1988a). Os *altos campos* no Planalto de Campos do Jordão apresentam características próprias de clima, formas de relevo, formações superficiais e vegetação, esta última formando um mosaico típico, com campos no topo dos interflúvios e setor convexo das vertentes (*lombas*) e mata nas vertentes retilíneas e anfiteatros de erosão. Mosaico muito semelhante encontra-se bem preservado nas porções mais elevadas da Bocaina, sugerindo condições pretéritas semelhantes.

A Bocaina caracteriza-se por uma sucessão de níveis topográficos, que perdem altura de NW para SE. Esses níveis, separados por vales profundos, ocorrem fragmentados em planaltos de relevo mais suavizado denominados *planaltos isolados* por Ponçano *et al.* (1981). O desnivelamento desses planaltos tem sido associado ora à preservação de superfícies de erosão de idades diferentes, ora à dissecação erosiva diferencial controlada por *knickpoints*,

ou, ainda, à reativação de antigas zonas de cisalhamento por falhas com componente normal, como exposto a seguir.

Estudos geomorfológicos anteriores (King 1956, Ab'Sáber & Bernardes 1958, Ponçano *et al.* 1981) identificaram na região da Bocaina fragmentos de superfícies erosivas de diferentes idades, sendo as topograficamente mais elevadas, as mais antigas. Em contraposição a essa idéia, Silva (2006) associou os desnivelamentos topográficos na Bocaina a *knickpoints*, condicionados pela litologia; um único pulso de denudação poderia gerar superfícies em níveis topográficos distintos com idades semelhantes.

Para Ponçano *et al.* (1981), a deformação da superfície Japi na região da Serra da Bocaina, responsável pela individualização dos planaltos isolados, poderia ter sido provocada por reativações de falhas transcorrentes de direção NE e NNE, que teriam passado a atuar com caráter gravitacional. Gontijo (1999) destacou a influência tectônica na grande amplitude topográfica observada na Bocaina, de 1100 a 1900 m, que estaria associada a desnivelamentos provocados por falhas de direção NE.

Ressalta-se que ao longo do RCSB já foram descritos diversos registros de atividade neotectônica, que tiveram uma expressiva influência na configuração atual do relevo (Riccomini 1989, Saadi 1991, Campanha *et al.* 1994, Mancini 1995, Mello *et al.* 1995, Salvador & Riccomini 1995, Silva & Ferrari 1997, Gontijo 1999, Santos *et al.* 1999, Hiruma *et al.* 2001, Modenesi-Gauttieri *et al.* 2002). A maior parte dos estudos foi realizada em bacias terciárias, onde os registros sedimentares são significativos e bem preservados. Por outro lado, nos altos platôs da borda do RCSB a descontinuidade e a pouca espessura dos depósitos dificultam o estabelecimento da cronologia dos eventos tectônicos.

Para analisar as diferentes interpretações sobre a evolução do relevo do Planalto da Bocaina, foi necessário aplicar novas técnicas, além daquelas tradicionalmente utilizadas nos estudos morfotectônicos. Uma das técnicas que vem sendo utilizada para quantificar as taxas de denudação em áreas de embasamento cristalino de margens continentais passivas, onde não existem marcadores estratigráficos, é a termocronologia de traços de fissão em apatitas. O uso desta técnica revelou uma taxa de soerguimento significativa da margem continental do sudeste brasileiro desde o Cretáceo (Gallagher *et al.* 1995, Amaral *et al.* 1997, Hackspacher *et al.* 1999).

As diversas hipóteses de evolução do Planalto da Bocaina mostram que a cronologia dos eventos tectônicos e denudacionais ainda não está bem esclarecida, havendo a necessidade de estudos que integrem informações geomorfológicas, estruturais e termocronológicas.

2. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVA

O principal objetivo da pesquisa é estabelecer idade, estilo e magnitude dos eventos tectônicos e denudacionais, responsáveis pela atual distribuição dos planaltos isolados da Bocaina, segundo uma abordagem morfotectônica, com o apoio da análise termocronológica de traços de fissão em apatitas e de determinações pelo método do radiocarbono.

Preservadas nos topos dos planaltos, as superfícies cimeiras constituem áreas-chave para o entendimento da compartimentação geomorfológica do sudeste do Brasil. A Bocaina, situada nas porções mais elevadas da Serra do Mar e caracterizada pela presença de níveis topográficos contrastantes, constitui importante área para se testar as diferentes hipóteses evolutivas.

Num quadro mais amplo, com o desenvolvimento desta pesquisa, pretendeu-se contribuir para o entendimento da origem e evolução da Serra do Mar. Se, por um lado, houve avanços significativos nas últimas décadas no conhecimento da cronologia dos eventos tectônicos e magmáticos que afetaram a região desde a ruptura continental, por outro, ainda não existe um consenso para explicar a gênese e a evolução dos relevos escarpados da margem continental brasileira (vide modelos de evolução propostos em Almeida 1976, Asmus & Ferrari 1978, Weissel & Karner 1989, Fernandes 1993, Almeida & Carneiro 1998, Gallagher *et al.* 1995, entre outros). Trabalhos mais recentes sobre o assunto são apoiados pelos novos conhecimentos da estratigrafia da Bacia de Santos e por datações obtidas a partir de métodos termocronológicos. A análise do padrão de distribuição espacial das idades de traços de fissão obtidas na Bocaina, comparada com dados regionais obtidos em trabalhos anteriores no sudeste do Brasil, é um caminho para refinar esta interpretação. O estabelecimento dos períodos de aceleração da denudação, refletida nas bacias marginais adjacentes, é importante para definir estratégias de exploração *offshore*.

Os levantamentos estruturais são a base para definir, com melhor precisão, os regimes de esforços atuantes na área de estudo. Ressalta-se, no entanto, que a maior parte dos levantamentos realizados até o momento concentraram-se nas bacias terciárias ao longo do RCSB, onde as relações entre eventos tectônicos e sedimentares são mais nítidas. Desse modo, pretende-se também, refinar a malha de dados existentes para o sudeste do Brasil. Do ponto de vista aplicado, deve-se destacar a importância dos estudos de tectônica rúptil para avaliar a estabilidade geológica de áreas para implantação de obras de engenharia de grande porte, tais como centrais nucleares, gasodutos e reservatórios de usinas hidrelétricas (vide exemplos em Hasui & Mito 1992). Mais ainda se considerarmos que a área de estudo situa-se na Zona Sismogênica de Cunha (Mito 1993), que apresenta atividade sísmica significativa. Finalmente, cabe ainda ressaltar que o conhecimento da orientação e magnitude do campo de esforços contemporâneo permite avaliar a permeabilidade de fraturas e, deste modo, inferir o fluxo de fluidos em subsuperfície, sendo igualmente importante para a geologia de petróleo e a hidrogeologia (Stewart & Hancock 1994).

3. CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO

3.1 Contexto geológico regional

O Planalto da Bocaina guarda registros de atividade tectônica de diferentes idades e magnitudes, cuja influência pode ser verificada tanto em nível regional, como local: os mais antigos registros estão relacionados à ruptura do Gondwana Ocidental e à abertura do Oceano Atlântico Sul, enquanto que os mais recentes, aos pulsos neotectônicos que desempenharam um importante papel na configuração atual do relevo.

A Bocaina insere-se no setor central da Província Mantiqueira (Hasui & Oliveira 1984), compreendendo, em sua maior parte, terrenos pré-cambrianos do Cinturão Ribeira (Fig. 2). O quadro geotectônico pré-cambriano é caracterizado por uma sucessão de colagens orogênicas desenvolvidas durante o Ciclo Brasileiro, que resultaram na consolidação da Plataforma Sul-Americana (Almeida *et al.* 2000).

Figura 2: Mapa tectônico da região Sudeste do Brasil. 1) Cráton do São Francisco; 2) Cinturão Brasília; 3) Terreno Cabo Frio; 4) Terreno Oriental – Domínio Costeiro; 5) Terreno Oriental – Arco Magmático Rio Negro; 6) Klippe Paraíba do Sul; 7) Terreno Ocidental; 8) Bacia do Paraná; 9) Corpos alcalinos do Cretáceo Superior a Eoceno; 10) Bacias do Rift Continental do Sudeste do Brasil; 11) Sedimentos cenozóicos indiferenciados; 12) Falhas reversas, *nappes*; 13) Alinhamento Magmático de Cabo Frio; 14) Limites de grábens do Rift Continental do Sudeste do Brasil. Em pontilhado, área de estudo. Fonte: Riccomini *et al.* (2004), modificado a partir de Riccomini (1989), Ferrari (1990), Mohriak & Barros (1990), Heilbron *et al.* (2000) e Ferrari (2001).

A figura 3 ilustra as principais unidades geológicas na área da Bocaina, conforme levantamento executado pela CPRM (1999 a,b). O arranjo das antigas zonas de cisalhamento neoproterozóicas de caráter dextral constituíram zonas de fraqueza, palco de sucessivas reativações tectônicas no decorrer do tempo geológico.

A partir do Neojurássico, a região foi submetida a fenômenos relacionados com a Reativação Wealdeniana (Almeida 1967), também conhecida como evento Sul-Atlântico (Schobbenhaus *et al.* 1984), que culminou com a ruptura do Gondwana Ocidental e a abertura do Oceano Atlântico Sul, no Eocretáceo. Essa fase foi precedida por intenso magmatismo toleítico no sul e sudeste brasileiro, com ápice há 133-132 Ma, representado pelos extensos derrames basálticos e diques e *sills* dos enxames de Ponta Grossa (131-129 Ma), Florianópolis (129-119 Ma) e Serra do Mar (132-119 Ma) (Marques & Ernesto 2004).

O magmatismo alcalino cenozóico e mesozóico nas partes central e sudeste da Plataforma Brasileira foi sintetizado por Riccomini *et al.* (2005) em 4 estágios principais (Fig. 4): Permiano-Triássico, possivelmente associado à propagação de esforços relacionados à Orogenia Cabo – La Ventana; Cretáceo Inferior, equivalente ao estágio *rift* nas bacias marginais atlânticas; Cretáceo Superior, concomitante ao estágio oceânico da margem atlântica e Cenozóico (Paleógeno), relacionado à evolução dos sistemas de *rifts* continentais no sudeste do Brasil e leste do Paraguai. As províncias alcalinas mostram um nítido controle tectônico do magmatismo por antigas descontinuidades crustais. Conforme os autores, razões isotópicas iniciais de Sr e Nd indicam uma origem do manto litosférico para o magmatismo alcalino da região, não suportando a hipótese de plumas mantélicas. Um modelo alternativo considerado pelos autores para explicar a fonte de calor para o magmatismo envolveria um processo duradouro de subida (*upwelling*) do manto.

Movimentos verticais opostos - descendentes na Bacia de Santos e ascendentes na região continental vizinha (Almeida 1967, Asmus & Ferrari 1978) - teriam tido importantes efeitos na porção continental e na porção *offshore*, onde são registrados rejeitos verticais da ordem de quilômetros. Durante o Paleógeno (Eoceno-Oligoceno) a reativação normal de antigas zonas de cisalhamento originou uma importante feição tectônica: o *Rift* Continental do Sudeste do Brasil - RCSB (Riccomini 1989).

Legenda da carta geológica (CPRM 1999 a,b):

Qa	Aluvião: sedimentos areno-argilosos com níveis conglomeráticos em parte retrabalhados na faixa litorânea.
Qt	Depósitos de tálus.
Qm	Depósitos de mangue: depósitos argilo-arenosos com elevada contribuição orgânica, periodicamente submerso pelas marés.
DOMÍNIO ANDRELÂNDIA	
N₇S	(Turmalina)-(granada)-muscovita-biotita leucogranitos foliados, localmente homogêneos ou gnáissicos de granulação variável, localmente pegmatóide (Folha Volta Redonda). Biotita gnaiss granítico migmatítico, porfirítico. Associam-se granitos grossos, leucocráticos a mesocráticos, inequigranulares, com megapórfiros de feldspato potássico róseo e pouca sillimanita (Folha Ilha Grande).
N₇L	Biotita granitos grossos, megaporfíricos, foliados nas bordas; com enclaves máficos e lentes quartzo-dioríticas (Granito Serra do Lagarto e Pedra Selada) (Folha Volta Redonda). Hornblenda-biotita ortognaisses bandados, associados a corpos de biotita granitóide cinza, leucocrático, inequigranular de granulação média, localmente bandados ou com estrutura nebulítica. Contém magnetita e localmente são miloníticos (Folha Ilha Grande)
DOMÍNIO PIRACAIA	
N₇N	Biotita granito cinza-claro, inequigranular e porfirítico com estrutura nebulítica, foliado (Folha Volta Redonda). Rochas granitóides porfiríticas de granulação grossa; granitóides indiferenciados (Folha Ilha Grande).
DOMÍNIO JUIZ DE FORA/PARAÍBA DO SUL	
N₇L(mb)	Biotita granitos leucocráticos a mesocráticos, de granulação média, isótopos (Granito Mambucaba).
N₇L(cr)	Anfibólio granito mesocrático, de granulação fina a média, isotrópico (Granito Carrasquinho).
N₇L(pt)	Granitos a tonalitos com anfibólio, porfiríticos de granulação grossa, isotrópicos a foliados (Granitóide Parati).
N₇N	Biotita granitos porfiríticos cinzentos a rosados, leucocráticos e foliados, de granulação variável, localmente gnáissicos.
N₇S(rt)	(Sillimanita)-(granada)-(muscovita)-biotita granitos cinzentos, leucocráticos foliados, porfiroclásticos, protomiloníticos a miloníticos com enclaves de rochas metasedimentares. Localmente contém cordierita (Granito Rio Turvo).
N₇S(la), N₇S(qg)	(Granada)-(muscovita)-biotita granitos cinza claro a brancos, leucocráticos a hololeucocráticos, foliados e localmente gnáissicos (miloníticos). Possuem textura inequigranular à porfirítica (Granito Quebra Cangalha -QG; Lagoinha - LA).
N₇L(nat)	(Hornblenda)-biotita granito a monzogranito ou granodiorito porfirítico cinza (Suite Granitóide Natividade).
N₇S	(Granada)-(muscovita) biotita granitos, leucocráticos a hololeucocráticos foliados, localmente gnáissicos e portando sillimanita.
N₇L	Biotita granitos cinza, leucocráticos a hololeucocráticos mosqueados, localmente porfiríticos, de granulação variável, foliados, localmente gnáissicos. Associam-se a rochas de composição quartzo-dioríticas, dioríticas e granodioríticas. Localmente são miloníticos.
N₇C	(Granada)-biotita gnaiss tonalítico, milonítico porfiroclástico, leucocrático a mesocrático. A granulação é média a fina, com matriz inequigranular. Associam-se a granulitos bandados, com bandas/lentes máficas finas, intercaladas com bandas félsicas de granulação média.
P₇L(qd)	(Hornblenda)-biotita ortognaisses cinzentos composição tonalítica a granítica. São rochas de granulação grossa, inequigranulares a porfiríticas, com enclaves básicos e de rochas calciossilicatadas (Suite Quirino-Dorândia).
P₈₁	(Granada)-(sillimanita)-biotita gnaisses, sillimanita-biotita xistos com intercalações de mármore dolomíticos e calcíticos, quartzitos e rochas calciossilicáticas. Os termos de composição pelítica e semipelítica encontram-se migmatizados associados a corpos de granitos anatóticos.
P₈₂	Sillimanita-granada-muscovita-biotita gnaisses xistosos migmatíticos, com intercalações de (sillimanita)-(granada)-(muscovita)-biotita xistos, (granada)-biotita leucognaisses graníticos fitados, (sillimanita)-(granada) biotita gnaiss fino e (granada)-(muscovita)-biotita granitos hololeucocráticos, de granulação variável, inequigranulares a porfiríticos. Subordinadamente ocorrem também intercalações de muscovita-quartzo xistos, biotita-muscovita-quartzo xistos feldspáticos, (grafita)-(sillimanita)-biotita gnaiss, quartzitos feldspáticos grossos, sillimanita-muscovita quartzitos grossos, calciossilicáticas, gnditos e rochas metabásicas. Frequentemente os litotipos exibem estrutura milonítica.
P₇	Biotita-hornblenda ortognaisses mesocráticos a hololeucocráticos, tonalíticos a granodioríticos, localmente graníticos cinzentos, migmatíticos com estrutura foliada a bandada quando miloníticos. A granulação é média a fina, inequigranulares, apresentando localmente porfiroclastos de hornblenda e feldspato (Folha Volta Redonda). (Hornblenda)-biotita gnaisses de composição granítica a tonalítica, inequigranulares ou porfiroclásticos, localmente migmatíticos (Folha Ilha Grande).
DOMÍNIO SERRA DOS ÓRGÃOS	
N₇L(mg)	Biotita granito cinza claro, de granulação média, maciço a discretamente foliado. Associa-se à variedades megaporfíricas (N ₇ L(mg,)) (Granito Mangaratiba).
N₇C(ub,lg)	Charnockito equigranular a porfirítico, de coloração tipicamente esverdeada, preferencialmente isotrópicos, médios a grossos, incluindo também quartzo-dioríticos e quartzo mangeritos (charnockito Ubatuba - ub e Ilha Grande - lg).
N₇S(pm)	Leucogranito de granulação média, foliada a localmente isotrópico (Granito Parati-Mirim).
N₇L₃	Granodiorito e quartzodiorito foliados ou gnáissicos e gnaisses básicos.

Convenções geológicas

	Contato		Falha normal
	Falha indiscriminada		Zona de cisalhamento oblíqua com movimentação relativa indicada
	Zona de cisalhamento direcional com movimentação indicada		Zona de cisalhamento de empurrão
	Lineamentos estruturais		Foliação tectônica/milonítica principal com mergulho medido
	Foliação tectônica/milonítica principal com mergulho subvertical		Lineação mineral com caimento medido

Figura 3 (b): Legenda da carta geológica – Folhas Volta Redonda e Ilha Grande (CPRM 1999, a,b).

Figura 4: Províncias alcalinas da região sudeste e central da Plataforma Brasileira e suas relações com as principais estruturas. (1) Bacia do Paraná (Ordoviciano Superior a Cretáceo Inferior), (2) derrames toleíticos (Cretáceo Inferior), (3) Bacia Bauru (Cretáceo Superior), (4) Bacias marginais *offshore*, (5) províncias alcalinas, (6) idade das rochas alcalinas (diamantes, Permiano – Triássico; quadrados, Cretáceo Inferior; triângulos, Cretáceo Superior; círculos, Paleógeno), (7) Eixos dos principais arcos (AX, Alto Xingu; SV, São Vicente; BJ, Bom Jardim de Goiás; PG, Ponta Grossa; RG, Rio Grande; PP, Ponta Porã), (8) Sinclinal de Torres, (9) Zonas principais de fraturas, em parte falhas litosféricas profundas (*Rifts*: MR, Mercedes; RM, Rio das Mortes; MG, Moirão; SR, Santa Rosa; AR, Assunção; Lineamentos: TB, Transbrasiliano; AP, Alto Paranaíba; MJ, Moji-Guaçu; CF, Cabo Frio; RT, Rio Tietê; SL, São Carlos-Leme; PR, Parapanema; PI, Piedade; GP, Guapiara; JC, São Jerônimo-Curiúva; RA, Rio Alonzo; PQ, Rio Piquiri; AM, Santa Lucía-Aiguá-Merin). Extraído de Riccomini *et al.* (2005).

O RCSB corresponde a uma feição tectônica desenvolvida como depressão alongada de direção ENE, paralelamente à linha de costa, que se estende de Curitiba (PR) à Barra de São João (RJ), englobando diversas bacias de idade cenozóica (Fig. 5). No quadro atual, o RCSB pode ser subdividido em três segmentos (Riccomini *et al.* 2004): (1) ocidental, que engloba a Bacia de Curitiba, as áreas de ocorrências das formações Alexandra e Pariquêra Açú e os grábens de Guaraqueçaba, Sete Barras e Cananéia; (2) central, compreendendo as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda, além das ocorrências menores de Bonfim e do Cafundó; (3) oriental, que encerra o Gráben da Guanabara, com as bacias de Itaboraí, Macacu e o gráben de Barra de São João. Novas ocorrências de depósitos terciários correlatos ao RCSB vem sendo descritas, como a Bacia de Aiuruoca (MG).

Figura 5: Contexto geológico regional do RCSB (modificado de Melo *et al.* 1985, Riccomini 1989, Riccomini *et al.* 1996, com a inclusão das superfícies cimeiras do sudeste do Brasil). 1: embasamento pré-cambriano; 2: depósitos paleozóicos e mesozóicos da Bacia do Paraná; 3: Basaltos da Formação Serra Geral; 4: maciços alcalinos mesozóicos e cenozóicos (idade em Ma na legenda); 5: sedimentos terciários do RCSB; 6: zonas de cisalhamento do Ciclo Brasiliano/Pan-Africano, em parte reativadas durante o Mesozóico-Cenozóico; 7: zonas de flexura; 8: isópacas, em km, das bacias marginais offshore; 9: epicentros de terremoto; 10: bacias do RCSB (1. Bacia de Curitiba, 2. Formação Alexandra e Gráben de Guaraqueçaba, 3. Formação Pariquêra-Açú, 4. Gráben de Sete Barras, 5. Bacia de São Paulo, 6. Bacia de Taubaté, 7. Bacia de Resende, 8. Bacia de Volta Redonda, 9. Bacia de Macacu, 10. Bacia de Itaboraí, 11. Gráben de Barra de São João); 11: superfícies cimeiras do sudeste do Brasil (1. Campos do Ribeirão Fundo, 2. Campos do Jordão, 3. Itatiaia, 4. Bocaina).

A evolução do RCSB na porção leste do Estado de São Paulo é responsável pelo surgimento das feições soerguidas das Serras do Mar e da Mantiqueira e pela feição abatida da Bacia de Taubaté.

O conhecimento sobre a estratigrafia das bacias terciárias do RCSB foi aprofundado em diversos trabalhos, tanto em nível regional (Hasui *et al.* 1978, Melo *et al.* 1985, Riccomini 1989), como local (Tricart & Silva 1958, Suguio 1969, Melo *et al.* 1989, Mohriak & Barros 1990, Salvador & Riccomini 1995, Mancini 1995, Souza *et al.* 1996, Riccomini *et al.* 1996, Salamuni *et al.* 1999, Santos 1999, Ferrari 2001, entre outros).

O modelo tectônico do RCSB, proposto por Riccomini (1989), estabelece 4 fases tectônicas (Fig. 6):

- 1) distensional NNW-SSE inicial – Paleógeno: durante esta fase haveria a formação da depressão original, com o preenchimento vulcano-sedimentar correspondente ao Grupo Taubaté;
- 2) transcorrência sinistral - Neógeno (Mioceno?): à transpressão estariam ligadas a formação das soleiras de Arujá (com a separação da drenagem do rio Tietê e do Paraíba do Sul) e de Queluz e os movimentos em gangorra na porção central da Bacia de Taubaté. À transtração estaria associada a deposição da Formação Itaquaquecetuba em uma bacia tipo *pull-apart*;
- 3) transcorrência dextral - Pleistoceno Superior: formação de novas soleiras (Alto Estrutural de Caçapava, Alto Estrutural de Resende entre outras) e remodelamento dos blocos gerando nova configuração da distribuição dos sedimentos nas bacias, num arranjo *lazy Z*;
- 4) distensional NW(WNW) - SE(ESE) final – Holoceno: deformação por falhas normais de níveis inferiores de terraços associados à evolução do Rio Paraíba do Sul.

Gontijo (1999) estudando a região da Serra da Bocaina e adjacências observou dois regimes tectônicos diferenciados: i) um distensivo, com σ_1 , NE e σ_3 NW, no Terciário Inferior, responsável pelo desenvolvimento das bacias de Resende e de Volta Redonda, e pela ocorrência de depósitos residuais correlatos reconhecidos na área; ii) um transpressivo com σ_1 NW ou WNW e σ_3 NE ou ENE, no Terciário Superior com continuidade no Quaternário. O evento transpressivo foi responsável pelo rearranjo da paisagem com o soerguimento generalizado e alteração na morfodinâmica local, provocando o ajuste da rede de drenagem, capturas e deflexões de canais, basculamentos de blocos, geração e/ou reativação de falhas e deformações nos sedimentos cenozóicos. Associado a este último evento, foram definidos dois pulsos tectônicos, sendo o primeiro entre o Plioceno e o Pleistoceno, com a movimentação dextral de direção NE e ENE e geração e/ou reativação de falhas normais. O segundo pulso, entre o Pleistoceno-Holoceno, teria reativado falhas de direção E-W e gerado falhas normais de direção NW e N-S. Este modelo difere do anterior por não incluir as fases de transcorrência sinistral (Neógeno) e distensional NW-SE (Holoceno).

Figura 6: Esboços paleotectônicos da evolução do segmento central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (1 – falha de componente predominantemente normal, 2 – falha de componente transcorrente sinistral, 3 – falha de componente transcorrente dextral, 4 – falha de componente predominantemente reversa, 5 – falha com movimentação não caracterizada. Extraído de Riccomini *et al.* (2004), modificado de Riccomini (1989).

A figura 7 sintetiza o quadro litoestratigráfico e evolução tectono-sedimentar do RCSB.

Figura 7: Quadro litoestratigráfico e evolução tectono-sedimentar do segmento central do RCSB (p – leques aluviais proximais, m-d – leques aluviais medianos a distais associados a planície aluvial de rios entrelaçados, t – depósitos de tálus, c – depósitos colúvio-aluviais, a – depósitos aluviais. Extraído de Riccomini *et al.* 2004, modificado de Riccomini (1989), Mancini (1995), Salvador & Riccomini (1995) e Riccomini *et al.* (1996).

A estratigrafia do Quaternário foi bem detalhada na região do sopé da Serra da Bocaina, na porção adjacente às bacias de Resende e Volta Redonda, por diversos autores (Meis & Moura 1984, Moura & Meis 1986, Moura & Mello 1991, Mello 1992, Peixoto 2002, entre outros). Moura & Mello (1991) propuseram uma classificação aloestratigráfica para a região, a partir da caracterização de seqüências sedimentares coluviais e aluviais, que apresentam descontinuidades morfológicas e estratigráficas associadas a diversos eventos (Fig. 8).

Figura 8: Coluna aloestratigráfica elaborada para o Quaternário Superior da região de Bananal (SP/RJ), conforme Moura & Mello (1991).

Ao longo do RCSB já foram descritos diversos registros de atividade neotectônica (Riccomini 1989, Saadi 1991, Campanha *et al.* 1994, Mancini 1995, Mello *et al.* 1995, Salvador & Riccomini 1995, Silva & Ferrari 1997, Gontijo 1999, Santos 1999, Hiruma *et al.* 2001, Modenesi-Gauttieri *et al.* 2002), com expressiva influência na configuração atual do relevo. Atualmente, conforme mecanismos focais de terremotos, a região do RCSB estaria em condições compressivas (Assumpção 1992). A evidência geológica de uma fase compressiva E-W, na região do Vale do rio Paraíba do Sul, foi verificada por Salvador & Riccomini (1995).

a partir da observação de falhas e famílias conjugadas de juntas de direções NE a ENE a NW a WNW afetando depósitos colúviais, colúvio-aluviais e aluviais de idade holocênica.

Deve-se ressaltar que o Planalto da Bocaina situa-se na Zona Sismogênica de Cunha (Mioto 1993, Fig. 9), que apresenta atividade sísmica significativa, com alguns sismos de magnitude em torno de 4 M_b , além daqueles induzidos pelas barragens-reservatório de Paraibuna-Paraitinga. A atividade neotectônica observada ao longo do RCSB impõe a necessidade de estudos mais detalhados para avaliação da estabilidade geológica da área em função do risco sísmico, no caso de implantação de obras de engenharia de grande porte, tais como usinas hidrelétricas ou nucleares.

Figura 9: Zona Sismogênica de Cunha e as estruturas geológicas maiores, conforme Mioto (1993). Planalto da Bocaina em traçado vermelho.

3.2 A evolução da Serra do Mar

A margem continental do sudeste brasileiro é um clássico exemplo de margem continental passiva com grandes escarpamentos (Ollier 1985, Battiau-Queney 1991, Thomas 1994). Como ressaltado por Summerfield (1991), estudos de modelagem de evolução de margens passivas encontram-se ainda em seus primeiros passos, apesar de sua importância para o entendimento do desenvolvimento de longa duração do relevo.

Os trabalhos de Ollier (1985), Weissel & Karner (1989) e Gilchrist & Summerfield (1990) discutem modelos de evolução de margens continentais passivas, considerando mecanismos erosivos, distensionais e isostáticos.

Ollier (1985) associou o soerguimento marginal com a ruptura do Pangea, seguido pelo recuo paralelo das escarpas das novas bordas continentais criadas. Conforme o autor, a presença dos grandes escarpamentos em várias regiões do mundo sugere que o mecanismo ocorra em uma grande variedade de contextos geológicos, não sendo controlado pela estrutura ou clima.

Segundo Weissel & Karner (1989), a topografia elevada observada ao longo de diversas margens passivas dos continentes do Gondwana (como por exemplo, a Serra do Mar) sugere que o soerguimento dos flancos de *rift* teria se mantido constante, mesmo após o final dos processos distensionais (Cretáceo), o que descartaria a hipótese de suporte termal. Os autores tentam explicar a formação de *rifts* e o soerguimento de seus flancos, a partir do mecanismo de alívio mecânico (*unloading*) da litosfera em regime distensional, idéia compartilhada por Karner & Driscoll (1993).

Gilchrist & Summerfield (1990) sugeriram que a permanência dos escarpamentos em margens passivas maduras somente poderia ser explicada pela resposta isostática da litosfera, ao ser submetida à diferentes taxas de denudação.

No Brasil, a origem dos sistemas montanhosos das serras do Mar e da Mantiqueira vem sendo discutida por geógrafos e geólogos desde o início do século XX. De Martonne (1935) foi um dos primeiros a associar a formação do relevo da Serra de Cubatão a falhamentos recentes. Freitas (1951) também apontou várias evidências a favor do caráter tectônico e recente da escarpa da Serra do Mar, como a ausência de correlação entre a resistência da rocha e a escarpa, bordos retilíneos, vales suspensos, assimetria do relevo, ausência de capturas, patamares escalonados, juventude da drenagem na encosta abrupta da serra, entre outros.

A correlação entre os eventos tectono-magmáticos no continente, associados à evolução das serras do Mar e da Mantiqueira, e os episódios de sedimentação terrígena na Bacia de Santos foi discutida em diversos trabalhos (Soares & Landim 1976, Almeida 1976, Asmus & Ferrari 1978, Macedo 1989, Pereira 1992, Ferrari *et al.* 1991, Fernandes 1993, Almeida & Carneiro 1998, Zalán & Oliveira 2005, entre outros).

O modelo de evolução tectono-magmática proposto por Almeida (1976) considera a influência da proximidade da Bacia de Santos e a presença de sistemas de falhas transcorrentes antigas reativadas tectonicamente. Conforme esse modelo (Fig. 10), movimentos verticais opostos teriam ocorrido entre a Bacia de Santos e a região continental vizinha, durante o Cretáceo Inferior. Entre o Cretáceo e o Eoceno, a região teria sofrido intenso magmatismo basáltico fissural, bem como vulcanismo alcalino do tipo central.

Posteriormente a esta atividade, haveria o desenvolvimento do sistema de *rifts*, em cujas depressões ocorreria o preenchimento sedimentar. O rifteamento tardio da região continental elevada seria provocado por um processo de deslizamento gravitacional em direção à bacia. A última pulsação tectônica, durante o Plioceno/Quaternário, seria responsável pela acentuação dos deslocamentos verticais ao longo dos *rifts*, entulhamento das bacias, acentuação do basculamento dos testemunhos da Superfície Japi e dissecação erosiva importante, tanto das vertentes meridional da Serra do Mar e setentrional da Mantiqueira, quanto da borda das bacias do Paraná e Bauru.

Figura 10: Modelo de evolução tectono-magmática proposto por Almeida (1976) para a formação do sistema de *rifts* da Serra do Mar.

Conforme o modelo evolutivo proposto por Asmus & Ferrari (1978) os esforços originados pelos movimentos verticais opostos - descendentes na Bacia de Santos e ascendentes na região costeira adjacente - estariam vinculados ao desequilíbrio isostático provocado pelo afinamento da litosfera, a partir do desenvolvimento de uma área do tipo dômico na região sudeste (estágio pré - *rift-valley*). Como consequência desses esforços a que a crosta esteve submetida, ocorreriam falhas normais, principalmente ao longo de direções de foliação e de falhas pré-cambrianas. A configuração atual do relevo, com cristas (Serras do Mar e Mantiqueira) e cavas intermediárias (Semi-grábens do Paraíba do Sul e Baixada Fluminense), seria resultado do basculamento de blocos crustais por deslizamento gravitacional (Fig. 11).

Figura 11: Perfil geológico esquemático, transversal à área afetada pelo tectonismo cenozóico, ressaltando o caráter escalonado dos falhamentos e o basculamento dos blocos resultantes. Em consequência formaram-se áreas elevadas, já modeladas hoje pela erosão (Serra do Mar, Serra da Mantiqueira, Maciço Carioca); e, entre estas, depressões em figura de semigrábens (Gráben do Paraíba, Baixada Fluminense). K indica sedimentos cretácicos e T, sedimentos terciários (Extraído de Asmus & Ferrari 1978).

Conforme o modelo de Fernandes (1993), o desconfinamento lateral da escarpa da Serra do Mar, causada pelo seu recuo erosivo em direção ao continente, provocaria a reativação de estruturas do embasamento cristalino e o colapso distensional de blocos crustais, originando o sistema de *rifts*.

Macedo (1989) destacou o papel das discontinuidades do Cinturão Ribeira na implantação de planos potenciais de *detachments* durante a ruptura continental, que levaram à formação de uma *proto-Serra do Mar*. Efeitos flexurais teriam sido responsáveis por diversos

pulsos de soerguimento na área continental, com reflexos na história deposicional da Bacia de Santos. Após a separação efetiva dos continentes, com a formação da crosta oceânica e o início da fase de subsidência termal na bacia, teria ocorrido um basculamento generalizado da plataforma, causando soerguimento da área da Serra do Mar há aproximadamente 100 Ma. O registro dessa fase seriam os depósitos de leques aluviais e deltaicos na porção proximal da plataforma carbonática (Fig. 12). Durante o Neocretáceo, três episódios fortemente prográdantes, correlacionáveis com uma fase de intrusões alcalinas (Almeida 1983), corresponderiam a expressivas movimentações na região da Serra do Mar.

A partir da análise da estratigrafia de bacias marginais brasileiras durante o Cenomaniano-Santoniano (93 a 83 Ma), Pereira (1992) faz considerações sobre a história tectônica da margem continental. O autor distinguiu 3 eventos mais importantes, aproximadamente síncronos: (1) transgressão máxima do Neocenomaniano/Eoturoniano, com duração de 1,5 a 2,0 Ma, (2) discordância Neoturoniano/Eoconiaciano (88 – 89,5 Ma), correspondente à base da Formação Santos, na Bacia de Santos, e (3) magmatismo básico de 90 a 80 Ma. Em relação à discordância Neoturoniano/Eoconiaciano, o autor considera que apresenta caráter de erosão (subaérea e submarina). Embora alguns atributos favoreçam a hipótese de rápida queda eustática para a origem da discordância, inúmeros elementos indicariam principalmente uma causa tectônica. Segundo o autor, relações espaciais e de espessuras dos tratos de sistemas e características sedimentológicas e paleobatimétricas, juntamente com modelagens simples de subsidência, não seriam congruentes com uma variação eustática sinusoidal. A influência do tectonismo intraplaca a partir do Neoturoniano/Eoconiaciano teria modificado a história deposicional das bacias marginais. Na Bacia de Santos, esse tectonismo seria evidenciado pelo intenso soerguimento da Serra do Mar e do norte da bacia, acompanhados de magmatismo, iniciado há 90 Ma no continente (Araxá, MG), e há 88 Ma, na bacia. A causa desse tectonismo estaria associado provavelmente a esforços gerados por reajustamentos gerais na geometria ou na velocidade de deslocamento da Placa Sul-Americana.

Almeida & Carneiro (1998) consideram que as escarpas da Serra do Mar teriam se desenvolvido bem mais a leste da posição geográfica atual (Fig. 13). A mudança de posição seria causada pelo recuo erosivo diferencial, de sudeste para noroeste, a partir da Falha de Santos, situada na atual plataforma continental, condicionado pelas estruturas e unidades litológicas pré-cambrianas.

Figura 12: Estratigrafia da Bacia de Santos (Simplificado de Chang 2003, adaptado de Pereira & Feijó 1994).

Este recuo teria se dado no decorrer de 3 a 4 dezenas de milhões de anos. Segundo os autores, essa hipótese seria a mais provável, uma vez que não foram observadas evidências de falhamentos neotectônicos em seu sítio atual. Além disso, o nivelamento generalizado dos cimos da Serra do Mar pelas superfícies de aplainamento do Japi e do Alto Tietê em vasta região do sudeste do Brasil indicaria que estas estender-se-iam, em sua origem, para a área hoje ocupada pela plataforma continental. Essa idéia já havia sido levantada por Ab'Sáber & Bernardes (1958), que ressaltaram o raio de curvatura extremamente grande do arqueamento das rígidas formações pré-cambrianas do Planalto Brasileiro, provável indicativo da existência de continuções territoriais bastante extensas para leste, da ordem de centenas de quilômetros, no mínimo. Outro fato apontado por Almeida & Carneiro (1998) é que a Serra do Mar, ocupando seu sítio atual, não poderia fornecer à borda da Bacia de Santos clásticos grossos como os encontrados na Formação Santos, considerando a distância de até uma centena de quilômetros que os separam. Estudos de traços de fissão em apatitas (Gallagher *et al.* 1994, Vignol-Lelarge *et al.* 1994) corroborariam essa hipótese.

Figura 13: Esquema da origem e recuo erosivo da Serra do Mar, segundo Almeida & Carneiro (1998). Estágios: 1. Soerguimento senoniano erodido, causando deposição nas bacias de Santos e do Paraná (A - Vulcanismo alcalino; F - Falha de Santos). 2. Elaboração da Superfície Japi no final do Senoniano. 3. Deformação da Superfície Japi no Paleoceno. Surge a Serra do Mar (SM) na Falha de Santos (F), o sistema de grábens continentais e começa a se desenvolver, na costa, a plataforma continental (P). 4. Recuo erosivo (R) da Serra do Mar para sua posição atual (DP - Depressão Periférica). Intrusões alcalinas sustentam ilhas. Convenções: 1. Depósitos da Fm. Santos, 2. Cobertura fanerozóica sotoposta ao basalto Serra Geral, 3. Formação Serra Geral, 4. Corpos alcalinos, 5. Grupo Bauru, 6. Falhas.

Com uma temática semelhante à de Almeida & Carneiro (1998), Zalán & Oliveira (2005) discutiram a origem e evolução estrutural do sistema de *rifts* cenozóicos do Sudeste do Brasil, distinguindo 2 fases principais, que se seguiram à ruptura continental (134-114 Ma): uma primeira, de origem termal, associada à passagem da Placa Sul-Americana sobre o *hot spot* de Trindade, responsável por um soerguimento neocretácico (89-65 Ma) acompanhado de intenso magmatismo, e, uma segunda fase (58-20 Ma), iniciada 7 Ma após a cessação do soerguimento, associada a um colapso gravitacional do megaplanalto em direção às áreas deprimidas, que originaram corredores de grábens paralelos à costa (Fig. 14). Durante a primeira fase formou-se um megaplanalto (Serra do Mar Cretácea) que, ao final de seu soerguimento, teria sido nivelado pela Superfície Japi a altitudes em torno de 2000 m em relação ao nível do mar atual; o limite oriental deste megaplanalto coincidiria com a atual linha de charneira das Bacias de Santos e Campos. A diferença principal entre este modelo evolutivo e o de Almeida & Carneiro (1998) é o destaque dado ao papel tectônico, em contraposição à hipótese de recuo erosivo.

Figura 14: Mapa topográfico do Sudeste do Brasil (SRTM/USGS) com o arcabouço estrutural regional dos Sistemas de *Rifts* Cenozóicos do Sudeste do Brasil interpretado (Zalán & Oliveira 2005). Números indicam grábens dentro dos *rifts*: Paraíba do Sul: (1) São Paulo, (2) Taubaté, (3) Queluz, (4) Resende – Volta Redonda, (5) Baixo Paraíba do Sul. Litorâneo: (6) Barra de São João, (7) Guanabara, (8) Ubatuba, (9) Santos, (10) Ribeira do Iguape, (11) Cananéia, (12) Paranaguá. Ribeira: (13) Sete Barras, (14) Alto Ribeira. Planalto da Bocaina corresponde às áreas elevadas situadas entre os grábens de Queluz (3), Resende (4) e Guanabara (7).

Uma abordagem adotada por Soares & Landim (1976) para estimar taxas de soerguimento e de erosão na região centro-sul do Brasil partiu da correlação espacial entre superfícies erosivas e depósitos correlativos. Conforme os autores, as superfícies estariam relacionadas ao soerguimento continental e a bacias hidrográficas regionais, sendo resultado do estabelecimento de níveis de bases locais condicionados pela litologia e estrutura. Este soerguimento teria provocado um basculamento para oeste, segundo um eixo localizado na faixa das serras costeiras (Mantiqueira, Paranapiacaba e Mar). O cálculo das razões de erosão e de soerguimento responsáveis pela geração das superfícies erosivas na região foram balizadas a partir da idade de início do soerguimento da Superfície Sul-Americana (Fig. 15). Embora tal idade não estivesse bem estabelecida à época, os resultados mostraram razões de erosão e de soerguimento crescentes de oeste para leste. Taxas mais altas de soerguimento ($> 0,2$ mm/ano) foram obtidas na região nordeste do Estado de São Paulo (Guaratinguetá), prolongando-se para o Estado do Rio de Janeiro. Conforme os autores, a mais elevada razão

de basculamento teria ocorrido na região da Serra do Mar, entre São Paulo e Rio de Janeiro, e estaria relacionada às falhas observadas nas serras costeiras.

Figura 15: Perfil longitudinal da Bacia do Rio Tietê, mostrando os diversos níveis com cobertura neocenoica e taxas de soerguimento e de erosão para diferentes setores (Soares & Landim 1976).

3.3 As cimeiras do Brasil de sudeste e a evolução quaternária dos *altos campos*

A Bocaina insere-se no quadro de paisagens do sudeste do Brasil, caracterizado pelas terras altas, maciças e acidentadas, morfologia tropical úmida, climas tropicais de altitude e área de domínio quase absoluto da zona florestal atlântica brasileira (Ab'Sáber & Bernardes 1958).

A região da Bocaina compõe, juntamente com o Planalto de Campos do Jordão, os altos blocos de planaltos cristalinos do Brasil de Sudeste (Ab'Sáber 1956) com altitudes superiores a 2000 m, onde estaria preservada a *superfície dos campos* (De Martonne 1943). Para Ab'Sáber (1954), antes de sua fragmentação tectônica, essa superfície estender-se-ia da área atual dos Campos do Jordão até a Bocaina, com prolongamentos em direção ao Oceano Atlântico atual e ao centro-sul de Minas Gerais, constituindo o *núcleo principal dos maciços antigos sujeitos a desnudação sub-aérea no Escudo Brasileiro*. Foi a partir dela que se realizaram os ciclos erosivos responsáveis pelo estabelecimento dos níveis mais baixos do Planalto Atlântico (Ab'Sáber 1955). Conforme o autor, tais áreas tiveram uma permanente aptidão para se preservarem na forma de velhos planaltos cristalinos, fornecendo sedimentos para as bacias sedimentares circunvizinhas.

Segundo Freitas (1951) e Almeida (1964), a *superfície dos campos* corresponderia na realidade à deformação e ao soerguimento da *superfície das cristas médias* (Superfície de Aplainamento Japi), idéia incorporada em trabalhos posteriores. Quando não soerguida, a superfície Japi estaria nivelada a cerca de 1200 – 1300 m de altitude.

A Superfície Japi, presente em grandes extensões do sudeste do Brasil, é considerada balizadora do início da sedimentação nas bacias terciárias (Almeida 1976). Quanto a sua idade, Almeida (1964) inicialmente a considera anterior à sedimentação das “bacias do Paraíba e de São Paulo”, tidas como pliocênicas; por outro lado, considera que ela estaria sendo “esculpida quando foi coberta pela sedimentação senoniana do Grupo Bauru”. Retomando o assunto em 1976, o autor atribui uma idade eocênica, pelo fato dela existir antes da subsidência do gráben do Paraíba do Sul e ter nivelado as intrusões alcalinas senonianas. Conforme Almeida (1986), o Ciclo Japi teria sido muito extenso e intenso, tendo destruído os aparelhos vulcânicos mesozóicos e exposto diques e outras estruturas subvulcânicas.

No Gráben da Guanabara, a presença de hialoclastitos fonolíticos datados de $65,65 \pm 0,05$ Ma em uma janela do embasamento em meio aos sedimentos da Bacia de Macacu evidenciam, pela sua preservação, que a erosão no embasamento foi incipiente ou até mesmo ausente, restringindo ao Neocretáceo a atuação dos processos erosivos do ciclo Japi nesta região (Ferrari *et al.* 2001). No mesmo gráben, na Bacia de São José de Itaboraí, Couto (1953, 1958) descreveu uma fauna de vertebrados, entre eles, mamíferos datados provavelmente do Neopaleoceno, que posicionariam a deformação da superfície Japi entre o final do Cretáceo e o início do Terciário, prosseguindo menos intensamente no Eoceno/Oligoceno, até provavelmente o Eo- a Mesomioceno (Almeida & Carneiro 1998). Na borda norte desta bacia foram identificados derrames de lavas ankaramíticas, com estrutura almofadada preservada, intercaladas com travertinos e conglomerados (Klein & Valença 1984), datadas de $52,6 \pm 2,4$ Ma pelo método K-Ar (Riccomini & Rodrigues-Francisco 1992).

Depósitos rudáceos de leques aluviais dispostos sobre as serras de Itaqueri, São Pedro, São Carlos e Cuscuzeiro, atribuídos à Formação Itaqueri, seriam correlativos à evolução da Superfície Japi (Soares & Landim 1976, Melo & Ponçano 1983, Riccomini 1997). De acordo com Riccomini (1995, 1997), a idade desta formação seria paleocênica a eocênica, pela existência de processos de silicificação hidrotermal penecontemporâneos à sedimentação, associados à colocação de corpos de rochas alcalinas desta idade ao longo do Alinhamento do Rio Moji-Guaçu.

Na Bacia de Santos, Macedo (1989) correlacionou a discordância entre as seqüências deposicionais indicadas por Pereira & Feijó (1994) como K-120 (maastrichtiana) e T-10

(paleocênica) à superfície Japi (Fig. 12). Almeida & Carneiro (1998) consideraram, no entanto, que esta discordância corresponderia ao evento de deformação da Superfície Japi, que deu origem aos semigrábens.

Preservadas nos topos dos planaltos, as superfícies cimeiras constituem áreas de especial interesse para o entendimento da evolução geomorfológica do sudeste do Brasil. Nas regiões elevadas da Serra da Mantiqueira, a evolução quaternária sob climas de altitude resultou em um sistema de paisagem singular em região tropical - os *altos campos* (Modenesi 1980, 1988) – dotado de características próprias de clima, formas de relevo, formações superficiais e vegetação (Fig. 16). No Planalto de Campos do Jordão, os *altos campos* caracterizam-se pela distribuição da vegetação em típico mosaico de mata e campo: campos recobrem topos de interflúvio e setor convexo das vertentes, enquanto que a mata ocupa o setor retilíneo inferior das vertentes convexas, as vertentes retilíneas e os anfiteatros de erosão. A profunda alteração das rochas e os solos pouco espessos caracterizam as formações superficiais. Estudos geomorfológicos de detalhe desenvolvidos no Planalto de Campos do Jordão (Modenesi 1983, 1988a, 1988b) e no Maciço Alcalino de Itatiaia (Modenesi 1989, 1992; Modenesi-Gauttieri & Toledo 1996) foram sintetizados por Modenesi-Gauttieri (2000).

Figura 16: Relação das formas de relevo com os materiais superficiais e a cobertura vegetal dos *altos campos*. (1) solo atual (horizonte A ou A/B); (2) colúvio; (3) colúvio rudáceo estratificado com matriz de latossolo; (4) Mistura coluvial de solo latossólico vermelho e clastos de rocha alterada; (5) depósito conglomerático; (6) horizonte A enterrado; (7) *stone-line*; (8) areia; (9) sedimento rico em matéria orgânica; (10) rocha alterada; (11) profundidade dos materiais superficiais (Modenesi 1988a).

A análise do modelado e da estrutura superficial da paisagem dos *altos campos* nessas áreas mostra uma sucessão de episódios de degradação das vertentes por movimentos de massa, que levaram à formação dos anfiteatros de erosão, e intervalos de estabilidade,

evidenciados por depósitos de turfa e paleossolos intercalados nas seqüências colúviais (Modenesi-Gauttieri 2000).

Nas regiões mais elevadas do Planalto da Bocaina (acima de 1500 m), encontra-se preservado um mosaico de mata e campo muito semelhante ao observado no Planalto de Campos do Jordão (Fig. 17). Ruellan & Azevedo (1949) observaram alguns fatores contrários ao papel de clímax dos campos da Bocaina, tais como: a) existência de pequenos trechos de mata nas partes convexas das elevações; b) a presença de várias espécies de árvores em altitudes elevadas; c) a uniformidade do tipo de solo, tanto das áreas campestres, como das florestais.

Figura 17: Mosaico de campo e mata nas porções mais elevadas do Planalto da Bocaina, acima de 1500 m.

Em contraposição, Ab'Sáber & Bernardes (1958), a partir da observação do arranjo dos andares da vegetação segundo os diversos níveis hipsométricos, verificaram que a floresta se expande pelos grotões dos vales principais situados acima de 1100 – 1300 m, deixando porém os interflúvios mais elevados (1700 – 2000 m) recobertos por campos de altitude.

Estudos palinológicos realizados por Behling *et al.* (2006) mostraram que durante o período 18.570 – 14.570 cal AP havia predominância de campos com freqüentes queimadas nas porções mais elevadas da Bocaina, que indicaria condições relativamente secas e frias. A floresta de altitude estaria restrita a vales protegidos ou a vertentes mais baixas. Somente

durante o Holoceno teria havido a expansão da floresta de altitude. Desse modo, os campos da Bocaina constituiriam remanescentes de vegetação de épocas glaciais.

3.4 A configuração do Planalto da Bocaina

O Planalto da Bocaina passa a ser individualizado geomorfologicamente a partir da Divisão Regional do Estado de São Paulo, elaborada por Monbeig (1949), que o define como zona da Sub-região Serrana do Planalto Atlântico, fato justificado por sua altitude, sua situação marginal e, mesmo, seu isolamento.

Ab'Sáber & Bernardes (1958) observaram que os principais alinhamentos do relevo regional no Vale do Paraíba dispõem-se paralelamente, orientados de nordeste para sudoeste. É o caso das serras da Mantiqueira, do Quebra-Cangalha e da Serra do Mar. No Planalto da Bocaina, os autores identificaram nitidamente um resto preservado da *superfície dos campos* (1700 - 2000 m); a *superfície das cristas médias* (1000 - 1100 m) seria representada pelos altos subnivelados da Serra do Quebra-Cangalha. King (1956) havia considerado que as porções mais elevadas da Bocaina e da Serra do Quebra-Cangalha seriam remanescentes da Superfície Pós-Gondwana, mais antiga que a Superfície Sul-Americana.

Uma das primeiras menções à geomorfologia da região da Bocaina foi registrada no relato de excursão à região de Lorena e à Serra da Bocaina por Ruellan & Azevedo (1949). Esses autores destacam no setor da serra o predomínio das direções 60 a 80° NE e mergulhos elevados dos gnaisses e biotita xistos, e, no trecho mais escarpado, um escalonamento para o sul, contrário à estrutura, que mostra camadas com mergulho geral NW. No setor de planalto, nos níveis mais baixos, predominam gnaisses xistosos com intercalação de biotita xistos com mergulhos para SE, enquanto que nos mais elevados, gnaisses graníticos. Os autores consideram possível que a Serra da Bocaina constitua um bloco elevado por falhas escalonadas. O caráter recente dessas falhas seria indicado por diversos fatores: a) juventude da encosta da serra, escarpada e abrupta, b) a diferença de nível entre o Planalto da Bocaina e a planície do Paraíba do Sul, que chega a ser de 1500 m, c) a situação das nascentes dos cursos d'água que dissecam a encosta, nas proximidades da borda do planalto, sem progresso notável para o interior, d) a inexistência ou, pelo menos, a não verificação de capturas, e) o perfil abrupto dos cursos d'água dissecando a encosta.

Conforme Almeida (1964), a Bocaina caracteriza-se por um relevo ondulado, muito retrabalhado pelo ravinamento, com amplitudes locais atingindo de 2 a 3 centenas de metros, cuja configuração sugere um *horst* intensamente erodido, orientado a NE. A deformação da superfície Japi na região da Serra da Bocaina é sugerida pela presença de planaltos isolados e desnivelados (Ponçano *et al.* 1981), que perdem altura de NW para SE, caracterizados pelo relevo mais suavizado (Fig. 18). Conforme os autores, esses desnivelamentos poderiam ter sido provocados por reativações de falhas transcorrentes (Rio Bonito e Cubatão) e fraturas de direção NE e NNE, que teriam passado a atuar com caráter gravitacional. Os planaltos isolados que coroam as bordas da Serra do Mar constituiriam uma superfície de erosão muito evoluída, mais recente que a superfície cimeira da Serra da Bocaina, possivelmente correlacionável àquela que nivela a Serra do Mar diante de Ubatuba, Bertioga, Santos etc.

Para Gontijo (1999) a grande amplitude topográfica no Planalto da Bocaina - variando de 1100 a 1900 m, de oeste para leste - estaria associada a desnivelamentos provocados por falhas reativadas de direção NE.

A partir do cálculo dos desnivelamentos altimétricos em drenagens de 2ª ordem, Silva *et al.* (1993) elaboraram uma compartimentação morfoestrutural da região do Médio Vale do Paraíba do Sul e áreas serranas adjacentes. O arranjo espacial dos compartimentos morfoestruturais, controlado por estruturas NE-SW, NW-SE e E-W, estaria relacionado ao desenvolvimento do RCSB e, em parte, reproduziria o padrão de formas rômbricas escalonadas de Macedo *et al.* (1991). Conforme este modelo, tais formas limitariam-se a leste e oeste por lineamentos predominantemente NE, típicos do Pré-Cambriano, e a norte e sul por zonas de transferência, com direção E-W, instaladas durante a abertura do Oceano Atlântico (fase *rift*) e reativadas durante a trajetória das placas (fase *drift*).

Figura 18: Localização dos planaltos isolados da Bocaina (Ponçano *et al.* 1981).

<i>Planalto</i>	<i>Escarpas limítrofes</i>	<i>Interv. Top – (m)</i>	<i>Cota Máxima (m)</i>	<i>Alt. Média de topos (m)</i>	<i>Observações</i>
Cabeceiras do Rio Paraitinga e Mirante	Serra da Bocaina (1875 m) Alto da Vaca Branca	1500 a 1850	1842	1680	O Rio Paraitinga corre em um grande trecho, a cotas abaixo de 1500 m, em vale aberto. Predominam relevos serranos e montanhosos. Na sua extremidade oeste há pequeno planalto situado acima de 1800 m, já na junção da Serra da Bocaina com a Serra do Quebra-Cangalha.
Serra dos Palmares	Serra das Perobeiras Serra dos Pilões	1400 a 1580	1580	1490	A Serra dos Palmares é interna ao Planalto, que para SE mostra menores altitudes.
Serra da Carioca	Serra da Bocaina (1452 m) Serra da Carioca	1200 a 1400	1399	1340	É drenado pela bacia do Rio da Prata, que é afluente do Rio Pirai. Localiza-se no extremo leste da Serra da Bocaina.
Ribeirão da Capetinga	Alto do Palmital (1768 m)	1400	–	–	É um planalto elevado em relação ao do Rio do Funil, cerca de 150 m.
Rio do Funil	Serra do Mar (1258 m)	1200 a 1300	1271	1260	É adjacente à Serra do Mar, com relevo de MORROS PARALELOS (2 4 4)
Rio da Onça		1300 a 1730	1730	1430	Talvez seja o prolongamento para sudoeste do Planalto da Serra dos Palmares do qual é separado por espigões.
Serra do Frade	Pico do Frade (1589 m)	1140 a 1320	1319	1220	É adjacente à Serra do Mar e inclina-se para sudeste.
Rio do Braço	Serra do Mar (1125 m) Morro do Ariã (1541 m)	1060 a 1220	1218	1120	É adjacente à Serra do Mar. Ocorre relevo muito baixo e restrito (231) dentro do relevo (2 4 4).

Figura 18: continuação da página anterior.

Na unidade morfoestrutural do Planalto da Bocaina, Silva *et al.* (1993) identificaram os compartimentos de degraus escarpados, degraus/serras reafeiçoados e colinas (Fig. 19). Os degraus escarpados delimitariam o Planalto da Bocaina em suas vertentes continental e oceânica, sendo representados pelas serras da Carioca, dos Palmares, da Bocaina e do Frade. Dentre os degraus reafeiçoados, os mais importantes seriam o compartimento Sertão da Bocaina, de direção E-W, com altitudes que variam de 1000 a 1800 m, e o Quebra-Cangalha (800 - 1100 m). Destacam-se, ainda, os alinhamentos de compartimentos de colinas pouco dissecadas de direção NE-SW, com altitudes médias de 1000, 1200, 1300 e 1500 m, limitados por feições lineares bem marcadas com orientação NW-SE. Esses relevos colinosos coincidiriam com os planaltos isolados identificados por Ponçano *et al.* (1981).

Figura 19: Compartimentos morfológicos do Planalto da Bocaina, estabelecidos a partir do cálculo dos desnivelamentos altimétricos (Extraído de Silva *et al.* 1993). Vide legenda abaixo.

PLANALTO DA BOCAINA								
Colinas			Degraus escarpados			Degraus/serras reafeiçoados		
Compartimento	Altitude (m)	Orientação	Compartimento	Altitude	Orientação	Compartimento	Altitude (m)	Orientação
C12 Ribeirão Santana	550-750	NE-SW	D2 Serra da Carioca	1100-1900	NE-SW	DR7 Sertão da Bocaina	1000-1800	E-W
C13 Encruzilhada	1000-1200	NE-SW	D3 Serra dos Palmares	1500-1600	E-W	DR8 Quebra-Cangalha	800-1100	NE-SW
C14 Taquara/Campo Comprido	1500	NE-SW	D4 Serra da Bocaina	1000-1900	E-W	DR9 Getulândia	600-750	NE-SW
C15 Ribeirão do Boqueirão	1200-1300	NE-SW	D5 Serra do Frade	1100-1500	ENE-WSW	DR10 Rio Turvo	600-1000	ENE-WSW
C16 Seda Moderna	1200	NE-SW				DR11 São José do Barreiro	600-800	NE-SW
C17 Rio da Onça	1500	NE-SW				DR12 Rio Itagaçaba	600-1000	NE-SW
C18 Rio do Funil	1300-1500	ENE-WSW						
C19 Bairro Charquinho	1300-1500	NE-SW						
C20 Campos de Cunha	1000-1100	NE-SW						
C21 Alto Paraitinga	1000	NNE-SSW						

Figura 19 (cont.): Compartimentos morfológicos do Planalto da Bocaina, estabelecidos a partir do cálculo dos desnivelamentos altimétricos (Extraído de Silva *et al.* 1993).

4. MÉTODOS E TÉCNICAS

Para se entender o significado morfotectônico dos diferentes níveis topográficos da Bocaina, foi necessário que os métodos e as técnicas escolhidos abrangessem diferentes escalas temporo-espaciais. A região da Bocaina guarda registros de atividade tectônica de diferentes idades e magnitudes, cuja influência pode ser observada tanto em nível regional, como local: os mais antigos estão relacionados à ruptura do Gondwana Ocidental e à abertura do Oceano Atlântico Sul, enquanto que os mais recentes correspondem aos pulsos neotectônicos que desempenharam um importante papel na configuração atual do relevo.

A metodologia integrou estudos geomorfológicos e estruturais, segundo uma abordagem morfotectônica (Doornkamp 1986) e teve como apoio a análise termocronológica de traços de fissão em apatita e datações pelo método radiocarbono(^{14}C).

O termo *neotectônica* é aqui empregado segundo a definição da Comissão de Neotectônica da *International Union for Quaternary Research* - INQUA (e.g. Mörner 1989) e se refere a quaisquer movimentos da Terra ou deformações do nível de referência geodésico, seus mecanismos, sua origem geológica (quão antiga possa ser), suas implicações para vários propósitos práticos e suas extrapolações futuras. O termo *morfotectônico* é usado para designar formas ou paisagens originadas sob controle tectônico ativo, conforme a concepção de Saadi (1991). Os métodos para o estudo da morfotectônica baseiam-se em trabalhos de campo, interpretação de produtos de sensores remotos (fotos aéreas e imagens de satélite) e análise de cartas topográficas, em diferentes escalas (Doornkamp 1986, Panizza & Castaldini 1987, Zuchiewicz 1991). A identificação de feições relacionadas ao tectonismo recente baseia-se no reconhecimento da idade das camadas mais recentes afetadas por estes movimentos e das formas de relevo criadas (escarpas abruptas e não dissecadas, facetas bem preservadas, entre outras).

Técnicas de geoprocessamento e modelos digitais de terreno, utilizados em estudos morfotectônicos (Roessner & Strecker 1997, Johansson 1999, Mayer 2000), foram empregados para mapear estruturas tectônicas e obter parâmetros morfométricos. A análise morfométrica teve por finalidade auxiliar a identificação de áreas anômalas e/ou discontinuidades, onde a probabilidade de se encontrar registros bem preservados de depósitos recentes e de estruturas tectônicas é maior (cf. Deffontaines 1989, Zuchiewicz 1991).

A termocronologia de traços de fissão em apatita constitui uma importante ferramenta para determinar as histórias térmicas e idades de resfriamento em escalas de tempo de 10^6 a

10^8 anos, permitindo estabelecer taxas de denudação de blocos de embasamento. Esta técnica vem sendo amplamente aplicada em estudos sobre evolução de flancos de *rift* (Foster & Gleadow 1996, Van der Beek *et al.* 1998), cadeias de montanhas em áreas tectonicamente ativas (Liu *et al.* 2000, Sorkhabi *et al.* 1996, Chen *et al.* 2001) e falhas rúpteis (Ribeiro 1996). No Planalto da Bocaina, a técnica foi aplicada para obter idades e taxas de denudação, bem como auxiliar na identificação de possíveis falhas, comparando-se as idades de traços de fissão dos planaltos isolados. Embora a maior parte dos trabalhos dessa natureza sejam desenvolvidos em âmbito regional, o uso desta técnica no Planalto da Bocaina foi favorecido pela magnitude dos desníveis topográficos, que chegam a ser superiores a 1000 m. Considerando sua importância para o desenvolvimento da pesquisa, os fundamentos teóricos e procedimentos experimentais do método são apresentados de forma mais aprofundada no capítulo 4.6.

A integração dos dados geológicos e termocronológicos permitiu elaborar um modelo evolutivo para o Planalto da Bocaina.

De acordo com a metodologia apresentada, a pesquisa foi desenvolvida em etapas, descritas a seguir.

4.1 Levantamento da documentação e *softwares* utilizados

Para o desenvolvimento da pesquisa foi utilizada a seguinte documentação (Fig. 20):

- Cartas topográficas na escala 1:50.000 do IBGE: Cruzeiro (1974), São José do Barreiro (1974), Bananal (1974), Volta Redonda (1973), Campos de Cunha (1974), Rio Mambucaba (1974), Cunhambebe (1973), Mangaratiba (1973), Cunha (1974), Parati (1974) e Angra dos Reis (1974);
- Cartas topográficas na escala 1:10.000 do Plano Cartográfico do Estado de São Paulo (1978);
- Fotos aéreas na escala 1:25.000 do levantamento da VASP Aerofotogrametria S/A - Secretaria da Agricultura / Instituto Brasileiro do Café (1971-1973);
- Imagem de satélite na escala 1:250.000 TM - Landsat 5, Banda 4, obtida em 20/07/94, azimute 47° , elevação solar 30° ;
- Imagem de satélite na escala 1:100.000 TM - Landsat 7;
- Mosaico semicontrolado de radar na escala 1:250.000;

- Modelos digitais de terreno elaborados a partir de dados do SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), NASA, com resolução de 90 m, disponibilizados no site do U.S. Geological Survey, EROS Data Center, Sioux Falls, SD (<http://seamless.usgs.gov>).

Softwares:

- MAPINFO (MapInfo) e ARCGIS (ESRI): organização de bases georeferenciadas;
- IDRISI (Clark University) e ARCGIS (ESRI): elaboração de mapas morfométricos;
- SURFER (Golden Software): geração de mapas de isovalores;
- Aplicativo para tratamento de lineamentos geológicos (Geojá Mapas Digitais Ltda): programa MAPBASIC para geração de diagrama de rosáceas e de mapas de densidade de lineamentos;
- STERONETT: análise estrutural (método gráfico de Angelier & Mechler 1977);
- GOOGLE EARTH (<http://earth.google.com>): extração de imagens 3D.

4.2 Análise morfométrica e de sensores remotos

Os modelos digitais de terreno (MDT) foram gerados a partir da digitalização de cartas topográficas na escala 1:50.000 do IBGE e de dados do SRTM, com resolução espacial de 90 m, disponibilizados no *site* do U.S. Geological Survey, EROS Data Center, Sioux Falls, SD (<http://seamless.usgs.gov>).

Além de constituírem a base para obtenção dos parâmetros morfométricos e de cartas temáticas (hipsometria, declividade, orientação de vertentes, sombreamento de relevo, entre outras), os MDT's possibilitaram uma visão tridimensional da topografia, realçando as principais estruturas e a distribuição dos planaltos isolados. O MDT gerado a partir das cartas do IBGE incluiu a digitalização de todas as curvas de nível e pontos cotados; a interpolação dos dados foi feita no programa SURFER (Quadro 1).

Quadro 1: Dados sobre a interpolação.

Método de interpolação	Krigagem
Raio de procura	1000 m
Grid	4156 linhas x 5144 colunas
Resolução	20 m

As cartas topográficas na escala 1:50.000 também foram utilizadas para a elaboração dos seguintes mapas morfométricos: superfícies de base, gradientes hidráulicos e densidade de drenagem. Para a elaboração desses mapas utilizou-se critérios de hierarquização de rede de drenagem propostos por Strahler (1952).

O mapa de superfícies de base (Jain 1984, Golts & Rosenthal 1993) possibilita visualizar contrastes acentuados no padrão de relevo de uma área, os quais podem indicar movimentações recentes. Adotou-se os seguintes procedimentos para sua confecção: a) hierarquização da rede de drenagem; b) obtenção dos pontos de intersecção dos canais de drenagem de 2ª ordem com as curvas de nível; c) geração de mapa de isovalores.

O mapa de gradientes hidráulicos, conforme a proposição de Rodriguez (1993), permite separar blocos com características hidráulicas distintas, numa tentativa de correlacioná-los com lineamentos estruturais. Os seguintes procedimentos foram adotados para sua confecção: a) hierarquização da rede de drenagem; b) obtenção do gradiente hidráulico para cada drenagem de 2ª ordem, a partir da razão entre a diferença altimétrica entre a cabeceira e a foz de cada drenagem e o comprimento em planta do canal; os valores obtidos foram atribuídos à porção média de cada drenagem; c) geração de mapa de isovalores.

Quando a variação do gradiente hidráulico em um mesmo canal de 2ª ordem é muito expressiva, optou-se pela sua subdivisão em segmentos menores, permitindo refinar a análise.

O mapa de densidade de drenagem (Horton 1945) foi elaborado conforme metodologia utilizada por Hiruma & Ponçano (1994) e permitiu a individualização de áreas anômalas de alta ou baixa densidade de drenagem, que podem estar refletindo um controle tectônico (Jianjun *et al.* 1997). Para a aquisição dos dados foi estabelecida uma malha quadrática de amostragem composta por células de 1000 X 1000 m. A densidade de drenagem foi obtida para cada célula a partir da razão entre a somatória do comprimento total da rede de drenagem e sua área (constante = 1 km²). A partir daí, foi gerado o mapa de isovalores. O mapa de densidade de lineamentos foi elaborado seguindo os mesmos procedimentos da densidade de drenagem, utilizando-se malha quadrática de 500 X 500 m.

A extração de fotolineamentos foi realizada a partir da interpretação de imagens de satélite, mosaicos semi-controlados de radar e cartas de sombreamento de relevo derivadas de modelos digitais de terreno, conforme metodologia adotada por Liu (1987) e Riccomini & Crósta (1988).

Fotointerpretação na escala 1:25.000 permitiu delimitar e caracterizar os planaltos isolados, reconhecer áreas de ocorrência de depósitos quaternários (alúvios, colúvios etc) e mapear as feições morfotectônicas, como escarpas retilíneas (Wallace 1978, Stewart & Hancock 1994), facetas triangulares e trapezoidais (Wallace 1978), capturas de drenagem (Biancotti 1979) e *shutter ridges* (Cotton 1948).

4.3 Levantamentos de campo

A integração dos resultados obtidos nas etapas anteriores permitiu selecionar áreas com maior probabilidade de ocorrência de estruturas tectônicas e depósitos quaternários.

Os trabalhos de campo tiveram por finalidade:

- reconhecimento geológico e geomorfológico em nível regional e local;
- descrição de perfis de depósitos quaternários;
- coleta de amostras de sedimentos potencialmente datáveis pelo método do radiocarbono (¹⁴C);
- levantamento e caracterização das estruturas tectônicas (particularmente falhas, estrias e juntas). O sentido de movimento das falhas foi identificado a partir de indicadores cinemáticos (Petit 1987, Angelier 1994, Doblas *et al.* 1997). A caracterização de famílias de

juntas seguiu a classificação de Hancock & Engelder (1989), que já vem sendo utilizada em trabalhos no RCSB (Salvador & Riccomini, 1995; Hiruma *et al.* 2001);

- seleção de locais para coleta de amostras para análise de traços de fissão em apatitas ao longo de perfis transversais às principais estruturas e em cada planalto isolado.

A figura 21 mostra o mapa de afloramentos descritos durante os trabalhos de campo.

4.4 Trabalhos de laboratório

Os trabalhos de laboratório incluíram:

- Determinações pelo método radiocarbono (^{14}C) de amostras de depósitos quaternários, realizadas pela Beta Analytic (Estados Unidos);

- Análise termocronológica de traços de fissão em apatitas, realizada pelo Laboratório de Geocronologia por Traço de Fissão do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP.

4.5 Análise estrutural

O tratamento e análise dos dados estruturais de campo foram feitos a partir dos métodos gráficos de Angelier & Mechler (1977) e Angelier (1994) com a finalidade de se estabelecer a evolução do campo de tensões. Para a análise de falhas relacionadas à tectônica transcorrente em níveis crustais rasos adotou-se o esquema proposto por Zalán (1986) para cisalhamento simples. Os resultados foram comparados com os dados obtidos por Riccomini (1989) e Gontijo (1999) no Médio Vale do Paraíba, Salvador & Riccomini (1995) no Alto Estrutural de Queluz e Silva (2006) no Planalto da Bocaina.

Figura 21: Mapa hipsométrico e de afloramentos descritos no Planalto da Bocaina. Estão indicados os locais de coleta de amostras para análise de traços de fissão de Silva (2006) e de Gallagher *et al.* (1994). No caso das amostras de Gallagher *et al.* (1994) a localização é muito aproximada. Vide anexo 1 para detalhes.

4.6 A termocronologia de traços de fissão em apatitas

A termocronologia de traços de fissão em apatita vem constituindo uma importante ferramenta para o estudo de uma grande variedade de processos geológicos e geomorfológicos que ocorrem nas porções superficiais da crosta (aproximadamente 3 – 5 km), em escalas de tempo que variam de milhões a centenas de milhões de anos.

4.6.1 Fundamentos teóricos

Os trabalhos pioneiros foram realizados no início da década de sessenta por Fleischer, Price e Walker (Price & Walker 1962, 1963; Fleischer & Price 1963).

O método termocronológico de traços de fissão baseia-se na acumulação de traços produzidos pela fissão nuclear espontânea do ^{238}U em minerais portadores desse isótopo, como a apatita e o zircão. Os traços correspondem a zonas lineares e estreitas de perturbação provocadas pela passagem de fragmentos de fissão altamente energizados na estrutura cristalina do mineral. Estas zonas formam sítios preferenciais de ataque dos reagentes químicos. Quando revelados quimicamente, os traços aumentam de tamanho, sendo visíveis ao microscópio óptico (Fig. 22). Os traços não revelados e não visíveis ao microscópio são denominados de traços latentes.

Figura 22: Fotomicrografia de um grão de apatita mostrando traços de fissão (Gleadow *et al.* 1986). As setas indicam os traços confinados.

Uma das características importantes dos traços de fissão é a sua sensibilidade a tratamentos térmicos (Bigazzi 1967, Wagner 1968). Os traços são continuamente produzidos no decorrer do tempo geológico e começam a ser registrados no cristal quando ele se resfria abaixo de uma temperatura crítica; quando expostos a temperaturas elevadas os traços são progressivamente apagados. No caso específico da apatita, o intervalo entre 60 – 110°C corresponde à zona de apagamento parcial (ZAP, figura 23), onde os traços não são estáveis, resultando na redução de seus comprimentos e, conseqüentemente, em idades mais jovens.

Figura 23: Conceito da zona de apagamento parcial. Considerando a estabilidade dos traços (ρ/ρ_0), a zona I é de instabilidade, a zona II, de apagamento parcial e a III, de estabilidade total (Wagner & Van den Haute 1992).

O decréscimo do comprimento do traço de fissão latente é causado pela recombinação molecular, que é função da temperatura e do tempo. Como o processo de fissão ocorre em uma taxa constante no tempo, cada traço possui uma história termal peculiar.

Ao contrário de outros métodos geocronológicos que tem como pré-requisito a condição de sistema fechado dos produtos radiogênicos e a medição das abundâncias isotópicas por espectrometria de massa, a termocronologia de traços de fissão baseia-se na estabilidade dos traços de fissão ao longo do tempo geológico. O que a princípio representaria uma desvantagem em relação aos demais métodos, na verdade constitui uma importante ferramenta para estabelecer a história térmica de rochas.

Como ressaltado por Wagner & Van den Haute (1992), apesar da grande variedade de aplicações do método nas mais diferentes áreas, ainda não se conhece a fundo a estrutura do traço latente e os processos responsáveis por sua formação.

4.6.2 Cálculo da idade

As bases para o cálculo da idade de traços de fissão resultaram dos estudos desenvolvidos por Price & Walker (1962, 1963) e Fleischer & Price (1963). A idade de traço de fissão representa o tempo em que a amostra foi exposta a temperaturas inferiores a aproximadamente 110°C.

O cálculo da idade de traços de fissão é baseada nas determinações do número de traços de fissão espontânea e do número de átomos de ^{238}U por unidade de volume da amostra. Porém, para se evitar as difíceis determinações do número de átomos de urânio, bem como do fator de eficiência do método, a amostra é irradiada em um reator nuclear com uma fluência de nêutrons térmicos conhecida, provocando a fissão induzida em átomos de ^{235}U . Após a revelação dos traços, pode-se obter a densidade de número de traços de fissão do ^{235}U . Como a razão isotópica $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ é constante nas amostras naturais, pode-se obter a idade de traços de fissão, a partir da razão da densidade de traços espontâneos (ρ_s) e induzidos (ρ_i) e pela determinação da fluência de nêutrons térmicos. A equação da Idade do Método de Traços de Fissão é a seguinte (cf. Franco 2006, para maiores detalhes):

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\left(g \frac{\rho_s}{\rho_i} \frac{\varepsilon_s}{\varepsilon_i} \frac{C^{235}}{C^{238}} \frac{\lambda}{\lambda_f} R_u \right) + 1 \right]$$

onde: t = idade aparente de traços de fissão (Ma); λ = constante de decaimento do ^{238}U (decaimentos alfa + fissão espontânea); λ_f = constante de decaimento por fissão espontânea do ^{238}U ; ρ_s = número de traços espontâneos, por unidade de superfície; ρ_i = número de traços de fissão induzidos do ^{235}U , por unidade de superfície; ε_s , ε_i = eficiência total dos traços que foram gerados de serem contados na superfície do grão mineral; C^{238} = concentração isotópica do ^{238}U = 99,275%, na natureza; C^{235} = concentração isotópica do ^{235}U no urânio natural = 0,720%; $R_u = \sum R_i$ (R_i é o número de eventos de fissão por núcleo alvo de ^{238}U); g = fator de geometria. Se a quantidade de fissões induzidas no ^{235}U por nêutrons térmicos for muito maior que a fissão induzida por nêutrons rápidos no ^{238}U , $R_u \approx C^{235} \sigma \phi$, onde σ = seção de choque para fissão induzida do ^{235}U por nêutrons térmicos e ϕ = fluência de nêutrons térmicos.

Iunes (1999) verificou que a apatita de Durango, um dos padrões de idade utilizados no método de datação por traços de fissão, apresenta uma razão Th/U de aproximadamente 30, o que significa que existem cerca de 11% de fissões espúrias induzidas pelo ^{232}Th . Desse modo, o autor propõe uma dosimetria de nêutrons baseada em filmes finos de urânio e de tório naturais, permitindo que o método de datação possa ser utilizado como uma calibração absoluta. Além disto, ela torna possível a obtenção da razão Th/U do mineral a ser datado.

Para efeitos da correção da idade devido ao apagamento, emprega-se o método da correção por tamanho (Storzer & Wagner 1969), que se baseia na comparação do tamanho médio dos traços fósseis e induzidos.

Conforme Wagner & Van den Haute (1992), a distinção entre os procedimentos utilizados para a datação baseia-se essencialmente na estratégia para análise dos traços induzidos. No método das populações, é necessária uma quantidade de várias centenas de grãos, que é dividida em duas partes: uma para análise dos traços espontâneos e outra para os traços induzidos. Este método é eficiente quando as amostras são homogêneas no conteúdo de urânio e não apresentam uma variação significativa das idades de traços de fissão, como determinado pelo teste estatístico do χ^2 . No caso do procedimento de grãos individuais (*grain-by-grain*), os mesmos grãos são utilizados para as análises de traços induzidos e espontâneos. Neste caso, a razão de densidade entre traços espontâneos e induzidos e a idade de traços de fissão podem ser determinadas para cada grão individualmente. Este método é aplicado quando as amostras apresentam forte heterogeneidade de urânio, ou são compostas por grãos de idades diferentes, como observado em algumas rochas detríticas. Grãos com defeitos, com traços revelados anisotropicamente, ou com distribuição de traços muito heterogênea podem ser descartados.

Conforme Gallagher *et al.* (1995), na prática, as idades obtidas pelos dois métodos são equivalentes, quando a variação de idade dos grãos individuais é consistente com uma população simples.

4.6.3 O fenômeno de apagamento parcial dos traços de fissão

Os estudos de apagamento dos traços baseiam-se em experimentos de laboratório onde o fenômeno é caracterizado em condições controladas de tempo, temperatura e pressão, ou ainda, na observação da estabilidade dos traços em condições geológicas, a partir de coleta de amostras em ambientes sujeitos a apagamento ativo, como sondagens profundas ou de história geológica bem conhecida. No caso específico da apatita, Green *et al.* (1989) demonstraram que os comportamentos observados em laboratório e em condições geológicas são bem similares. A taxa de apagamento de traços de fissão obedece a lei de Arrhenius (Fig. 24).

O intervalo de apagamento parcial dos traços de fissão na apatita corresponde ao mesmo intervalo em que ocorre a maturação de hidrocarbonetos. Por esse motivo, esse mineral é de extrema importância na exploração do petróleo, tendo sido muito estudado.

Figura 24: Diagrama de Arrhenius, apresentando linhas paralelas de mesmo grau de redução de comprimento de traços de fissão durante o apagamento na apatita de Durango, México (Extraído de Wagner & Van den Haute 1992, a partir de Green *et al.* 1985)

Wagner & Van den Haute (1992) sintetizaram os aspectos mais importantes do fenômeno de apagamento, essenciais para a interpretação geológica das idades de traços de fissão:

a) vários parâmetros geológicos, tais como temperatura, pressão de onda de choque, percolação de soluções e radiação ionizante, atuando por um longo tempo e de forma incisiva, podem apagar os traços de fissão latentes. No entanto, a temperatura é o principal fator;

b) com o aumento de temperatura e a duração do apagamento, a densidade dos traços decresce de modo característico, o que é bem demonstrado pelo gráfico de Arrhenius;

c) o apagamento dos traços não é abrupto quando a temperatura aumenta; trata-se de um processo gradual;

d) em geral, ao se considerar longos períodos de apagamento no decorrer do tempo geológico, os traços de fissão desaparecem a temperaturas relativamente baixas;

e) as características de estabilidade termal dos traços de fissão variam de mineral pra mineral. Para um mesmo mineral, as diferenças de composição química afetam o comportamento de retenção dos traços. No caso da apatita, os traços de fissão em cloroapatitas são mais estáveis que em fluorapatitas;

f) durante o processo de apagamento, não somente a densidade dos traços por área gradualmente decresce, mas também os comprimento dos traços de fissão;

g) um aspecto que não pode ser negligenciado é a influência das condições de revelação dos traços no comportamento da estabilidade aparente dos traços de fissão.

4.6.4 Relação entre a distribuição dos comprimentos de traços de fissão e a história térmica

A análise da distribuição dos comprimento dos traços de fissão permite determinar as histórias térmicas das amostras.

Laslett *et al.* (1987) estudaram diversas teorias sobre os efeitos do apagamento isothermal na densidade e comprimento dos traços, com a finalidade de prever as idades de traços de fissão e distribuições de comprimento que resultariam de histórias térmicas específicas.

Gleadow *et al.* (1986) verificaram que os comprimentos dos traços confinados induzidos apresentam uma distribuição simétrica e estreita, com comprimento médio ao redor de 16,3 μm e desvio padrão de aproximadamente 0,9 μm (Fig. 25a). Em rochas vulcânicas e correlatas que sofreram um rápido resfriamento e não estiveram subsequentemente sujeitas a eventos termais importantes, a distribuição também é simétrica e estreita, porém os traços possuem menor comprimento (14,5 a 15 μm) e o desvio padrão é maior, aproximadamente 1,0 μm (Fig 25b). Neste caso, a idade obtida pelo método corresponde aproximadamente à idade de formação da rocha. A essa distribuição os autores denominam de “undisturbed volcanic-type”.

Figura 25: a) Típica distribuição de comprimentos de traços confinados induzidos em apatita. b) Típica distribuição de comprimentos de traços confinados em apatitas de rochas vulcânicas que sofreram rápido resfriamento (Gleadow *et al.* 1986)

No caso de rochas plutônicas intrusivas e metamórficas de alto grau que não sofreram episódios de aquecimento significativo desde a sua formação, a distribuição apresenta uma assimetria negativa, com comprimento médio ao redor de 12 a 13 μm e desvio padrão entre 1,2 a 2 μm , caracterizando um lento e contínuo resfriamento (Fig. 26c).

Histórias térmicas complexas geram distribuições mistas ou bimodais (Figs. 26a ,b). Isso ocorre quando traços preexistentes foram parcialmente ou completamente apagados pela exposição a temperaturas elevadas. Neste caso, a população de traços é caracterizada por dois componentes: um representando os traços formados antes e durante a fase de aquecimento, mostrando um progressivo encurtamento dos traços, e outro, presente em todas as amostras, representando os traços formados depois do resfriamento a temperaturas mais baixas. No caso de distribuições bimodais, pode-se inferir uma história em dois estágios.

Figura 26: Tipos de distribuição de comprimentos de traços confinados em apatitas: a) bimodal, b) mista e c) embasamento sem perturbações térmicas (Gleadow *et al.* 1986).

O gráfico da figura 27 mostra a relação entre o comprimento médio do traço e o desvio padrão para todos os casos analisados.

Figura 27: Relação entre o comprimento médio do traço e o desvio padrão para diferentes casos analisados (Gleadow *et al.* 1986).

Lutz & Omar (1991) propuseram o “modelo inverso”, segundo o qual é possível estimar a história térmica a partir das idades de traços de fissão e da distribuição dos comprimentos dos traços, considerando as incertezas analíticas de suas medidas. Esse modelo, baseado nos experimentos de apagamento isothermal de Laslett *et al.* (1987), permite uma melhor interpretação das histórias térmicas complexas. Simulações de Monte Carlo são usadas para considerar as incertezas e fornecer um amplo espectro de histórias térmicas possíveis.

4.6.5 Procedimentos experimentais

Os procedimentos experimentais apresentados a seguir foram detalhadamente descritos e aprofundados por Franco (2006). No presente trabalho, utilizou-se o Método do Detector Externo, onde os mesmos grãos são utilizados para análise dos traços espontâneos e induzidos. Nesse método é possível obter idades individuais para cada grão, no caso de amostras com poucos grãos, de rochas sedimentares, ou com alta heterogeneidade de urânio (Wagner & Van Den Haute 1992). A figura 28 ilustra os procedimentos experimentais conforme o Método do Detector Externo.

Após a coleta das amostras, as apatitas foram separadas e concentradas no Laboratório de Tipologia de Zircão do Departamento de Petrologia e Metalogenia da UNESP/Rio Claro, a partir das seguintes etapas: britagem manual e mecânica, peneiramento, bateamento, separação magnética com Separador Magnético Frantz®. Após a separação dos minerais não-

magnéticos, foi feita a primeira separação por concentração, utilizando líquidos pesados (Bromofórmio e Diiodometano). Uma segunda separação foi obtida manualmente com uma Lupa Leica, de aumento de 4.6x, no Departamento de Petrologia e Metalogenia da UNESP/Rio Claro.

Os grãos de apatita foram montados em resina Epoxi transparente, passando por um processo de polimento no Laboratório de Preparação de Amostras Geológicas e Pedológicas do DPM - UNESP / Rio Claro. Após esta etapa, é feito um ataque químico com uma solução de HNO_3 a 10 % durante 60 s, finalizado com a neutralização da amostra com uma solução de NaHCO_3 , para que os traços latentes sejam revelados, tornando-se visíveis ao microscópio óptico.

Para a geração dos traços induzidos, as amostras foram irradiadas no Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (IPEN) – CNEN, acoplado-se vidros às amostras e induzindo a formação de traços de fissão no detector externo (lamínula de muscovita), mediante uma determinada fluência de nêutrons.

Para a contagem e medição dos traços de fissão utilizou-se o microscópio *ZEISS AXIOPLAN 2 IMAGING* em conjunto com o programa TrackScan®. Obteve-se, a partir daí, a densidade dos traços fósseis na apatita e dos traços induzidos na muscovita (detector externo), bem como a medida de traços confinados no grão de apatita. Na contagem são considerados apenas os traços confinados, paralelos à superfície do cristal (Fig. 29).

Para se obter a idade de traços de fissão, adotou-se a Calibração Zeta, onde as idades são calibradas utilizando idades-padrão já determinadas por outros métodos geocronológicos (Ar/Ar, Rb/Sr, K/Ar). Para as idades-padrão, foram consideradas as amostras de apatitas de Durango, México, e Fish Canyon Tuff, EUA.

A idade corrigida é obtida considerando-se a relação l/l_0 (medida de traços confinados espontâneos / induzidos). Essa correção é necessária devido ao fenômeno de apagamento, onde os traços são encurtados e a densidade superficial dos traços é reduzida, implicando na redução da idade aparente.

As histórias térmicas das amostras foram obtidas utilizando-se o programa *Tha*® (*Thermal History Analysis*, Hadler Neto *et al.* 1995), baseando-se na simulação de um histograma teórico estatisticamente compatível com os dados experimentais de medição de traços confinados, a partir da definição de Caixas de Monte Carlo.

Figura 28: Procedimentos experimentais utilizados no Método do Detector Externo (Gallagher *et al.* 1998).

Figura 29: Traços confinados e semi-traços. Para fins de medição na presente pesquisa foram considerados apenas os traços confinados, paralelos à superfície do cristal revelado (Wagner & Van den Haute 1992).

4.6.6 Aplicações da termocronologia de traços de fissão em estudos geomorfológicos

As aplicações da termocronologia de traços de fissão são muito variadas, subsidiando estudos de tefrocronologia, soerguimento epirogênico de rochas do embasamento, evolução termal de bacias sedimentares, idade e história termal de depósitos de minérios, impactos de meteoritos, espalhamento do assoalho oceânico, arqueologia, entre outros (vide exemplos em Wagner & Van den Haute 1992). Neste capítulo são enfocadas aplicações do método em estudos geomorfológicos e morfotectônicos, associados a evolução de *rifts* e de margens continentais passivas, soerguimento de cadeias montanhosas e formação e reativação de falhas. Para cada tipo de aplicação, são dados exemplos que ilustram as diferentes abordagens metodológicas e as interpretações dos resultados.

Evolução de rifts e de margens continentais passivas

A termocronologia de traços de fissão vem sendo aplicada em diversos estudos sobre evolução de *rifts* (Foster & Gleadow 1996, Noble *et al.* 1997, Van der Beek *et al.* 1998, Sugden *et al.* 1999, Cockburn *et al.* 2000, entre outros).

Van der Beek *et al.* (1998) estudaram a evolução dos flancos dos *rifts* Malawi e Rukwa no Leste Africano (Fig. 30). Os comprimentos médios relativamente curtos dos traços de fissão e o desvio padrão elevado da distribuição dos comprimentos das amostras coletadas nos flancos dos *rifts* sugerem um resfriamento prolongado para a região do Permiano até tempos recentes. As histórias termais registram fases repetidas de rápido esfriamento e denudação dos flancos de *rift* (Fig. 31), que podem ser correlacionadas a fases de deposição das diferentes unidades sedimentares nas bacias.

No caso das margens continentais passivas, uma das questões que ainda permanece em aberto é a evolução dos grandes escarpamentos, originados da ruptura de supercontinentes. Cockburn *et al.* (2000) utilizaram a termocronologia de traços de fissão em apatita, em conjunto com a análise de isótopos cosmogênicos (^{10}Be e ^{10}Al), para quantificar a denudação na margem passiva do sudoeste da África. Sugden *et al.* (1999) analisaram a evolução do relevo pós-rifteamento de um setor das Montanhas Transantárticas, a partir de dados geocronológicos (traços de fissão, isótopos cosmogênicos e datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) e geomorfológicos.

Figura 30: Mapa geológico simplificado da região dos rifts de Malawi e Rukwa. A seção AA' está representada na figura 31 (Van der Beek *et al.* 1998).

Figura 31: Perfil topográfico e estrutural simplificado ao longo do norte do Rift Malawi, mostrando a distribuição das idades de traços de fissão e as "paleosuperfícies" para as diferentes fases erosivas (Van der Beek *et al.* 1998).

Um padrão regional de distribuição de idades de traços de fissão é reconhecido em diversas margens continentais passivas elevadas (Gallagher *et al.* 1994, 1998; Brown *et al.* 2000; Gunnell 2000). Em geral, observa-se um decréscimo das idades do interior, onde as altitudes são mais elevadas, rumo à costa (vide exemplos na figura 32). Como salientado por Brown *et al.* (2000), no caso da América do Sul, idades mais jovens encontradas no interior

estão relacionadas ao magmatismo alcalino (Ex.: Poços de Caldas). Verifica-se ainda que as idades mais recentes são, em geral, similares ou mais jovens que a idade do rifteamento principal. Amostras coletadas no sudeste do Brasil dentro ou na proximidade da província basáltica fornecem idades similares ou mais jovens que o vulcanismo.

Figura 32: Gráficos de Idades de traços de fissão em apatitas x Distância da costa, para diferentes margens passivas (Gunnell 2000). A linha cinza corresponde à época do evento de rifteamento continental.

De acordo com Gunnell (2000), essa distribuição de idades ao longo de margens passivas elevadas não reflete necessariamente altas taxas de soerguimento; na realidade, pode ser atribuída a taxas de denudação diferencial, que estariam expondo à superfície diferentes níveis pré-existentes da estratigrafia de traços de fissão da crosta.

Como sintetizado por Gallagher *et al.* (1998) existem três modelos de evolução do relevo para margens passivas com escarpamentos, separando uma região costeira rebaixada de um planalto interior elevado: (a) arqueamento da margem (*downwarp*), (b) recuo de escarpa e

(c) divisor “fixo” (*pinned divide*) (Figura 33). Cada modelo exibe um padrão definido de distribuição de idades de traços de fissão.

Figura 33: Modelos de evolução de margens passivas e distribuições espaciais das idades de traços de fissão previstas para cada modelo (Gallagher *et al.* 1998): a) arqueamento da margem (*downwarp*), b) recuo de escarpa e c) divisor “fixo” (*pinned divide*).

No modelo de arqueamento (*downwarp*) a margem é formada por uma flexura da litosfera caracterizada por grande comprimento de onda. Neste caso, a denudação é moderada e ocorre principalmente entre os remanescentes da superfície inicial - preservada ao longo da costa - e a crista da escarpa; rumo ao interior do continente a denudação é muito menor. As idades de traços de fissão mais antigas ocorreriam na costa (A) e no interior (C) e apresentariam redução moderada entre essas duas regiões (B).

O modelo de recuo de escarpas incorpora uma escarpa íngreme, formada na nova margem continental a partir de um deslocamento vertical diferencial. Nesse caso, a denudação progressiva da margem ocorre pelo recuo paralelo da escarpa. As maiores taxas de denudação ocorrem próximo à costa, diminuindo para o interior do continente, produzindo um forte gradiente de idades de traços de fissão. Nesse caso as idades mais antigas são observadas no interior e decrescem rumo à costa. As idades mais jovens podem ser similares ou posteriores ao evento de rifteamento responsável pela ruptura do continente.

O modelo de divisor “fixo” (*pinned divide*) é similar ao de recuo da escarpa, sendo que a topografia inicial da margem também incorpora uma escarpa íngreme formada durante o rifteamento. A diferença é a incorporação de um divisor de drenagem pré-existente no interior do continente, situado além da escarpa inicial. Esse divisor permite uma rápida incisão dos rios que drenam em direção à costa, produzindo uma nova escarpa próxima à posição inicial do divisor de drenagem. Esse modelo produz um rebaixamento vertical do relevo ao invés de promover o recuo paralelo da escarpa.

De acordo com Gallagher *et al.* (1998), os modelos de divisor “fixo” e de recuo de escarpa são mais consistentes com a distribuição das idades observadas em margens passivas do que o modelo de arqueamento. Tais informações vão de encontro com o modelo proposto por Gilchrist & Summerfield (1990) para explicar a permanência dos escarpamentos em margens passivas maduras. Esse modelo baseia-se nos efeitos da resposta isostática da litosfera, ao ser submetida a diferentes taxas de denudação pós-rifteamento. Nesse caso as taxas seriam maiores na vertente escarpada voltada para o mar e menores na vertente suave do interior do continente.

Os comprimentos médios de traços de fissão, quando comparados às idades, podem fornecer informações importantes sobre a época do último episódio principal de resfriamento. Green (1986) demonstrou que se uma região é submetida a uma fase marcante de denudação acelerada, então as idades de traços de fissão e os comprimentos médios de traços definem um padrão característico, gerado pelas amostras que sofreram diferentes taxas de resfriamento. Esse padrão é caracterizado por uma diminuição inicial no comprimento médio do traço com o decréscimo da idade até um valor mínimo para idades intermediárias, seguido por um aumento progressivo do comprimento para idades sucessivamente mais jovens. Esse padrão forma uma curva côncava, freqüentemente referida como *boomerang plot*. As amostras com idades mais recentes e comprimentos mais longos registrariam um período de intensa denudação, aquelas com idades intermediárias e comprimentos curtos refletiriam uma mistura entre eventos pré e pós-resfriamento principal, enquanto que as mais antigas - com comprimentos longos - representariam uma zona de apagamento parcial exumada.

Estudos realizados em diversas margens passivas (Fig. 34) mostram padrões diferenciados de distribuição de idades de traços de fissão e comprimentos médios de traços (Gallagher & Brown 1997, 1999; Gallagher *et al.* 1998; Gunnel 2000). Conforme Gallagher *et al.* (1998), os diagramas das margens passivas do Yemen e do sudeste da Austrália ilustram um estágio único de história de resfriamento, associado à fase *rift*, enquanto que o sudeste do Brasil e o sudoeste da África exibem uma história denudacional mais complexa. Observa-se nos últimos casos que as idades de traços de fissão são mais jovens que as dos rifteamentos que levaram à formação dessas margens.

Figura 34: Diagramas de Comprimentos médios de traços x Idades de traços de fissão para diferentes margens passivas, ilustrando feições do tipo *boomerang plots* (Gallagher *et al.* 1998). Traços cinzas correspondem às idades do rifteamento principal.

Soerguimento de cadeias de montanhas

A termocronologia de traços de fissão é uma importante ferramenta para se estimar a velocidade de soerguimentos pós-orogênicos em cadeias montanhosas (*e.g.* Tippet & Kamp 1995, O'Sullivan & Currie 1996, Sorkhabi *et al.* 1996, Jain *et al.* 2000, Liu *et al.* 2000, Chen *et al.* 2001). Nesses trabalhos, as fases de soerguimento evidenciadas pelas histórias térmicas são, em geral, correlacionadas com mudanças nos regimes de esforços interplacas.

Um procedimento comumente utilizado nesses estudos é o de efetuar a coleta ao longo de um perfil quase vertical, nas encostas das montanhas. É possível obter as taxas de soerguimento diretamente do gráfico de idades de traços de fissão *versus* elevação (Fig. 35). São comuns nesse tipo de gráfico “rupturas de declive”, que podem indicar paleo-zonas de apagamento parcial (paleo-ZAPs) atualmente em fase de exumação (Fitzgerald & Gleadow 1988).

Sorkhabi *et al.* (1996), estudando a história de resfriamento e denudação dos granitos Gangotri do Himalaia (Índia), obtiveram uma taxa de denudação média de aproximadamente 2 mm/ano nos últimos 2,4 Ma. Este período de denudação estaria relacionado ao alívio de carga erosivo, como resposta geomórfica da região ao soerguimento tectônico.

Figura 35: Diagrama de altitude dos locais de coleta de amostras no Alpes Central *versus* idades de traços de fissão em apatitas (Wagner *et al.* 1977). As inclinações das curvas fornecem diretamente as taxas de soerguimento.

O'Sullivan & Currie (1996) estudaram um setor da cadeia de montanhas St. Elias (Monte Logan, NW Canada e SE Alaska), que marca a transição do limite transformante dextral entre as placas do Pacífico e a Norte-Americana. Os dados de traços de fissão indicaram que a região sofreu resfriamento a baixa temperatura em três períodos distintos (Eoceno Médio, Mioceno Médio e Plioceno), possivelmente correlacionados a eventos tectônicos. As idades decrescem de ~40 Ma no topo da seção (> 5540 m) para ~4 Ma na base (< 2470 m) e são significativamente menores que a idade de formação das rochas, indicando que todas foram zeradas pela exposição a paleotemperaturas superiores a ~110°C (Fig. 36a). Pelo gráfico de elevação atual *versus* comprimento de traços (Fig. 36b) pôde-se observar dois episódios de soerguimento registrados entre as altitudes de ~ 4800-4000 m e < 2600 m. Esses episódios são caracterizados pela presença de traços longos e distribuição de comprimentos de traços com baixo desvio padrão. Os intervalos > 4800m e ~ 4000-2600 m apresentam traços curtos e distribuição de comprimentos de traços com alto desvio padrão, indicando que residiram na zona de apagamento parcial por um longo tempo.

Figura 36: a) Gráfico de idades de traços de fissão *versus* elevação, mostrando a existência de duas paleo- zonas de apagamento parcial identificadas pelas “rupturas de declive” no perfil. b) Gráfico de comprimento médio de traços confinados *versus* elevação (O’Sullivan & Currie 1996).

Formação e reativação de falhas

A idade de formação e/ou reativação de uma falha, bem como uma estimativa de seu rejeito, podem ser inferidas a partir da comparação de taxas de denudação ao longo de blocos basculados (Fig. 37). Ressalta-se ainda que o aquecimento gerado pela fricção ao longo da superfície de falha pode causar o apagamento parcial ou total dos traços de fissão, possibilitando a datação do evento.

Figura 37: Seção estrutural esquemática ao longo do *Rift* do Kenya na latitude 1°10'N, mostrando o arranjo de blocos falhados, a partir de idades de traços de fissão e distribuição de comprimentos de traços, extraídos de perfis de idade *versus* elevação (Foster & Gleadow 1996).

Os trabalhos de Raab *et al.* (2002), O’Sullivan *et al.* (1998) e Ribeiro (1996) analisaram a reativação de falhas ao longo de zonas de cisalhamento pré-cambrianas. Já o trabalho de d’ Alessio *et al.* (2003) foi desenvolvido em uma área de tectônica ativa, na região da falha de San Andreas. Tais estudos apresentam abordagens metodológicas diferenciadas, como será visto a seguir.

Raab *et al.* (2002) reconheceram reativações tectônicas durante o Cretáceo Superior ao longo de zonas de cisalhamento antigas na margem continental passiva da Namíbia (Fig. 38), desenvolvidas na colisão dos crátons do Congo e Kalahari (Proterozóico Inferior). A análise das idades de traços de fissão e distribuição dos comprimentos, ao longo de uma faixa de 550 km de comprimento e 60 km de largura, paralela à costa, mostram um evento regional de resfriamento no Cretáceo Superior. As idades de resfriamento mais jovens que 130 Ma ocorrem paralelas à linha de costa (NW-SE) e em uma direção bem definida (NE-SW), coincidente com o alinhamento do cinturão orogênico Damara (Fig. 39). Considerando as diferenças de paleotemperaturas ao longo de um perfil NW-SE, os autores verificaram uma mudança abrupta de denudação ao longo do Lineamento Omaruru, possivelmente associada à sua reativação tectônica (Fig. 40).

Figura 38: Mapa geológico mostrando as principais entidades estruturais do noroeste da Namíbia, com a localização dos principais lineamentos seguindo a direção NE-SW do orógeno Damara. Símbolos brancos = locais de amostragem com dados disponíveis de traços de fissão. AF-OT = Falha Autseib – zona de falha de empurrão de Otjohorongo ; OML-WT = Lineamento Omaruru – zona de falha de empurrão de Waterberg; OKL = Lineamento Okahandja (Raab *et al.* 2002).

Figura 39: Mapa de contorno de todas as idades disponíveis de traços de fissão do norte da Namíbia. As idades de resfriamento mais jovens que 130 Ma (área cinza) ocorrem paralelas à linha de costa e em uma direção bem definida NE-SW, coincidente com o alinhamento do cinturão orogênico Damara (Raab *et al.* 2002).

Figura 40: Erosão estimada desde 70 Ma, baseada em três gradientes geotérmicos (20, 30 e 50 °C/km), em relação à topografia atual (Raab *et al.* 2002). Pode-se verificar uma mudança abrupta de denudação ao longo do Lineamento Omaruru.

Outro tipo de abordagem, empregada por d' Alessio *et al.* (2003), parte da premissa de que terremotos de grande magnitude gerariam um aquecimento friccional ao longo das falhas, capaz de ser registrado pela análise de traços de fissão. Os autores procuraram evidências deste aquecimento, analisando idades e distribuições de comprimentos de traços de amostras ao longo da zona de falha de San Gabriel (sul da Califórnia), que corresponderia a um ramo abandonado maior da Falha de San Andreas, ativo de 13 a 4 Ma, e, desde então, em processo de exumação, a partir de profundidades de 2-5 km. Os resultados mostraram que

provavelmente não teria ocorrido um terremoto com deslocamento acima de 4 m na localidade, capaz de alterar o comportamento das idades de traços de fissão.

Os trabalhos de Ribeiro (1996) e Ribeiro *et al.* (2005), desenvolvidos na região da Serra da Mantiqueira, partem da mesma premissa. Nesses estudos, foram coletadas amostras afetadas por falhas rúpteis, com o intuito de datar eventos de reativação tectônica. Os trabalhos mostram períodos distintos de reativação durante o Fanerozóico, que marcam episódios tectonotermiais importantes associados à reaglutinação de placas durante a formação do Gondwana, à subsidência tectônica da Bacia do Paraná e à reativação Sul-Atlântica.

Godoy *et al.* (2006), estudando a região dos altos estruturais de Pitanga e Pau D'Álho, identificaram três fases principais de reativação tectônica (juro-cretácea, neocretácea e miocênica), associadas aos alinhamentos estruturais do Rio Moji-Guaçu e do Rio Tietê, nas proximidades do cruzamento com o alinhamento de Jacutinga.

4.6.7 Aplicação da análise de traços de fissão em apatitas no Planalto da Bocaina

A aplicação de métodos termocronológicos no Planalto de Bocaina, em conjunto com análises geomorfológicas e estruturais, teve por objetivo contribuir com o conhecimento da cronologia dos processos tectônicos e denudacionais. Para se atingir esse objetivo, foi elaborada uma estratégia de coleta de amostras visando recobrir toda a extensão do planalto, abrangendo os diferentes níveis topográficos.

As amostras foram coletadas no interior de cada planalto isolado (1 a 2 amostras) e ao longo da vertente escarpada norte do planalto, a sul de São José do Barreiro, totalizando 15 amostras. Considerando os efeitos térmicos associados a falhas e feições magmáticas, como diques, nas idades de traços de fissão, procurou-se coletar amostras distantes de tais estruturas. Desta forma, as idades obtidas, a princípio, não estariam relacionadas diretamente ao aquecimento promovido por tais feições, mas a processos de soerguimento e/ou denudação causados por eventos geológicos e geomorfológicos regionais.

O padrão de distribuição espacial das idades de traços de fissão das amostras e respectivas histórias térmicas permitiram inferir hipóteses sobre a influência dos eventos tectono-magmáticos nos processos denudacionais.

Os resultados obtidos no Planalto da Bocaina foram comparados e integrados com os dados existentes no Brasil (Capítulo 8).

5. CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA REGIONAL DO PLANALTO DA BOCAINA

Antes de se detalhar os aspectos geológicos e geomorfológicos de cada planalto isolado (Cap. 7), foi feita uma análise morfológica regional do Planalto da Bocaina no presente capítulo.

5.1 Lineamentos morfoestruturais

A análise dos lineamentos morfoestruturais extraídos da imagem de satélite Landsat (Fig. 41), mosaico semi-controlado de radar (Fig. 42) e mapas de sombreamento de relevo (Fig. 43) indicaram a presença das seguintes direções principais: NE-SW, NW-SE e E-W.

A direção NE-SW coincide com a estruturação pré-cambriana dada pelas zonas de cisalhamento e foliações metamórficas. Essa direção corresponde morfológicamente ao alinhamento de escarpas, cristas e vales retilíneos da drenagem subsequente do planalto. As direções NW-SE e E-W têm sua origem relacionada possivelmente a uma estruturação mais recente.

5.2 Análise morfométrica

A partir da análise do modelo digital de terreno e da fotointerpretação na escala 1:25.000 foi feita uma nova delimitação dos planaltos isolados da Bocaina, com maior nível de detalhe. De modo geral, não houve modificações significativas em relação às áreas mapeadas por Ponçano *et al.* (1981), justificando a permanência de seus nomes. Devido à sua pequena extensão, o planalto isolado do Mirante foi juntado ao das Cabeceiras do Paraitinga. Os novos limites dos planaltos isolados foram adotados na extração dos parâmetros morfométricos.

Figura 41: Extração de lineamentos de imagem de satélite na escala 1:250.000, TM - Landsat 5, Banda 4, obtida em 20/07/94 (azimute 47, elevação solar 30). Coordenadas: UTM, zona 23K.

Figura 42: Extração de lineamentos de mosaico semi-controlado de radar. Coordenadas: UTM, zona 23K.

Figura 43: Extração de lineamentos de mapa de sombreamento de relevo (azimute: 315, "elevação solar": 45). Coordenadas: UTM, zona 23K.

O modelo digital de terreno (Fig. 44), o mapa hipsométrico (Fig. 45a) e os perfis topográficos transversais às principais estruturas (Fig. 45b) ilustram a compartimentação topográfica da Bocaina, com altitudes decrescentes de noroeste para sudeste, e o forte controle estrutural herdado da estruturação pré-cambriana. Ressalta ainda, a existência de níveis topográficos com topos subnivelados, pouco dissecados (planaltos isolados). Os histogramas da figura 46 mostram a distribuição da altimetria em cada planalto isolado.

As maiores declividades da Bocaina (acima de 45°) ocorrem nos relevos escarpados das bordas do planalto (vertentes norte e sudeste, voltadas, respectivamente, para o Vale do Rio Paraíba do Sul e o litoral), e também, nas porções dissecadas entre os planaltos isolados (Fig. 47). Os planaltos isolados são caracterizadas pelos menores valores de declividade (Fig. 47 e 48). Verifica-se também que a borda escarpada do limite oeste do Planalto da Bocaina é menos abrupta que a das bordas norte e sudeste. Nesse setor a passagem das elevadas altitudes do Planalto da Bocaina para o domínio dos *mares de morros* do Planalto do Paraitinga é gradual, indicando um possível controle erosivo.

Figura 44: Modelo digital de terreno do Planalto da Bocaina, elaborado a partir de dados do SRTM. Planaltos isolados: (1) Cabeceiras do Paraitinga, (2) Serra dos Palmares, (3) Serra da Carioca, (4) Ribeirão da Capetinga, (5) Rio do Funil, (6) Rio da Onça, (7) Serra do Frade, (8) Rio do Braço. Coordenadas: UTM, zona 23K. Destacam-se os níveis topográficos pouco dissecados correspondentes aos planaltos isolados, separados por vales profundos. As regiões mais elevadas da Bocaina, com altitudes superiores a 1500m, estendem-se para o sul, formando uma faixa alongada altamente dissecada (9). À oeste da Bocaina, em altitudes de 900 a 1200m, ocorre o Planalto do Paraitinga (10), separado do vale do Rio Paraíba do Sul (11) por um importante degrau, representado pela Serra do Quebra-Cangalha (12). Coordenadas UTM, zona 23K.

Figura 45 (a): Mapa hipsométrico do Planalto da Bocaina, em metros (Fonte: SRTM/NASA). Em contorno preto, limite dos planaltos isolados. A-A', B-B', C-C', D-D' e E-E' correspondem aos perfis topográficos transversais às principais estruturas (vide figura 45b). Planaltos isolados: (1) Cabeceiras do Paraitinga, (2) Serra dos Palmares, (3) Serra da Carioca, (4) Ribeirão da Capetinga, (5) Rio do Funil, (6) Rio da Onça, (7) Serra do Frade, (8) Rio do Braço. Coordenadas UTM, zona 23K.

Figura 45: (b) Perfis topográficos transversais às principais estruturas, mostrando os diferentes níveis topográficos (planaltos isolados), gerados a partir do mapa hipsométrico. Coordenadas: UTM, zona 23K.

Figura 46: Histogramas de altitude dos planaltos isolados.

Figura 47: Carta de declividade (em graus). Coordenadas: UTM, zona 23K.

Figura 48: Histogramas de declividade dos planaltos isolados.

O mapa de aspecto de terreno (Fig. 49) ressalta lineamentos de direções NE-SW, coincidentes com a drenagem subsequente do planalto, e E-W, associada a cristas e escarpas, que ocorrem principalmente na porção oeste da área de estudo.

Figura 49: Mapa de aspecto de terreno (em azimuth). Coordenadas UTM, zona 23K.

Os menores valores de gradientes hidráulicos ($< 0,1$) coincidem com os planaltos isolados, enquanto que os maiores valores situam-se nos setores escarpados da borda do planalto (Fig. 50).

Figura 50: Mapa de gradientes hidráulicos. Planaltos isolados: (1) Cabeceiras do Paraitinga, (2) Serra dos Palmares, (3) Serra da Carioca, (4) Ribeirão da Capetinga, (5) Rio do Funil, (6) Rio da Onça, (7) Serra do Frade, (8) Rio do Braço. Coordenadas: UTM, zona 23K.

O mapa de superfícies de base (Fig. 51) ressalta as direções estruturais N60E e N30E, responsáveis pelo caráter escalonado da Bocaina. Tais direções coincidem aproximadamente com os limites escarpados do Planalto da Bocaina e dos planaltos isolados, que são caracterizados, respectivamente, por altas e baixas concentrações de isobases.

O mapa de densidade de drenagem, gerado a partir de uma malha quadrática de 1000 x 1000 m (Fig. 52), sugere um condicionante estrutural na distribuição dos maiores valores de densidade de drenagem (acima de 3 km/km²), que se distribuem ao longo de *trends* de lineamentos de direções NE-SW e NW-SE, delimitando blocos distintos.

Comparando-se os mapas morfométricos com o mapa geológico (Fig. 3), verifica-se que não existe correlação significativa entre os litotipos e os índices morfométricos e limites de planaltos isolados; o controle estrutural é muito mais significativo.

Figura 51: Mapa de superfícies de base (em metros). Coordenadas: UTM, zona 23K.

O quadro 2 sintetiza os dados obtidos na análise morfométrica para cada planalto isolado.

5.3 Superfícies de tendência dos planaltos isolados

Os planaltos isolados da Bocaina inserem-se em níveis topográficos que decrescem de noroeste para sudeste. Para se verificar a existência de padrões de caimento topográfico diferentes do regional, que porventura possam estar refletindo um controle tectônico, efetuou-se a análise de superfícies de tendência das altitudes dos topos de interflúvios para cada planalto isolado. Para esta análise, os dados foram extraídos do modelo digital de terreno (SRTM) e considerou-se as superfícies de tendência de 1ª ordem. Os resultados estão sintetizados no quadro 3 e figura 53.

Para o Planalto da Bocaina como um todo observou-se uma tendência de decréscimo de altitude dos topos de NW para SE. Essa tendência também é observada nos planaltos isolados das Cabeceiras do Paraitinga e Serra dos Palmares; para os demais, a tendência predominante é de W para E e SW para NE (Serra da Carioca, Ribeirão da Capetinga, Rio do Funil, Serra do Frade e Rio do Braço). O planalto do Rio da Onça apresenta um caimento contrastante (SE para NW) (Quadro 3 e figura 53).

Os resultados mostram que, em geral, os caimentos dos planaltos isolados ajustam-se às direções das drenagens principais.

Quadro 3: Caimento dos planaltos isolados.

Planalto isolado	Caimento
1 – Cabeceiras do Paraitinga	NW p/ SE
2 – Serra dos Palmares	NW p/ SE
3 – Serra da Carioca	SW p/ NE
4 – Ribeirão da Capetinga	W p/ E
5 – Rio do Funil	SW p/ NE
6 – Rio da Onça	SE p/ NW
7 – Serra do Frade	W p/ E
8 – Rio do Braço	W p/ E

Figura 53: Análise de superfícies de tendência (1ª ordem) da altitude dos topos de interflúvios para cada planalto isolado e para o Planalto da Bocaina como um todo (canto inferior direito). Coordenadas UTM, zona 23K.

5.4 Orientação da rede de drenagem

Após a hierarquização da rede de drenagem das cartas topográficas do IBGE (escala 1:50.000), conforme critérios estabelecidos por Strahler (1952), os canais de diferentes ordens foram agrupados e separados por planalto isolado, com o intuito de se gerar diagramas de rosáceas. A interpretação desses dados, em conjunto com a análise estrutural, teve por finalidade avaliar o condicionamento tectônico na rede de drenagem do Planalto da Bocaina.

O padrão geral de orientação da rede de drenagem no Planalto da Bocaina (Fig. 54) mostra, para os canais de 1ª ordem, a predominância da direção NW-SE, enquanto que para os de 2ª, 3ª, 4ª e 5ª ordens, a direção NE-SW, coerente com a estruturação pré-cambriana. Canais de 6ª ordem, não presentes nos planaltos isolados, possuem direção predominante N-S a NNE-SSW.

Uma análise setorial dos diagramas ressalta padrões contrastantes: (1) direção E-W/WNW-ESE, marcante nos planaltos das Cabeceiras do Paraitinga (2ª, 3ª e 5ª ordens) e Ribeirão da Capetinga (2ª e 4ª ordens); (2) direções NNE-SSW, N-S e NNW-SSE, presentes em quase todos os planaltos; (3) predomínio das direções N-S e NE-SW nos canais de 1ª ordem dos planaltos da Serra da Carioca, Serra do Frade e Rio do Braço.

5.5 Relação entre densidade de lineamentos e *knickpoints*

A análise de densidade de lineamentos mostra que os maiores valores (acima de 3km/km²) ocorrem na área de intersecção das direções NE-SW, NW-SE e WNW-ESE no interior dos planaltos isolados (Fig. 56A).

Comparando-se a distribuição dos *knickpoints*, cartografados por fotointerpretação na escala 1:25.000 (Fig. 56B), com o mapa de fotolineamentos, verifica-se que existe uma boa correlação, principalmente ao longo das direções NE-SW, WNW-ESE e NW-SE, coincidindo muitas vezes com os limites dos planaltos isolados. Isso sugere um importante condicionante tectônico na geração desses *knickpoints*.

Figura 54: Diagramas de rosáceas dos canais de diferentes ordens do Planalto da Bocaina e dos planaltos isolados. Hierarquização da rede de drenagem conforme Strahler (1952). Rede de drenagem extraída de cartas do IBGE (escala 1:50.000). Coordenadas UTM, zona 23K.

Figura 55: (A) Mapa de densidade de lineamentos (km/km²). (B) Relações entre *knickpoints*, limites de planaltos isolados e lineamentos morfoestruturais. Coordenadas UTM, zona 23K.

6. REGIMES DE ESFORÇOS TECTÔNICOS NO PLANALTO DA BOCAINA

O Planalto da Bocaina insere-se no contexto da evolução mesozóica e cenozóica do sudeste do Brasil, palco de sucessivos eventos de reativação tectônica, em grande parte responsáveis pela configuração atual do relevo. Na presente pesquisa foi possível confirmar a importância desse condicionamento tectônico, já apontada em trabalhos anteriores (Gontijo 1999, Silva 2006). As orientações de diques, falhas e fraturas evidenciam regimes de esforços atuantes no sudeste do Brasil desde a ruptura continental.

Durante o Eocretáceo, a Bacia do Paraná foi palco de intensa atividade tectono-magmática, com os extensos derrames de lavas toleíticas que antecederam a quebra do Gondwana e abertura do Atlântico Sul. Conforme Silva (2006), diques de rochas máficas (basaltos, diabásios e gabros) associados a esse evento ocorrem predominantemente no litoral da Baía de Ilha Grande e na porção leste do Planalto da Bocaina. Tais feições apresentam espessuras variando de centimétricas até cerca de 50 m e orientação geral NE. Ao sul da Bocaina, Basei & Vlach (1981) descreveram a ocorrência de enxame de diques nas regiões de Cunha e Lagoinha, representados por corpos de andesito porfirítico de direção N40-50E, com poucos quilômetros de extensão e até 150 m de espessura. A idade K-Ar obtida foi de 131 ± 7 Ma, correlacionável ao evento de vulcanismo mesozóico do sul do Brasil.

Em um contexto mais regional, os enxames de diques toleíticos de direções NE-SW (Santos – Rio de Janeiro), N-S (Florianópolis) e NW-SE (Arco de Ponta Grossa) corresponderiam a uma junção tríplice (Silva 2005, Riccomini *et al.* 2006). Durante a fase de ruptura continental, o segmento do Arco de Ponta Grossa foi abortado, enquanto que os demais evoluíram para a abertura oceânica. Conforme os autores, os dados obtidos para os diques de rochas básicas a intermediárias eocretáceas da região de Cunha – Lagoinha e São Sebastião – Parati indicariam direções de distensão NW-SE, horizontal e, para esta última, compressão NE-SW, horizontal, evidenciando a vigência de regime transcorrente (transtrativo) sinistral.

Os diques alcalinos observados no Planalto da Bocaina, em sua maior parte de lamprófiros, possuem espessura centimétrica a decimétrica e estão alinhados segundo a direção predominante NE-SW e, subordinadamente, WNW-ESE (Fig. 56). Tais diques são mais comuns em manifestações magmáticas mais recentes, entre 79 e 90 Ma (Cretáceo Superior), do setor norte da Província Alcalina da Serra do Mar (Riccomini *et al.* 2005), adjacente à Bacia de Santos. Estão incluídas nesse contexto as intrusões das ilhas costeiras de São Sebastião, Montão de Trigo, Búzios e Vitória, além do corpo plutônico de Ponte Nova, na

Serra da Mantiqueira. Conforme os autores, o magmatismo dessa província tem sido associado freqüentemente à evolução da margem continental passiva; nesse contexto distensivo, a reativação de zonas de cisalhamento pré-cambrianas, paralelas à linha de costa, teria favorecido a colocação das intrusões. No entanto, alguns trabalhos tem apontado componentes laterais de cisalhamento, definindo segmentos ora com regime transtrativo dextral (Riccomini 1995), ora transtrativo sinistral (Ferrari 2001, Chiessi 2004).

Na Bocaina, os poucos afloramentos com exposições de diques e o intenso grau de alteração das rochas não possibilitaram a observação de feições de borda - indicativas dos esforços vigentes durante a sua colocação -, não permitindo uma análise cinemática mais apurada.

Figura 56: Diques de lamprófiros cortando granitóides (A: direção WNW-ESE, planalto das Cabeceiras do Paraitinga, BOC-10) e rochas gnáissicas (B: direção NE-SW, próximo ao planalto do Rio do Braço, BOC-2).

O levantamento estrutural concentrou-se nos planaltos isolados e áreas de entorno, onde foi possível a medição de mais de 80 planos de falha com estria, afetando rochas pré-cambrianas. As figuras 57 e 58 ilustram, respectivamente, a distribuição das falhas e dos regimes de esforços principais na área de estudo.

Figura 57: Localização das falhas rúpteis no Planalto da Bocaina e respectivos estereogramas (Diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior), plotados sobre o mapa de fotolocalizações. Representação de estrias nos estereogramas: seta = componente principal normal, ponto azul = componente principal sinistral, vermelho = componente principal dextral). No canto inferior direito, diagrama de rosáceas das direções das falhas. Coordenadas UTM, zona 23K.

Figura 58: Regimes de esforços relacionados às falhas do Planalto da Bocaina. Diagramas gerados a partir do método gráfico de Angelier & Mechler (1977); em preto, campos de maior probabilidade de conter o eixo de tensão máxima, σ_1 , em branco, o eixo de tensão mínima, σ_3 . Coordenadas UTM, zona 23K.

A ausência de marcadores estratigráficos dificultou o estabelecimento de uma cronologia relativa dos eventos de tectônica rúptil. Não foram encontradas, por exemplo, evidências conclusivas de depósitos quaternários falhados, talvez em função do caráter descontínuo e pouco espesso das exposições, ou ainda, pelo fato das estruturas identificadas poderem ser mais antigas que os depósitos. Dessa forma, os resultados obtidos na Bocaina foram contextualizados com outros trabalhos desenvolvidos ao longo do RCSB. Embora os regimes de esforços associados às falhas apresentem variações, foi possível observar algumas tendências, descritas a seguir.

Na área de estudo predominam falhas com componente normal de direção NE-SW (N60E), coincidente com a estruturação pré-cambriana, dada pelas zonas de cisalhamento e foliações metamórficas (Fig. 57). Em geral, apresentam mergulhos elevados para NW ou SE e rejeitos milimétricos a centimétricos, quando observáveis. São comuns preenchimentos de óxidos e hidróxidos de Mn nos planos de falha estriados. Essas falhas são compatíveis com um regime distensivo NW – SE (Fig. 58), que pode estar associado à fase de formação do RCSB (Paleoceno), ou ainda, a uma fase posterior, também registrada ao longo do *rift*, vigente durante o Pleistoceno tardio/Holoceno. Ocorrem de modo generalizado no planalto e estão associadas à ocorrência de vales assimétricos com escarpas retilíneas, *knickpoints*, facetas triangulares e trapezoidais e anfiteatros suspensos, devendo ter exercido um papel fundamental no desnivelamento dos níveis topográficos da Bocaina e na individualização dos planaltos isolados. Embora os rejeitos observados sejam pequenos, eventos sucessivos de reativação ao longo de várias superfícies de falhas podem ter provocado desnivelamentos consideráveis, com alçamento e/ou rebaixamento de blocos. Em alguns poucos locais ocorrem indícios de *stone-lines* falhadas (Fig. 59), que poderiam evidenciar o caráter recente, ao menos para parte dessas falhas.

A reativação tectônica ao longo das antigas zonas de fraqueza evidencia a importância da estruturação regional antiga na evolução do quadro neotectônico, corroborando as idéias sobre *tectônica ressurgente* (Hasui & Ponçano 1978, Hasui 1990). Ao longo da Zona de Cisalhamento do Rio Gavião, que corresponderia regionalmente à Zona de Cisalhamento de Cubatão, Silva (2006) observou evidências de reativação tectônica em três segmentos: (1) na extremidade SW, entre Parati e Cunha; (2) no Médio Vale do Rio Mambucaba, junto à borda sul do Planalto da Bocaina; (3) na extremidade NE, no vale do Córrego do Cafundó e em sua confluência com o Rio Bananal.

Falhas normais de direções ENE-WSW/WNW-ESE e NNE-SSW com importantes componentes direcionais (dextrais e sinistrais, respectivamente) e falhas transcorrentes de

T4632

 INSTITUTO DE GEOLOGIA - USP
 DEPARTAMENTO DE GEOTECNICA

direções NE-SW, apresentando mergulhos subverticais (Fig. 57), estão associadas, em sua maior parte, a um regime de esforços compressivo de direção NW-SE (Fig. 58). Esse regime seria compatível com um binário transcorrente dextral de direção E-W, com regime compressivo NW – SE, observado em diversas regiões na porção central do RCSB, vigente durante o Neógeno-Quaternário (Riccomini 1989, Salvador & Riccomini 1995, Gontijo 1999, Hiruma 1999, Sanson *et al.* 2005). No *rift*, tais falhas afetam depósitos paleogênicos, *stone-lines* e condicionam altos estruturais (Arujá, Queluz, Floriano-Barra Mansa, Caçapava e Resende). Na Bocaina, essas falhas estariam associadas a capturas de drenagem, *shutter ridges*, cristas e escarpas truncadas e divisores pouco nítidos.

A recorrência de eventos tectônicos associados a diferentes regimes de esforços ao longo dos mesmos planos de fraqueza sugere, pelo maior grau de preservação das estrias, que o regime de esforços distensivo de direção NW-SE possa ser mais recente que o compressivo NW-SE.

Figura 59: (A) Falha com componente normal afetando *stone-line* (plano de falha: 108/85) – BOC-194. (B) Família de juntas subverticais de espaçamento decimétrico de direção NW-SE, ortogonal à foliação gnáissica (BOC- 89).

Analisando-se a distribuição de fraturas no Planalto da Bocaina, observa-se dois padrões distintos: a oeste predominam as direções E-W a WSW-ESE e subordinadamente NNW-SSE e NNE-SSW, enquanto que a leste, NW-SE (Fig. 60). Na Bocaina como um todo, a direção predominante é NW-SE, ortogonal às direções principais das falhas e foliações metamórficas. Em campo, verificou-se que as fraturas são subverticais e apresentam, em geral, espaçamento decimétrico (Fig. 59B).

Figura 60: Distribuição de estereogramas de fraturas no Planalto da Bocaina, plotados sobre o mapa de fotolineamentos (Diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior). Estão representadas rosáceas de direções de fraturas das porções oeste e leste e global (canto inferior direito). Coordenadas UTM, zona 23K.

A partir da análise estrutural de lineamentos no Estado do Rio de Janeiro, Liu (1984) sugeriu a atuação de uma força compressional de direção NW-SE na formação da Serra do Mar, perpendicular à direção geral NE-SW da cadeia de montanhas. Durante a fase deformacional do RCSB, são reconhecidas fases de esforços transpressivos relacionadas à geração de altos estruturais (Riccomini 1989). Nota-se, entretanto, pela amplitude atual dessas feições (da ordem de dezenas de metros) que os soerguimentos devem ter sido pouco expressivos. Na Bocaina, o desnivelamento topográfico dos planaltos provavelmente está mais relacionado às fases distensivas NW-SE.

Nas porções mais elevadas do Planalto da Bocaina, as estruturas E-W são bem marcadas por importantes contrastes topográficos associados a escarpas e vales profundos. Macedo (1989) assinalou que durante a fase de estiramento da crosta na Bacia de Santos, áreas crustais de reologias distintas estariam separadas por faixas de descontinuidades de direção E-W (zonas de transferência do Rio de Janeiro, Curitiba e Florianópolis), onde ocorreriam movimentos horizontais relativos entre os blocos (Fig. 61). Reflexos dessas movimentações seriam observados tanto na porção marinha, como na continental. A partir do arranjo das estruturas observadas nas áreas oceânica e continental adjacente no sudeste do Brasil, Macedo *et al.* (1991) sugeriram um complexo de falhas normais/transcorrentes, delimitando formas rômbricas escalonadas (migrando de SW para NE), limitadas a leste e oeste por lineamentos NE, e a norte e sul pelas zonas de transferências de direção E-W, instaladas durante a fase *rift* e reativadas durante a trajetória das placas.

Figura 61: Faixas de descontinuidades crustais de direção E-W (zonas de falhas de transferência de Rio de Janeiro, Curitiba e Florianópolis), instaladas durante a fase *rift* e reativadas durante a trajetória das placas (Macedo 1989).

A direção NW-SE, presente em quase toda a região, também pode ser identificada pela distribuição de anomalias gravimétricas. Conforme observado por Almeida (2002), a tendência de distribuição das anomalias gravimétricas locais é preferencialmente NE-SW, concordante com a orientação da estruturação tectônica principal. Porém, nas proximidades da cidade de Bananal, as curvas são deslocadas para a direção NW-SE, por aproximadamente 20km, retomando o seu curso normal, em direção à Volta Redonda (Fig. 62). O autor denominou esse lineamento gravimétrico NW-SE - que passa pelas cidades de Passa-Quatro e Lídice e entre as bacias de Taubaté e Resende - de Zona de Transferência do Funil. Rumo à Bacia de Santos, esta feição parece conectar-se com uma das zonas de transferência da fase *rift* neocomiana. O autor ressaltou ainda o importante papel dessas estruturas na configuração do relevo, responsáveis por basculamentos de blocos ao longo dos vales, migrações laterais de canais, capturas fluviais e barramentos na sedimentação (Gontijo 1999), e também pelo desenvolvimento da soleira de Floriano-Barra Mansa, associada a falhas transcorrentes dextrais de direção NW-SE, durante o Neógeno-Quaternário (Riccomini 1989).

Figura 62: Mapa de anomalia Bouguer associado ao mapa das principais associações litológicas do Cinturão Ribeira na divisa entre os estados de São Paulo e Rio de Janeiro (Almeida 2002). Notar, a oeste de Bananal, deslocamento das curvas isogáficas para a direção NW-SE.

7. PLANALTOS ISOLADOS DA BOCAINA: ANÁLISE MORFOTECTÔNICA

Para cada planalto isolado foram elaborados mapas morfotectônicos (vide articulação na figura 63), onde foram cartografados lineamentos morfoestruturais, feições morfotectônicas e geomorfológicas, foliações metamórficas e falhas.

Nessa análise também foram incluídos os setores dissecados entre os planaltos isolados, as regiões da Serra do Quebra-Cangalha e do Planalto do Paraitinga (a oeste do Planalto da Bocaina) e as porções mais elevadas da porção sul da Bocaina (região do Pico da Macela).

Figura 63: Localização das figuras 65, 66, 68, 70, 72, 74, 77, 80, 82.

Na página seguinte é apresentada a legenda comum (Fig. 64) para as figuras 65, 66, 68, 70, 72, 74, 77, 80, 82.

LEGENDA

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

	curva de nível mestra
	curva de nível
	ponto cotado
	planalto isolado

DRENAGEM

	rede de drenagem
	<i>knickpoint</i>
	inflexão na drenagem
	planície aluvial

FORMAS

	divisor pouco nítido
	<i>shutter ridge</i>
	campo de matações
	ravina/boçoroca
	anfiteatro de erosão

	crista
	crista assimétrica (vertente abrupta voltada para o sul)
	escarpa
	faceta trapezoidal
	faceta triangular

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

	foliação metamórfica
	diques alcalinos
	lineamentos morfoestruturais
	falha normal (A = bloco alto, B = bloco baixo)

	falha transcorrente dextral
	falha transcorrente sinistral
	falha transcorrente inferida por evidências morfológicas
	local de coleta de amostra para determinação pelo método do radiocarbono, c/ número do afloramento

Figura 64: Legenda dos mapas das figuras 65, 66, 68, 70, 72, 74, 77, 80, 82. Todos os mapas em coordenadas UTM, zona 23K.

7.1 Setores da Serra do Quebra-Cangalha e do Planalto do Paraitinga à oeste do Planalto da Bocaina (Figs. 65 e 66)

Conforme Ab'Sáber & Bernardes (1958), a Serra do Quebra-Cangalha, importante divisor entre os vales Médio e Alto do Rio Paraíba do Sul (Figs. 65 e 67A), constitui um alinhamento de interflúvios (1050 – 1150 m), representativo da *superfície das cristas médias* (De Martonne 1943) ou Japi. A paisagem característica deste compartimento é a dos “mares de morros”, com perfis de alteração profundos e fortes declives (Fig. 67B). Predominam nesta área biotita gnaisses bandados, xistos e biotita granitos.

As altitudes dos topos de interflúvios, que chegam a mais de 1200 m na Serra do Quebra-Cangalha, decrescem em direção aos rios Paraitinga e Jacuí, onde atingem 850 – 1000 m (Figs. 65 e 66). Na Bocaina, os planaltos isolados do Rio do Funil, Serra do Frade e Rio do Braço, situados próximos à borda da escarpa da Serra do Mar, apresentam altitudes semelhantes às partes mais elevadas da Serra do Quebra-Cangalha.

Nesses setores predominam as seguintes direções de lineamentos morfoestruturais: NE-SW, ENE-WSW, E-W, NNE-SSW e NW-SE. A escarpa que delimita os setores Médio e Alto do Rio Paraíba do Sul acompanha a direção NE-SW, coerente com a estruturação pré-cambriana, e prolonga-se até a região da Serra da Bocaina. Os rios principais que nascem na vertente oeste do Planalto da Bocaina (Paraitinga, Jacuizinho, Mato-Dentro, Encruzilhada, Peixes, Macacos) apresentam diversas inflexões ao longo de seus percursos, segundo as direções NW-SE e NNE-SSW (Figs. 65 e 66). Ao longo das direções E-W e ENE-WSW ocorrem escarpas rochosas e cristas assimétricas com vertentes abruptas voltadas para sul (Fig. 67C); as planícies mais extensas estão associadas a essas direções (Fig. 66). Facetas triangulares (Fig. 67D), por vezes, associadas a vales suspensos, são comuns. O Córrego do Engenho e o Rio Paraitinga nesse setor acompanham um importante alinhamento de direção NNE-SSW (Fig. 65, 67E), com provável componente sinistral. Ao longo do rio Jacuí, é possível observar uma série de alvéolos (Figs. 66, 67F e 67G), delimitados pelas direções NW-SE e NE-SW. *Knickpoints* ocorrem ao longo deste rio, formando corredeiras e cachoeiras (Fig. 67H).

Figura 65: Feições morfotectônicas do setor da Serra do Quebra-Cangalha a oeste da Bocaina (em verde).

Figura 66: Feições morfotectônicas do Planalto do Paraitinga, à oeste do Planalto da Bocaina (em verde).

Figura 67: Setores da Serra do Quebra-Cangalha e do Planalto do Paraitinga. (A) Imagem extraída do Google Earth, onde se pode observar em primeiro plano o desnível topográfico entre as colinas tabuliformes da Bacia de Taubaté (1) e a Serra do Quebra-Cangalha (2). Ao fundo, as regiões elevadas das serras da Mantiqueira (3) e da Bocaina (4). (B) Paisagem dos “mares de morros”. Ao fundo, no horizonte, o Maciço Alcalino de Passa-Quatro. (C) Escarpa rochosa de direção E-W, próxima à nascente do Ribeirão Jacuí-Mirim. (D) Facetas triangulares ao longo da planície do rio Paraitinga. (E) Alinhamento de direção NNE-SSW ao longo do vale do Rio Paraitinga. (F) Alvéolo ao longo do rio Jacuí. (G) Foto aérea 1:25.000 ilustrando alvéolos ao longo do Rio Jacuí, delimitados por lineamentos de direções NW-SE e ENE-WSW. (H) *Knickpoint* ao longo do rio Jacuí, formando cachoeira.

7.2 Planalto isolado das Cabeceiras do Paraitinga (Fig. 68)

O planalto isolado das Cabeceiras do Paraitinga corresponde à porção mais elevada da Bocaina (Fig. 69A), com altitudes variando entre 1411 e 2088 m (média: 1653 m). O ponto culminante é o Morro do Tira-Chapéu (2088 m). Ponçano *et al.* (1981) dividiram esta porção mais alta em dois planaltos isolados (Mirante e Cabeceiras do Paraitinga), aqui agrupados por constituírem um mesmo bloco. Os rios que drenam esse planalto a oeste do Morro da Boa Vista desembocam na Bacia do Rio Paraitinga, enquanto que os rios a leste fluem para a Bacia do Rio Mambucaba.

Acima de 1500 m, ocorre um mosaico de campo e mata (Fig. 69B) característico da paisagem dos *altos campos* (Modenesi 1984, 1988a), descrito no Planalto de Campos do Jordão. Campos recobrem as áreas de interflúvio, enquanto que a mata ocorre nas vertentes mais dissecadas e nos anfiteatros de erosão. Na Bocaina, a mamelonização na parte superior das vertentes, bem marcante no Planalto de Campos do Jordão, é substituída em alguns locais por afloramentos rochosos (terrenos gnáissicos) e campos de matacões (terrenos graníticos). A dissecação do relevo é mais pronunciada do que em Campos do Jordão, com vales incisos e vertentes íngremes. Porções mais preservadas da dissecação fluvial, com relevo aplainado e planícies fluviais amplas (Fig. 69C e 69D), ocorrem acima de 1800 m, nas áreas de nascentes do Rio Paraitinga (Ribeirão do Salto), no extremo noroeste do planalto.

Ressalta-se em todo o planalto o caráter assimétrico dos vales (Fig. 69E), com vertentes mamelonizadas e suaves voltadas para norte e noroeste, e íngremes, para sul e sudeste, evidenciando controle estrutural, dado pela orientação das foliações metamórficas.

Os anfiteatros de erosão no Planalto de Campos do Jordão foram gerados por profundos movimentos de massa pleistocênicos, refletindo períodos de maior atividade erosiva nas vertentes (Modenesi 1988b). Na Bocaina, como em Campos do Jordão, tais formas não se restringem apenas às cabeceiras das drenagens principais, distribuindo-se lateralmente ao longo dos vales. Formas circulares ocorrem com mais frequência nas vertentes convexizadas. Até o momento não foram encontrados indícios de depósitos correlativos de movimentos de massa na Bocaina, embora algumas formas sejam similares a cicatrizes geradas por processos de escorregamento rotacional (*slump-slide*). Anfiteatros de gerações mais antigas e de maiores dimensões possuem seus eixos alinhados ao longo da direção NE-SW; em geral já não possuem formas circulares bem preservadas devido à intensa dissecação fluvial.

Distingue-se nas Cabeceiras do Paraitinga duas paisagens bem contrastantes: a área dos granitos com campos de matações e formas em pão-de-açúcar (Fig. 69F e 69G), principalmente na porção sudeste, e a área de gnaisses, com escarpas rochosas, nas porções central e nordeste (Fig. 69H).

Planícies alveolares mais extensas distribuem-se ao longo de lineamentos de direções NNE-SSW, NE-SW e WNW-ESE, como por exemplo, na confluência do Córrego da Esperança com o rio Paraitinga (Fig. 69I) e ao longo dos cursos do Ribeirão do Salto, Rio Mambucaba e Córrego da Floresta. *Knickpoints* (Figs. 69J, 69L) e vales suspensos (Fig. 69K) concentram-se principalmente ao longo dessas direções.

A direção WNW-ESE, bem marcante no relevo, associa-se a vales profundos e cristas (Fig. 69B). Observa-se predomínio de facetas triangulares e trapezoidais ao longo de drenagens de direção NE-SW (Ribeirão do Salto, Ribeirão dos Cochós, nascente do Rio Mambucaba), associadas a falhas com componente normal, subordinadamente, NNE-SSW (Rio Paraitinga) e WNW-ESE (córregos do Tabuleiro e do Deserto, trechos do rio Paraitinga) (Fig. 68). Ao longo desta última direção ocorrem várias evidências morfológicas de movimentação transcorrente dextral. Boçorocas e ravinas em estágio de estabilização ocorrem disseminadas em todo o planalto isolado (Fig. 69M).

No planalto isolado das Cabeceiras do Paraitinga são comuns perfis complexos com níveis de paleossolos (até 3) intercalados com colúvios (Figs. 69N, O, P, Q, R, S, T, U). Tais depósitos ocorrem em setores de baixa vertente, patamares suspensos e no interior dos anfiteatros; por vezes, recobrem níveis de terraços antigos. As idades ^{14}C desses paleossolos variam entre 650 ± 50 a 36.880 ± 980 AP.

Sobre a rocha alterada são comuns as *stone-lines* (Fig. 69V), formadas por fragmentos angulosos, milimétricos a decimétricos, de quartzo, rocha alterada e material laterítico – este último, possivelmente resultado do desmantelamento de crostas lateríticas. Nos topos dos interflúvios mais elevados, as *stone-lines* são mais contínuas, lembrando um paleopavimento detrítico. Em várias regiões do sudeste do Brasil, esse paleopavimento é atribuído ao “último estágio seco regional” do Pleistoceno Superior (Ab’Sáber 1969). Em alguns locais, é possível distinguir mais de uma geração de *stone-line*.

Nas vertentes íngremes das áreas graníticas, ocorrem depósitos conglomeráticos estratificados recobertos por colúvios (Fig. 69X), possivelmente relacionados a paleocanais.

Figura 69: Planalto isolado das Cabeceiras do Paraitinga. (A) Vista da porção mais elevada da Bocaina (ao fundo); em primeiro plano, planície fluvial meandrante do Rio Paraitinga. (B) Imagem extraída do Google Earth, ilustrando o mosaico de campo e mata característico da paisagem dos “altos campos”. (C) Ao fundo, vista do nível topográfico aplainado com altitudes acima de 1800 m, no extremo noroeste do planalto isolado (antiga pista de pouso). (D) Planície fluvial do Ribeirão do Salto, área de nascentes do Rio Paraitinga. (E) Vale assimétrico ao longo do Ribeirão dos Cochos, apresentando vertentes abruptas voltadas para sudeste, em contraste com as voltadas para noroeste, suaves e mamelonizadas.

Figura 69: Planalto isolado das Cabeceiras do Paraitinga (continuação). (F) Campo de matacões na área dos terrenos graníticos (sudeste do planalto isolado). (G) Feição tipo pão-de-açúcar, em área de granitos. (H) Escarpamentos rochosos em área de gnaisses. (I) Planície aluvial ampla ao longo do Córrego da Esperança. (J) Vale encaixado do Rio Paraitinga, área de *knickpoint*. (K) Vale suspenso (*knickpoint* indicado pela seta), possivelmente associado a falha com componente normal.

Figura 69: Planalto isolado das Cabeceiras do Paraitinga (continuação). (L) *Knickpoint*. (M) Boçoroca em estágio de estabilização. (N) Perfil complexo com sucessões de colúvios intercalados com paleossolos – IIA₁ e IIIA₁ (BOC-36). Idades obtidas pelo método do radiocarbono: IIA₁ – 20.270±250 AP e IIIA₁ – 26.150±260 AP. (O) Situação semelhante à anterior, com idades semelhantes (BOC-38). IIA₁: 19.490±110 AP e IIIA₁: 26.490±260 AP. (P) Perfil complexo de rampa de colúvio com 3 horizontes enterrados (BOC – 39). IIA₁: 2.140±50 AP, IIIA₁: 7.310±80 AP e IVA₁: 30.070±320 AP. Q) Detalhe do perfil anterior, mostrando os dois paleossolos mais recentes.

Figura 69: Planalto isolado das Cabeceiras do Paraitinga (continuação). (R) Rampa de colúvio com horizonte A enterrado (BOC-41). (S) Detalhe do perfil anterior. Idade do paleossolo: 15.200 ± 110 AP. (T) Perfil complexo com sucessões de colúvios intercalados com paleossolos (BOC-50). (U) Detalhe do perfil anterior. IIA₁: 650 ± 50 AP e IIIA₁: 11.000 ± 70 AP. (V) Detalhe do perfil anterior, mostrando *stone-line* formada por seixos angulosos (de até 6 cm) de quartzo, fragmentos de rocha alterada e de material ferruginoso, situada abaixo do horizonte IIIA₁ e acima da rocha alterada. (X) Perfil com depósito conglomerático estratificado recoberto por colúvio de cor amarela e horizonte A superficial húmico.

7.3 Planalto isolado da Serra dos Palmares (Fig. 70)

Com altitudes entre 1272 a 1624 m (média: 1451 m) o planalto da Serra dos Palmares é delimitado a noroeste e sudeste por lineamentos de direção NE-SW e a leste e sudoeste pelas direções NNW-SSE e WNW-ESE, respectivamente (Fig. 70, 71A). É caracterizado pelo nivelamento dos topos de interflúvios (Figs. 71A, B e C), com caimento geral para sudeste, e pela baixa amplitude topográfica (em geral, abaixo de 50 m). Escarpas rochosas delimitam esse planalto a sudeste (Fig. 71D). Os rios que drenam esse planalto são afluentes do Rio Paca Grande, que flui em direção ao litoral.

A oeste da Serra dos Palmares, separado por importante lineamento de direção NE-SW ao longo dos rios do Capitão-Mor e do Gavião, ocorre um fragmento isolado desse planalto (Fig. 70), delimitado por escarpas com amplitude superiores a 300 m. Sua altitude decresce de noroeste para sudeste, variando de 1756 m – ponto culminante na Serra de Caxambu – a 1460 m.

No planalto da Serra dos Palmares predominam biotita gnaisses milonitizados (Fig. 71E) com mergulhos das foliações de 40 a 85°, voltados para noroeste. São comuns falhas com componente normal (Fig. 71F), paralelas à foliação metamórfica.

Ao longo dos rios da Paca Grande e São Pedro ocorrem facetas triangulares e alvéolos bem desenvolvidos com rios meandrantess; inflexões em seus cursos acompanham lineamentos de direções ENE, NNW, NNE (Fig. 70).

Figura 71: Planalto isolado da Serra dos Palmares. (A) Imagem extraída do Google Earth, onde se pode observar o nivelamento dos topos de interflúvios e a baixa amplitude topográfica. (B) e (C) Vista do planalto isolado, com destaque para o aplainamento generalizado dos topos de interflúvios. (D) Escarpa rochosa de direção NE-SW, que delimita o planalto a sudeste. (E) Gnaisses bandados (foliação 348/40). (F) Plano de falha estriado preenchido por óxidos e hidróxidos de Mn (330/70//330/70, normal).

7.4 Planalto isolado da Serra da Carioca (Fig. 72)

O planalto isolado da Serra da Carioca (1037-1665 m, média: 1272 m) apresenta-se como uma faixa estreita e alongada segundo a direção NE-SW (Figs. 73A e B), que se desfaz a leste na forma de cristas assimétricas com vertentes abruptas voltadas para SE. Para oeste, o prolongamento dessa faixa corresponde a um alinhamento de cristas com altitudes que atingem mais de 1800 m, a noroeste dos planaltos isolados da Serra do Frade e do Rio do Braço. O limite norte do planalto coincide com uma falha de componente normal, com bloco rebaixado a norte. Os rios principais que drenam esse planalto são o Córrego da Areia e o Rio da Prata, afluentes do Rio Piraí, que desemboca no Rio Paraíba do Sul; ambos fluem de SW para NE, acompanhando o caimento geral dos interflúvios.

Facetas triangulares ocorrem ao longo dos vales do Córrego da Areia e do Rio da Prata, e também ao longo de lineamentos morfoestruturais de direção NNE-SSW (Córrego dos Cabritos, Fig. 72), que delimitam o planalto a leste. Duas inflexões de drenagem importantes ocorrem ao longo do Rio da Prata (direção geral NE), que passa a percorrer a direção NNE nos trechos de confluência com os córregos da Areia e dos Cabritos.

Planícies aluviais mais importantes ocorrem ao longo do Rio da Prata (Fig. 73C) e na sua confluência com o Córrego da Areia (Fig. 73D).

Predominam nesse planalto rochas granitóides (biotita granitos/ortognaisses de textura grossa, por vezes porfiríticos) que, rumo ao limite escarpado a noroeste, gradam para biotita gnaisses bandados. Sobre a rocha alterada, é comum observar *stone-lines* recobertas por colúvios (Fig. 73E).

Figura 72: Feições morfotectônicas do planalto isolado da Serra da Carioca.

Figura 73: Planalto isolado da Serra da Carioca. (A) Imagem extraída do Google Earth, mostrando, em primeiro plano, a faixa estreita e alongada de direção NE-SW, correspondente ao planalto da Serra da Carioca. Ao fundo, a Serra da Mantiqueira. (B) Ao fundo, vista da face noroeste do planalto da Serra da Carioca. Em primeiro plano, relevo característico dos *mares de morros*. (C) Ao fundo, crista rochosa que delimita o planalto a sudeste; em primeiro plano, planície com meandros do Rio da Prata. (D) Planície ampla na confluência do Rio da Prata com o Córrego da Areia. (E) Colúvio sobre *stone-line*.

7.5 Planalto isolado do Ribeirão da Capetinga (Fig. 74)

Com altitudes variando entre 1289 e 1704 m (média: 1431 m), o planalto do Ribeirão da Capetinga (Fig. 75A e B) possui caimento geral de oeste para leste. Os rios que drenam o planalto, com exceção do Córrego da Guaricata (afluente do Rio Paraitinga), vão desaguar na Bacia do Rio Mambucaba, rumo ao litoral. A noroeste do planalto do Ribeirão Capetinga ocorre um fragmento isolado, caracterizado pelo relevo pouco dissecado e topos planos (Fig. 75C).

Planícies alveolares mais extensas (Fig. 75D), com rampas de colúvio e níveis de terraços preservados (TC₁), ocorrem ao longo do Rio Guaripu e seus afluentes, associadas às direções NE-SW e NNE-SSW. No topo da Serra do Indaiá (face sudeste do planalto do Ribeirão da Capetinga, Fig. 75E), tais níveis puderam ser identificados (Figs. 75F a K)

Facetas triangulares e *knickpoints* associados a falhas com componente normal orientam-se segundo a direção NE-SW, coincidente com a foliação metamórfica dos gnaisses, que apresentam mergulhos médios a subverticais para noroeste.

7.6 Planalto isolado do Rio do Funil (Fig. 74)

O planalto isolado do Rio do Funil (1015–1466 m, média: 1230 m, figs. 76A e B) encontra-se rebaixado cerca de 200-300 m em relação ao planalto isolado do Ribeirão Capetinga, do qual é separado por uma escarpa de direção NE-SW. Todos os rios que drenam o planalto são afluentes do Rio Mambucaba.

Escarpas e cristas assimétricas com vertentes abruptas voltadas para sudeste e *knickpoints* estão associados a lineamentos de direção NE-SW, coincidindo com a direção das foliações metamórficas das rochas (biotita gnaisses milonitizados). As direções NNW-SSE, NW-SE e NNE-SSW condicionam a distribuição dos principais alvéolos. Planícies fluviais bem desenvolvidas com rios meandantes ocorrem na confluência do rio do Funil com o Córrego Braço Norte (oeste do planalto) e ao longo do Ribeirão do Veado (norte do planalto, Fig. 76C).

Figura 74: Feições morfotectônicas dos planaltos isolados do Ribeirão da Capetinga (I) e do Rio do Funil (II).

Figura 75: Planalto isolado do Ribeirão da Capetinga. (A) Imagem extraída do Google Earth mostrando em primeiro plano os planaltos do Ribeirão da Capetinga (1) e do Rio do Funil (2); ao fundo planaltos da Serra dos Palmares (3), Serra do Frade (4) e Rio do Braço (5). (B) Vista da face noroeste do planalto isolado do Ribeirão da Capetinga, mostrando a topografia plana da área do topo. (C) Em primeiro plano, área com baixo grau de dissecação erosiva, com topos aplainados. (D) Planície ampla associada à direção NNE-SSW; nível de terraço, ao nível da moradia (norte do planalto isolado).

Figura 75: Planalto isolado do Ribeirão da Capetinga (continuação). (E) Vista da Serra do Indaiá, face sudeste do planalto do Ribeirão da Capetinga. (F) Foto aérea 1:25.000 da planície do Rio do Guaripu (local das fotos G-J). (G) Possível nível de terraço antigo (TC_1) - nível topográfico da casa (BOC-61). (H) Mesma situação da foto anterior, em alvéolo situado a nordeste do anterior. (I) Rampa de colúvio, com paleossolo (BOC-61). (J) Detalhe da foto anterior, mostrando o perfil com horizonte A enterrado. A idade obtida pelo método do radiocarbono para esse horizonte foi de 9.240 ± 50 AP.

Figura 76: Planalto isolado do Rio do Funil. (A) Imagem extraída do Google Earth, mostrando o desnível topográfico entre os planaltos do Rio do Funil (1) e Ribeirão da Capetinga (2). (B) Ao fundo, vista da face sudoeste do planalto do Rio do Funil. (C) Alvéolos ao longo do Ribeirão do Veado (norte do planalto isolado) delimitados por estruturas NW-SE, NE-SW e WNW-ESE. O canal sofre diversas inflexões ao longo dessas direções, indicadas na figura.

7.7 Planalto isolado do Rio da Onça (Fig. 77)

O planalto do Rio da Onça (1308-1729 m, média: 1458 m) constitui um pequeno bloco pouco dissecado (Fig. 78A e B), delimitado por estruturas de direções NE-SW e NNE-SSW. Corresponde ao prolongamento do alinhamento de cristas de direção NE-SW, que delimita, a sul, o planalto isolado do Rio do Braço. As altitudes dos topos dessas cristas coincidem aproximadamente com as maiores altitudes do planalto do Rio da Onça, sugerindo uma continuidade pretérita deste para leste. O caimento dos topos dos interflúvios desse planalto é de sudeste para noroeste, oposto ao padrão geral observado nos demais planaltos. Os rios que drenam o planalto são afluentes do Rio Mambucaba, que desce a escarpa da Serra do Mar rumo ao litoral.

Facetas triangulares, associadas a falhas com componente normal, ocorrem ao longo do Córrego do Gavião do Penacho e do Rio da Onça; ambos sofrem inflexões para NW, antes de escoarem para fora do planalto.

7.8 Planalto isolado da Serra do Frade (Fig. 77)

O planalto da Serra do Frade (1011-1553 m, média: 1165 m) encontra-se rebaixado cerca de 200-300 m em relação ao planalto do Rio da Onça, limitando-se a sul pela escarpa da Serra do Mar (Fig. 79A). As variações altimétricas são maiores que as observadas nos demais planaltos da borda da escarpa da Serra do Mar (Rio do Braço e Rio do Funil). O pico culminante é o Pico do Frade com altitude de 1589 m (Fig. 79B).

Alvéolos mais importantes, com desenvolvimento de rios meandantes, ocorrem ao longo dos rios Santo Antonio, Jacu-Pintado e da Paca Grande, alinhados segundo a direção NNE-SSW. Facetas triangulares também ocorrem predominantemente segundo essa direção. Ao longo do Córrego Santo Antônio, em uma área de intersecção de lineamentos de direções NNE-SSW, E-W e NE-SW, observa-se um divisor pouco nítido, que separa dois setores de alvéolos, sugerindo uma captura fluvial recente (Fig. 77, 79C).

A foliação das rochas gnáissicas (milonito biotita gnaisses, Fig. 79D) segue a direção NE-SW, com mergulhos elevados (acima de 70°), ora para NW, ora para SE.

Entre os planaltos isolados da Serra do Frade e dos Palmares, ao longo da planície do Córrego Alegrinho, estão preservados perfis de rampas de colúvio com paleossolo intercalado (BOC- 201, fig. 79E), datado em 7.570 ± 70 AP.

Figura 77: Feições morfotectônicas dos planaltos isolados do Rio da Onça (I) e da Serra do Frade (II).

Figura 78: Planalto isolado do Rio da Onça. (A) Imagem extraída do Google Earth, mostrando em primeiro plano o planalto do Rio da Onça (1), ao sul, o planalto da Serra do Frade (2), e, ao fundo, planaltos da Serra dos Palmares (3) e do Rio do Braço (4). (B) Ao fundo, vista da face norte do planalto do Rio da Onça.

Figura 79: Planalto isolado da Serra do Frade. (A) Imagem extraída do Google Earth, mostrando em primeiro plano o planalto da Serra do Frade (1) e em segundo plano, planaltos da Serra dos Palmares (2) e Rio do Braço (3). (B) Vista dos topos subniveados do planalto (1), ao fundo, Pico do Frade (2). (C) Divisor pouco nítido ao longo do Córrego Santo Antonio. (D) Milonito gnaíse, com mergulho para NW (Cachoeira do Bracu).

Figura 79: Planalto isolado da Serra do Frade (continuação). (E) Rampa de colúvio com horizonte A enterrado datado em 7.570 ± 70 AP (BOC-201).

7.9 Planalto isolado do Rio do Braço (Fig. 80)

O planalto isolado do Rio do Braço (874-1249 m, média: 1073 m) delimita-se a nordeste por um alinhamento de cristas de direção NE-SW, que atinge em alguns pontos mais de 1800 m, e a sudeste, pela escarpa da Serra do Mar (Fig. 81A). Próximo a essa escarpa, ocorre uma região com baixo grau de dissecação, com amplitudes de relevo abaixo de 20m, onde os divisores de drenagem são pouco nítidos (Fig. 80). A porção oeste do planalto é drenada por afluentes do Rio Ariró, que flui em direção ao litoral. Já a porção leste, é drenada pelos afluentes do Rio do Braço, que inicialmente possui um traçado WNW-ESE, desviando posteriormente rumo nordeste, até desembocar no Rio Pirai (afluente do Rio Paraíba do Sul).

Alvéolos principais ocorrem ao longo dos rios do Braço, Barbosa, Pedras, Encruzilhada e João Rodrigues (Fig. 81B e C), a montante de *knickpoints*. O rio do Braço sofre várias inflexões ao longo de seu trajeto, ao longo das direções NE-SW, NNE-SSW, WNW-ESE e NW-SE. Escarpas rochosas e facetas triangulares ocorrem principalmente ao longo da direção NE-SW (Fig. 81D e E).

Nesse planalto predominam biotita milonito-gnaisses de textura fina a média, por vezes com níveis porfiroblásticos (cristais estirados de FK centimétricos), com mergulhos moderados a subverticais (próximo à escarpa da Serra do Mar), voltados para nordeste.

Figura 80: Feições morfotectônicas do planalto isolado do Rio do Braço.

Figura 81: Planalto isolado do Rio do Braço. (A) Imagem extraída do Google Earth, mostrando (1) alinhamento de cristas de direção NE-SW, a nordeste do planalto e (2) região de baixa amplitude de relevo, próxima à borda da escarpa. (B) Alvéolo do Ribeirão João Rodrigues, Fazenda Conceição do Rio do Braço. (C) Detalhe do depósito fluvial arenoso da várzea da foto anterior. (D) Escarpa rochosa. (E) Facetas triangulares (indicadas pelas setas).

7.10 Porções elevadas do sul do Planalto da Bocaina, a leste da cidade de Cunha (Fig. 82)

Corresponde a uma faixa alongada (Figs. 83A e B), delimitada a leste pela escarpa da Serra do Mar, e a oeste, por um desnível topográfico de aproximadamente 300-400 m até atingir o domínio dos *mares de morros*, no Planalto do Paraitinga. As altitudes variam entre 1470 a 1840 m e crescem em direção à escarpa da Serra do Mar; o ponto culminante é o Pico da Pedra da Macela com 1840 m.

Níveis preservados com topos aplainados são raros; o relevo apresenta uma forte dissecação erosiva (Fig. 83C). Foram mapeados apenas dois fragmentos, nivelados a aproximadamente 1600 m: (1) a sudeste da cachoeira do Mato Limpo, com alvéolo bem desenvolvido e (2) na área de divisores entre os rios Manso e Taboão.

Apesar das altitudes serem semelhantes às observadas no planalto isolado das Cabeceiras do Paraitinga, não se observa o mosaico de campo e mata, característico dos *altos campos*; há predomínio da mata.

Nessa faixa predominam biotita granitos (Fig. 83D) de textura média a grossa, por vezes porfiríticos (fenocristais de FK centimétricos). Nesse setor da Bocaina, as maiores elevações estão associadas às rochas granitóides.

As estruturas E-W e WNW-ESW são bem marcantes no relevo, correspondendo a vales profundos (córregos do Pico Agudo, Ingá e das Pedras e rios Manso e Taboão) e cristas assimétricas com vertentes abruptas voltadas para sul.

Figura 83: Porções elevadas do sul do Planalto da Bocaina, a leste da cidade de Cunha. (A) Imagem extraída do Google Earth, mostrando (1) domínio dos “mares de morros” no Planalto do Paraitinga, (2) porções elevadas do sul do Planalto da Bocaina, (3) planalto isolado do Ribeirão do Funil, (4) escarpa da Serra do Mar. (B) Foto tirada do planalto isolado das Cabeceiras do Paraitinga, mostrando na linha do horizonte, a região alongada e elevada ao sul do Planalto da Bocaina. (C) Em primeiro plano, matacões de granito na área da Pedra da Macela, ao fundo, relevo dissecado com vales profundos. (D) Biotita granito de textura média a grossa.

8 TERMOCRONOLOGIA DE TRAÇOS DE FISSÃO EM APATITA NO PLANALTO DA BOCAINA

8.1 Trabalhos prévios sobre traços de fissão no Brasil

Os estudos de traços de fissão no Brasil iniciaram-se na década de 90 e, desde então, vêm sendo progressivamente utilizados em estudos geológicos e geomorfológicos. A maior parte dos trabalhos concentrou-se no sudeste do Brasil, região conhecida por sua complexa evolução durante o Cenozóico.

A partir do levantamento bibliográfico dos trabalhos sobre termocronologia de traços de fissão em apatitas realizados no Brasil (Anexo 1, Figura 84), foi elaborado um mapa síntese com a distribuição espacial das idades de traços de fissão (Figura 85). Nesse mapa foram incluídas todas as publicações que dispunham de informações mínimas referentes às localizações das amostras analisadas.

Antes de analisar o padrão regional de distribuição das idades, alguns pontos devem ser considerados: (1) para inclusão no mapa, deu-se preferência às idades corrigidas, na ausência destas, às idades zeta, e por último, às aparentes; (2) a maior parte dos trabalhos utilizou o Método do Detector Externo; em alguns, adotou-se o Método das Populações. Essas diferenças estão assinaladas no Anexo 1. Com o intuito de facilitar a leitura do mapa, as idades foram classificadas em intervalos de 50 Ma (Figura 85).

Os trabalhos abordam diferentes temas relacionados à evolução geológica e geomorfológica da Plataforma Sul-Americana, tais como:

- a) evolução de altos estruturais: Domo de Pitanga, Pau d'Álho e Jibóia (Godoy 2006), Arco de Ponta Grossa (Vignol-Lelarge *et al.* 1994, Franco 2006);
- b) evolução tectônica e geomorfológica das serras do Mar e da Mantiqueira (Oliveira *et al.* 2000; Godoy *et al.* 2001; Hackspacher & Hadler Neto 2001; Maia *et al.* 2001; Hackspacher *et al.* 1999, 2001, 2003a, b; Hackspacher 2003; Tello Sáenz *et al.* 2003a, b; Ribeiro 2003b; Ribeiro *et al.* 2005; Tello Sáenz *et al.* 2005; Ribeiro *et al.* 2006; Silva 2006);
- c) reativações tectônicas e histórias térmicas de falhas (Ribeiro 1996, 2003a; Borba *et al.* 2002; Ribeiro *et al.* 2003b,c, 2005; Nóbrega *et al.* 2005);
- d) magmatismo alcalino mesozóico (Amaral *et al.* 1997; Godoy *et al.* 2003; Franco *et al.* 2003a, 2005; Ribeiro *et al.* 2003a);

Figura 84: Distribuição dos locais onde foram obtidas datações, classificadas por autoria. Coord.: Lat/Long.

Figura 85: Distribuição das idades de traços de fissão, em intervalos de classe de 50 Ma. Coord.: Lat/Long.

- e) relação entre eventos denudacionais e intemperismo (Carmo 2005);
- f) mineralizações hidrotermais (Jelinek *et al.* 1999);
- g) superfícies de erosão (Franco *et al.* 2001, 2003b; Doranti *et al.* 2006; Spatti Jr. *et al.* 2006);
- h) relação entre soerguimento/denudação e deposição na Bacia de Santos (Gallagher & Brown 1999, Hadler Neto *et al.* 2001, Ribeiro *et al.* 2003d);
- i) evolução morfotectônica em margens passivas elevadas (Gallagher *et al.* 1994, 1995; Brown *et al.* 2000).

A distribuição das idades de traços de fissão (Fig. 85) revela uma tendência de decréscimo de idades do interior rumo à costa, também observada em outras margens passivas. Esse padrão pode ser identificado ao longo de diversas faixas (Figura 84, 85): Serra da Mantiqueira – Ilha de São Sebastião (Tello Saénz *et al.* 2003a), Quadrilátero Ferrífero – Rio de Janeiro (Carmo 2005) e no sul do Brasil (PR e SC, Gallagher *et al.* 1994).

A seguir são feitos comentários sobre alguns trabalhos de especial interesse para a presente pesquisa.

Trabalhos realizados por Gallagher *et al.* (1995), Amaral *et al.* (1997) e Hackspacher *et al.* (1999) indicaram uma taxa de soerguimento significativa da margem continental do sudeste brasileiro desde o Cretáceo.

O trabalho pioneiro sobre análise de traços de fissão em apatitas a tratar da questão do soerguimento da Serra do Mar foi o de Vignol-Lelarge *et al.* (1994), realizado no Arco de Ponta Grossa. Os autores identificaram na região um evento de soerguimento acompanhado de erosão da ordem de 2,5 km, há aproximadamente 86 Ma. Os depósitos correlativos a esse evento na Bacia de Santos seriam representados por arenitos médios a grossos do Coniaciano e arenitos e conglomerados grossos do Santoniano. Estudos na mesma região foram retomados por Franco (2006), que identificou nas histórias térmicas das amostras curvas de aquecimento e resfriamento associados a eventos tectono-magmáticos importantes: (a) ruptura do Gondwana Sul-Occidental, (b) soerguimento inicial das serras do Mar/Mantiqueira e do Arco de Ponta Grossa, (d) elaboração da Superfície Sul-Americana e (e) atuação de ciclos erosivos e instalação de bacias pertencentes ao RCSB.

Gallagher *et al.* (1995) correlacionaram os dados de traços de fissão com a topografia atual, com o intuito de analisar a evolução da margem continental do sudeste do Brasil, após a ruptura do Gondwana. Foram coletadas amostras de rochas sedimentares da Bacia do Paraná (Carbonífero–Eocretáceo), rochas do embasamento cristalino aflorantes na planície costeira (Paleozóico-Proterozóico), rochas vulcânicas (basaltos e subordinadamente riólitos) que

capeiam a escarpa e rochas sedimentares em contato com os basaltos (Fig. 86). A figura 87 ilustra os gráficos de idades de traços de fissão em função da elevação atual e do comprimento médio de traços para cada conjunto de amostras. Verificou-se que as rochas do embasamento presentes na planície costeira estiveram a temperaturas $> 110 - 120\text{ }^{\circ}\text{C}$ nos últimos 100 Ma, enquanto que os basaltos, no topo da escarpa, não foram submetidos a temperaturas $> 50^{\circ}\text{C}$ desde a sua erupção, há cerca de 130 Ma (Fig. 88). Para avaliar a evolução geomórfica das escarpas, os autores utilizaram o modelo de evolução de margem passiva proposto por Gilchrist & Summerfield (1990), ilustrado na figura 89. Conforme este modelo a permanência dos escarpamentos em margens passivas maduras somente pode ser explicada pela resposta isostática da litosfera, ao ser submetida a diferentes taxas de denudação. Aplicando-se os resultados obtidos pela análise de traços de fissão a esse modelo, os autores verificaram que os dados seriam coerentes com um recuo erosivo de escarpa. Esta idéia iria de encontro com a hipótese defendida por Almeida & Carneiro (1998), que considera que as escarpas da Serra do Mar teriam se desenvolvido a leste da posição geográfica atual.

Figura 86: Localização dos perfis estudados por Gallagher *et al.* (1995). V = rochas vulcânicas do Paraná; S = sedimentos da Bacia do Paraná; B = embasamento. Intervalos hipsométricos de 200 m, exceto para elevações acima de 1200 m.

Figura 87: Idades de traços de fissão em função da elevação atual (a) e do comprimento médio de traço (b). Legenda: $\diamond$ = embasamento, $\square$ = sedimento, Δ = basalto, $\circ$ = sedimento próximo ao basalto (Gallagher *et al.* 1995).

Embasamento

Figura 88: 50 melhores modelos de histórias termais para as amostras do embasamento (Gallagher *et al.* 1995). O melhor modelo é mostrado em linha mais forte e os parâmetros de traços de fissão estão à direita.

Basalto e contato

Sedimento

Figura 88 (continuação): 50 melhores modelos de histórias termais para as amostras de basalto/rochas sedimentares em contato com o basalto e rochas sedimentares (Gallagher *et al.* 1995). O melhor modelo é mostrado em linha mais forte; os parâmetros de traços de fissão estão à direita.

Figura 89: Representação esquemática do modelo denudacional de Gilchrist & Summerfield (1990), extraído de Gallagher *et al.* (1995). $e1$, $e2$ = taxas de denudação na planície costeira e no interior do continente, respectivamente.

Gallagher & Brown (1999) compararam as taxas de denudação das margens atlânticas do sul da África e do sudeste do Brasil, obtidas a partir da análise de traços de fissão em apatitas, com as taxas de sedimentação das bacias marginais. A cronologia de denudação para ambos os continentes, calculada para três estágios da história termal pós-rifteamento (150-100, 100-50, 50-0 Ma), indicou que, em geral, a maior parcela de denudação ocorreu ao longo da região costeira, decrescendo para o interior. O sudeste do Brasil esteve submetido a intensa denudação há 100, 75 e 40 Ma, enquanto que o sul da África, entre 120 e 80 Ma, com um pico menor há 60 Ma. Os resultados mostraram uma boa correlação entre a cronologia de denudação e a taxa de fluxo de sedimentação nas bacias marginais.

Tello Saenz *et al.* (2003a) analisaram dados de traços de fissão obtidos em áreas pré-cambrianas, ao longo de uma faixa entre Ilha Bela e Campinas (Fig. 90). Cada compartimento geomorfológico apresentou idades de traços de fissão diferentes (Fig. 91), que foram correlacionadas a eventos geológicos. Pela análise das histórias térmicas (Fig. 92), os autores consideraram que as porções mais elevadas da Serra da Mantiqueira (acima de 1000 m) sofreram um ligeiro resfriamento há aproximadamente 120 Ma, que corresponderia a um rápido soerguimento desse setor, coincidente com a abertura do Oceano Atlântico Sul. Posteriormente, esta região foi afetada por aquecimento (~ 50 a 85°C) até o Paleoceno, ao mesmo tempo que as rochas da porção mais baixa da Mantiqueira (abaixo de 1000 m)

sofreram um soerguimento. Este evento tectônico seria crono-correlato com a formação do sistema de *rifts* da Serra do Mar e a sedimentação na Bacia de Taubaté. Depois desta reativação, tanto a parte baixa como a alta da Mantiqueira sofreram um resfriamento linear até o Neógeno. A idade inicial de traço de fissão na Serra do Mar refletiria um soerguimento inicial, que corresponderia a sua formação. Do Cretáceo Superior até o Paleoceno seria registrado um resfriamento linear, seguido por um episódio de aquecimento entre o Paleoceno e o Oligoceno. Embora os três blocos apresentem histórias tectônicas distintas, todos sofreram um soerguimento comum no Neógeno.

Figura 90: Mapa de localização das amostras e principais feições fisiográficas, incluindo a direção da seção topográfica da figura 91 (Tello Saenz *et al.* 2003a).

Figura 91: Seção topográfica com os valores de idades corrigidas obtidas pelo método de traços de fissão (Tello Saenz *et al.* 2003a).

Figura 92: Histórias térmicas obtidas pelo modelo. (a) Serra da Mantiqueira (acima de 1000m), (b) Serra da Mantiqueira (abaixo de 1000m), (c) Serra do Mar (Extraído de Tello Saenz *et al.* 2003a).

Ribeiro (2003b) analisou idades de traços de fissão ao longo de um perfil compreendido entre Caconde e Cunha, a nordeste do perfil estudado por Tello Saenz *et al.* (2003a), obtendo histórias térmicas semelhantes. O autor identificou 4 eventos distintos: Cretáceo Inferior/Superior (120 - 90 Ma), Cretáceo Superior/Paleoceno (80 - 60Ma), Eoceno/Oligoceno (40-30Ma) e Mioceno (20-10Ma), que seriam correlacionados, respectivamente,

com (1) a tectônica de abertura continental , (2) a formação da Serra do Mar, (3) o último registro do magmatismo alcalino e soerguimento em toda a plataforma e (4) o soerguimento da Serra do Mar.

Carmo (2005) correlacionou idades de traços de fissão em apatitas e determinações pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em perfis de intemperismo ao longo de uma faixa entre Belo Horizonte (Quadrilátero Ferrífero) e o Rio de Janeiro. Segundo a autora, perfis de intemperismo mais profundos em posições topográficas elevadas são mais antigos (Quadrilátero Ferrífero: $67,5 \pm 1,2$ a 13 ± 4 Ma) do que perfis mais rasos em cotas mais baixas (Planalto Atlântico < 13 Ma e Vale do Paraíba do Sul < 5 Ma). A distribuição das idades de traços de fissão revelou um padrão semelhante ao do intemperismo, com idades mais antigas para o interior (178 ± 12 Ma) e mais recentes na costa (39 ± 3 Ma). Os resultados sugerem um aumento da denudação do interior (< 2 km) rumo à costa ($> 2,5$ km). A preservação de perfis antigos de intemperismo no Quadrilátero Ferrífero estaria relacionada à menor taxa de denudação e pela presença de litologias mais resistentes. Já o aumento da taxa de erosão em direção à costa estaria associada a reativações tectônicas, juntamente com o aumento de precipitação.

Silva (2006), ao estudar o Planalto da Bocaina, ressalta o caráter poligenético de sua evolução, que estaria associado ao contínuo recuo das ombreiras do *rift* do Atlântico Sul e às reativações neocretácicas a paleogênicas, estas últimas contemporâneas à formação do RCSB. O autor obteve 4 idades de traços de fissão na Bocaina, sendo a mais antiga (140 Ma, Pico do Tira-Chapéu), no ponto culminante do planalto, atribuída possivelmente à uma paleo-ZAP. A distribuição das idades é coerente com uma tendência de decréscimo das cotas mais elevadas para as mais baixas (Fig. 93). O autor destaca o importante papel dos *knickpoints*, associados a diferenças litológicas, na preservação dos diferentes níveis topográficos da Bocaina (Fig. 94).

Figura 93: Seções esquemáticas transversais à margem continental do sudeste do Brasil, mostrando a formação e denudação das zonas de apagamento parcial (ZAP) de traços de fissão em apatita, desde o Jurássico até o momento atual. a) Jurássico, b) Cretáceo Inferior, c) Cretáceo Superior e Paleógeno, d) momento atual (Silva 2006).

Figura 94: Esquema mostrando o comportamento diferencial de um pulso de denudação (D1), a partir do perfil longitudinal de canal que drena o Planalto da Bocaina e a vertente sul (Silva 2006). D1 sofre interrupções nos *knickpoints* relacionados à reativação pré-D1 da zona de cisalhamento à jusante, mas principalmente aos relacionados à erosão diferencial devido a rochas mais resistentes situadas à montante. Um único pulso de denudação pode gerar superfícies em níveis topográficos distintos (S1_A, S1_B e S1_C) com idades semelhantes. A superfície mais elevada (S1_C) é mais nova que S1_B, que por sua vez é mais recente que S1_A, contradizendo modelos tradicionais de recuo de escarpas e formação de superfícies de erosão de L. King.

Na região da Serra da Bocaina, entre Cunha e Parati, Maia *et al.* (2001) obtiveram idades de traços de fissão de 26 ± 4 Ma e 31 ± 5 Ma, que permitiram definir um pulso acentuado de soerguimento no Oligoceno, posterior à geração do RCSB.

8.2 Distribuição espacial das idades de traços de fissão em apatitas

Os resultados da análise termocronológica de traços de fissão em apatitas, obtidos para o Planalto da Bocaina e região de entorno (Serra do Quebra-Cangalha e Vale do Rio Paraíba do Sul), estão sintetizados no quadro 4. As idades aparentes de traços de fissão variam entre 38 ± 5 e 239 ± 31 Ma, enquanto que as corrigidas, entre 54 ± 5 e 326 ± 30 Ma. A variação observada é significativa, considerando a faixa NW-SE de aproximadamente 40 km. A figura 95 mostra a localização das amostras no mapa hipsométrico e respectivas idades (aparente, zeta e corrigida).

Quadro 4: Idades de traços de fissão obtidas para as amostras coletadas no Planalto da Bocaina.

Amostra	Planalto isolado/setor	Altitude (metros)	Nº de cristais	ρ_s/ρ_i	Ns	Ni	L (μm)/nº de L	Ru	Idade aparente (Ma)	Idade zeta (Ma)	Idade corrigida (Ma)
BOC-29	Serra dos Palmares	1434	80	1,442	936	650	12,4 ($\pm 1,51$) / 17	(5,177 $\pm$ 0,369) 10^{-9}	49 $\pm$ 6	60 $\pm$ 7	65 $\pm$ 7
BOC-61	Ribeirão da Capetinga	1290	47	2,757	1351	490	11,8 ($\pm 1,34$) / 95	(1,0160 $\pm$ 0,0392) 10^{-8}	183 $\pm$ 24	222 $\pm$ 26	260 $\pm$ 23
BOC-75	Serra do Frade	1179	79	2,034	2519	1238	12,4 ($\pm 1,66$) / 75	(5,177 $\pm$ 0,369) 10^{-9}	69 $\pm$ 8	84 $\pm$ 9	91 $\pm$ 9
BOC-84	Escarpa norte da Serra da Bocaina	1058	63	3,131	1578	504	12,1 ($\pm 1,80$) / 42	(1,1728 $\pm$ 0,0476) 10^{-8}	239 $\pm$ 31	303 $\pm$ 32	326 $\pm$ 30
BOC-94	Serra da Carioca	1192	38	1,764	284	161	-----	(5,11 $\pm$ 0,021) 10^{-9}	59 $\pm$ 9	72 $\pm$ 10	-----
BOC-100	Rio do Braço	1063	115	1,11	2313	2086	11,9 ($\pm 1,63$) / 74	(5,177 $\pm$ 0,369) 10^{-9}	38 $\pm$ 5	46 $\pm$ 5	54 $\pm$ 5
BOC-127	Cabeceiras do Paraitinga	1885	59	2,274	1551	682	11,8 ($\pm 1,27$) / 31	(1,1728 $\pm$ 0,0476) 10^{-8}	174 $\pm$ 22	222 $\pm$ 23	249 $\pm$ 21
BOC-152	Serra dos Palmares	1425	7	3,345	184	55	11,1 ($\pm 1,48$) / 5	(5,11 $\pm$ 0,021) 10^{-9}	114 $\pm$ 22	137 $\pm$ 25	201 $\pm$ 21
BOC-154	Serra do Frade	1000	101	1,744	2098	1203	12,2 ($\pm 1,67$) / 46	(5,177 $\pm$ 0,369) 10^{-9}	59 $\pm$ 7	72 $\pm$ 8	80 $\pm$ 8
BOC-156	Rio do Braço	1098	95	2,263	2357	1041	12,3 ($\pm 1,16$) / 39	(5,177 $\pm$ 0,369) 10^{-9}	77 $\pm$ 9	94 $\pm$ 10	103 $\pm$ 10
BOC-161	Ribeirão da Capetinga	1446	37	2,134	862	404	11,3 ($\pm 1,28$) / 24	(1,0160 $\pm$ 0,0392) 10^{-8}	142 $\pm$ 19	173 $\pm$ 21	233 $\pm$ 8
BOC-172	Rio do Funil	1193	44	1,246	279	224	-----	(1,1728 $\pm$ 0,0476) 10^{-8}	96 $\pm$ 14	122 $\pm$ 16	-----
BOC-174	Rio do Funil	1192	94	1,437	2241	1559	12,2 ($\pm 1,66$) / 55	(1,0160 $\pm$ 0,0392) 10^{-8}	96 $\pm$ 12	117 $\pm$ 13	130 $\pm$ 11
BOC-178	Cabeceiras do Paraitinga	1892	13	3,333	120	36	-----	(1,0160 $\pm$ 0,0392) 10^{-8}	220 $\pm$ 49	268 $\pm$ 58	-----
BOC-188	Base da escarpa norte da Serra da Bocaina	593	58	1,838	1195	650	11,1 ($\pm 1,26$) / 35	(1,0160 $\pm$ 0,0392) 10^{-8}	122 $\pm$ 16	149 $\pm$ 17	213 $\pm$ 15

ρ_s/ρ_i = densidade 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.

L = média dos traços confinados.

Figura 95: Localização das amostras coletadas para análise de traços de fissão em apatitas no Planalto da Bocaina e respectivas idades. Coordenadas UTM, zona 23K.

Nota-se que todas as idades de traços de fissão são mais jovens que as idades de formação das rochas hospedeiras (granitos e gnaisses pré-cambrianos), indicando que elas foram expostas a temperaturas elevadas no passado, que possibilitaram o apagamento parcial e/ou total dos traços.

Verifica-se uma tendência de decréscimo das idades de traços de fissão das regiões mais elevadas (no interior do continente) em direção à costa, de noroeste para sudeste, que pode ser observada no gráfico de Altitude x Idades de traços de fissão (Figuras 96A e B), e também nos mapas de superfícies de tendência (Figuras 97 A e B). Essa distribuição sugere que as rochas aflorantes nas porções mais elevadas resfriaram-se a partir de paleotemperaturas elevadas há muito mais tempo do que as rochas dos níveis topográficos inferiores. Essa tendência de decréscimo de idades rumo à costa é ortogonal à direção estrutural principal do embasamento pré-cambriano, dada pelas zonas de cisalhamento e foliações metamórficas, sugerindo um importante condicionante estrutural. Ressalta-se que as idades obtidas a noroeste da Zona de Cisalhamento de Cubatão – que separa aproximadamente os níveis topográficos intermediário e inferior – são mais antigas que as observadas a sudeste. Reativações tectônicas ao longo dessa importante falha devem ter desempenhado um importante papel na história denudacional da Bocaina.

Figura 96: Gráficos de Altitude (m) x Idade de traços de fissão (Ma) da região do Planalto da Bocaina. A - idades corrigidas e B - idades zeta. Em (A), estão indicados os números das amostras do presente estudo. Em (B) foram incluídos os dados obtidos por Gallagher *et al.* (1994) e Silva (2006).

Figura 97: Mapas de superfícies de tendência de 1º grau das idades de traços de fissão em apatitas para o Planalto da Bocaina (em tracejado). A: idades zeta; B: idades corrigidas.

Duas amostras, BOC-84 (1058 m) e BOC-188 (593 m), localizadas respectivamente nas porções intermediária e basal da escarpa que delimita o norte do Planalto da Bocaina, apresentam um padrão anômalo. A idade da BOC-84 (326 ± 30 Ma) é mais antiga que aquelas obtidas para amostras coletadas no planalto isolado das Cabeceiras do Paraitinga, a sudoeste, em altitudes mais elevadas (> 1800 m). A amostra BOC-188 apresenta uma idade de 213 ± 15 Ma, inferior àquelas observadas nos planaltos da Cabeceiras do Paraitinga e do Ribeirão Capetinga, porém mais antiga que as observadas no restante do planalto, em altitudes superiores a 1000 m. Essa aparente inversão da “estratigrafia” de idades de traços de fissão pode estar evidenciando a presença de desnivelamentos tectônicos importantes na área.

No gráfico da figura 96B também foram projetadas as idades obtidas por Gallagher *et al.* (1994) e Silva (2006) na região da Bocaina, escarpa da Serra do Mar e litoral (Figs. 21 e 84). Nota-se uma concentração de idades abaixo de 150 Ma nas partes mais baixas (entre 0 e 1200 m), enquanto que, acima de 1200 m, predominam idades mais antigas. É possível que as amostras BOC-61, 127, 152 e 161 sejam representativas de uma paleo-ZAP preservada nas porções mais elevadas da Bocaina.

No presente estudo foram obtidas as idades de traços de fissão em apatitas mais antigas do domínio da Serra do Mar (> 200 Ma), que antecedem bastante o evento de ruptura continental. Tais idades concentram-se nos planaltos isolados das Cabeceiras do Paraitinga e do Ribeirão da Capetinga e na escarpa que delimita o norte do Planalto da Bocaina (a sul de São José do Barreiro). Até então, a idade mais antiga ($145,7 \pm 9,7$ Ma – idade zeta) havia sido obtida por Silva (2006) no Pico do Tira-Chapéu (Cabeceiras do Paraitinga), ponto culminante do Planalto da Bocaina. Observando-se o mapa de distribuição de idades de traços de fissão no Brasil (Fig. 85), verifica-se que os novos dados contrastam com as demais idades obtidas no domínio da Serra do Mar. Idades maiores que 200 Ma no sudeste do Brasil haviam sido obtidas para rochas do embasamento, próximas à borda da Bacia do Paraná (Gallagher *et al.* 1994) e na Serra da Mantiqueira, região de Bragança Paulista (Ribeiro 1996) (Fig. 85).

Tais idades sugerem que setores da Bocaina mais distantes da costa permaneceram preservados em altitudes elevadas durante longo período, sem estarem sujeitos a eventos denudacionais expressivos. Do ponto de vista paleogeográfico, é possível que a Bocaina, desde o Permotriássico, já constituísse um alto topográfico, representando importante área fonte de sedimentos das bacias do Paraná, Bauru e Santos. Muito provavelmente, tal área não esteve sujeita à influência dos derrames basálticos da Formação Serra Geral, uma vez que as idades não registram um apagamento pronunciado de traços associado a esse evento. Conforme Gallagher *et al.* (1998), uma espessura de basaltos da ordem de 1-2 km,

apresentando baixa condutividade termal, seria suficiente para zerar o sistema de traços de fissão em apatitas no embasamento próximo.

Embora contestada por diversos autores (Freitas 1951, Almeida 1964), cabe aqui resgatar a hipótese de estarem preservadas nas porções mais elevadas da Bocaina, fragmentos da antiga *superfície dos campos* (De Martonne 1943), que se estenderia de Campos do Jordão até a Bocaina, prolongando-se em direção ao Atlântico e centro-sul de Minas Gerais (Ab'Sáber 1956). Nota-se que a paisagem das porções mais elevadas da Bocaina guarda estreita semelhança com a observada no Planalto de Campos do Jordão. A presença irrefutável da tectônica cenozóica, responsável pela desconfiguração das superfícies cimeiras, por si só, não invalidaria tal hipótese, que merece ser melhor investigada.

As idades de traços de fissão mais recentes (54 ± 5 , 65 ± 7 , 80 ± 8 , 91 ± 9 Ma) foram obtidas nos planaltos isolados dos níveis topográficos intermediário e inferior (Serra dos Palmares, Rio do Braço e Serra do Frade). Essas idades são próximas às aquelas observadas ao longo da costa no sudeste do Brasil, onde predominam idades entre 50-100 Ma - eventualmente inferiores a 50 Ma (Fig. 85). Próximo à área de estudo, entre Cunha e Parati, Maia *et al.* (2001) obtiveram idades de 26 ± 4 e 31 ± 5 Ma; nos planaltos de Paraitinga e Moraes, a sul da Bocaina, Ribeiro *et al.* (2006) obtiveram idades de 85 a 71 Ma e 66 a 61 Ma, respectivamente.

Em um mesmo planalto isolado, em altitudes semelhante, verificou-se, por vezes, uma grande variação de idades, como observada nos planaltos do Rio do Braço (idades corrigidas de 103 ± 10 e 54 ± 5) e da Serra dos Palmares (65 ± 7 e 201 ± 21). Nesse último planalto, a idade mais antiga (201 Ma) aproxima-se das idades das porções mais elevadas da Bocaina, enquanto que a idade mais nova é similar às obtidas nos planaltos do Rio do Braço e da Serra da Carioca. Por outro lado, como verificado anteriormente, idades semelhantes podem ser observadas em altitudes contrastantes, como ao longo da escarpa norte da Serra da Bocaina. Tais fatos sugerem uma evolução tectonothermal complexa no Planalto da Bocaina. Um modelo denudacional simples, considerando a Bocaina como um bloco tectônico único, não explicaria tais variações, que podem estar associadas a reativações tectônicas e/ou eventos termais importantes. Em especial, deve-se ressaltar o papel da tectônica cenozóica relacionada ao desenvolvimento do RCSB.

Reativações tectônicas podem ser responsáveis por mudanças no padrão de distribuição de idades de traços de fissão de uma região, como observado ao longo de zonas de cisalhamento antigas no norte da Namíbia (Raab *et al.* 2002), Austrália (O'Sullivan *et al.* 1998) e em áreas pré-cambrianas do sudeste do Brasil (Ribeiro 1996, Tello Sáenz *et al.*

2003a, Ribeiro *et al.* 2005). Nesses casos, estimativas de taxas de denudação e de gradiente geotérmico, comumente obtidas ao longo de perfis verticais (Raab *et al.* 2005), acabam sendo prejudicadas.

De acordo com os modelos de evolução do relevo em margens passivas, a distribuição espacial das idades de traços de fissão observada na área de estudo seria compatível com um modelo de recuo lateral de escarpa ou de divisor fixo (*pinned divide*). Como ressaltado por Silva (2006), a hipótese de arqueamento seria descartada, a não ser que idades mais antigas de traços de fissão fossem encontradas na atual plataforma continental. Conforme Gallagher *et al.* (1998), no modelo de divisor fixo são esperadas taxas maiores de denudação para o interior (idades mais jovens de traços de fissão), ao se comparar com o modelo de recuo de escarpa. Essa tendência não é nítida ao observar a distribuição espacial de idades de traços de fissão no Brasil no sudeste do Brasil (Fig. 85). Para refinar essa interpretação seria necessário um melhor recobrimento da malha de dados, bem como um maior conhecimento sobre a evolução da rede de drenagem pré-ruptura continental. Um fator complicante nessa análise é a complexidade tectônica da área.

Entretanto, a hipótese de recuo erosivo de escarpa, no caso específico da Serra do Mar, levanta questões de difícil solução. Uma delas diz respeito à velocidade e ao ritmo da frente de propagação desse recuo, após a ruptura continental. Para que houvesse a deposição dos sedimentos paleocênicos na Baía de Guanabara (a nordeste da Bocaina), pouco distantes da escarpa atual da Serra do Mar, a maior parte desse recuo teria se dado durante o Cretáceo; comparativamente, do Paleoceno até os dias atuais, ele teria sido mínimo. Como seria possível explicar a desaceleração dessa frente erosiva, desde o Paleoceno, considerando que não deve ter havido mudanças drásticas do nível de base regional?

Almeida & Carneiro (1998) consideraram que o recuo da escarpa da proto-Serra do Mar teria se iniciado durante o Paleoceno, a partir da Falha de Santos. A continuidade dessa falha em direção à Baía da Guanabara parece coincidir com o limite topográfico entre os *rifts* do Gráben da Guanabara e de São José do Itaboraí. Para que a bacia eocênica do Macacu (Gráben da Guanabara), situada a noroeste dessa falha, tivesse condições de se desenvolver, o recuo já deveria ter ocorrido no Eoceno. Desde então, o recuo até a posição atual da Serra do Mar teria sido mínimo. Conforme os autores, o recuo teria se dado em um intervalo de tempo de 30-40 milhões de anos. Zalán & Oliveira (2005), ao discutir a questão do recuo de escarpa, ressaltaram que “não foram encontrados sinais da existência da Falha de Santos nos mapas de métodos potenciais. Ao contrário, a falha que limita a Ilha de São Sebastião a norte apresenta

o bloco baixo no lado continental, constituindo a extensão da falha de borda de um gráben cenozóico inferido na plataforma rasa”.

Outros modelos poderiam explicar melhor a evolução da Serra do Mar nesse setor. Dados geofísicos mais recentes vêm evidenciando a complexidade estrutural do arranjo de falhas durante a fase *rift* (Fig. 98). Muito provavelmente, não deve ter havido uma única falha principal, a partir da qual teria ocorrido um processo de recuo de escarpa. Nesse caso o problema da temporalidade na deposição dos sedimentos da Baía de Guanabara poderia ser melhor equacionada.

Figura 98: Mapa de isópacas da sequência *rift* na Bacia de Santos (Chang 2003), ilustrando o complexo arranjo de falhas.

A complexidade da evolução de um conjunto de falhas normais em *rifts* é mostrada pelo modelo proposto por Gawthorpe & Leeder (2000, fig. 99). Além das falhas normais, deve-se destacar ainda a importância das falhas transversais dos sistemas distensionais (zonas de transferência e de falhas de alívio), que desempenham importante papel na formação de canais e sistemas turbidíticos (Fig. 100).

Figura 99: Evolução esquemática tridimensional de um conjunto de falhas normais, com gráficos ilustrando a história de deslocamentos dos segmentos B e Z. (A) Estágio inicial, caracterizado por um grande número de segmentos de falhas normais com pequenos deslocamentos. Notar o relevo suave com dobras de propagação de falhas e escarpas. (B) Estágio de interação e ligação entre falhas, com crescimento dos segmentos e concentração da deformação ao longo das falhas principais (A, B, C); algumas falhas (X, Y, Z) tornam-se inativas. (C) Estágio de falhas ativas: deformação é localizada nas bordas das zonas de falhas principais (1, 2, 3), originando os principais depocentros de grábens e hemi-grábens. Notar a "morte" do segmento Z e o aumento na taxa de deslocamento no segmento B, a medida que a deformação concentra-se nas zonas de falhas principais (Gawthorpe & Leeder 2000).

Figura 100: Bloco-diagrama mostrando a influência de uma zona de transferência e de falhas de alívio na formação de canais e sistemas turbidíticos dentro de bacias distensionais. O canal penetra na bacia entre as terminações das falhas normais, onde o soerguimento dos blocos de lapa das falhas normais é menos severo (Destro 2002).

8.3 Histórias térmicas e histogramas de comprimentos de traços de fissão

A figura 101 ilustra a distribuição das histórias térmicas e histogramas de comprimentos de traços de fissão das amostras do Planalto da Bocaina. Para fins de comparação, as histórias térmicas de todas as amostras foram agrupadas em um mesmo diagrama (Fig. 102).

Os comprimentos médios de traços na Bocaina variam entre 11,1 e 12,4 μm , com desvios padrão entre 1,16 e 1,8 μm . Conforme Gleadow *et al.* (1986), comprimentos médios entre 12 e 13,5 μm e desvio padrão entre 1,2 e 2 μm são característicos de idades de resfriamento. Já comprimentos de traços menores que 13 μm e desvios padrão $> 2 \mu\text{m}$ podem estar associados a histórias térmicas complexas, associadas a distribuições bimodais. Com exceção das amostras BOC-29 (Serra dos Palmares), BOC-161 (Ribeirão da Capetinga) e BOC-84 (escarpa norte), os histogramas de comprimentos de traços apresentam, em geral, distribuições unimodais. A distribuição espacial dos comprimentos médios de traços na Bocaina é muito irregular, embora exista uma tendência dos maiores comprimentos concentrarem-se próximo à costa (Fig. 103).

As histórias térmicas das amostras apresentam diferenças significativas entre si, sugerindo que a Bocaina não se comportou como um bloco único sujeito à denudação. Para facilitar a interpretação dos dados, as histórias térmicas foram agrupadas em quatro conjuntos principais, de acordo com a similaridade dos períodos de principal resfriamento:

a) Histórias térmicas das amostras BOC-100 e 156, (Rio do Braço) e BOC- 29 (Serra dos Palmares): iniciam-se com um breve aquecimento, da ordem de 10°C, seguido por eventos de resfriamento entre 50-40 e 30-20 Ma, provavelmente relacionados à evolução do RCSB. A partir de 30-20 Ma, observa-se uma tendência à estabilidade térmica, principalmente na BOC-100.

b) Histórias térmicas das amostras BOC-174 (Rio do Funil), BOC-75 e 154 (Serra do Frade): registram eventos de resfriamento entre 85 e 55-50 Ma. Períodos de estabilidade térmica iniciaram-se há cerca de 60 (BOC-174), 50 (BOC-154) e 45 Ma (BOC-75).

Figura 101: Histórias térmicas e histogramas de comprimentos de traços de fissão para o Planalto da Bocaina. Planaltos isolados da Bocaina: (1) Cabeceiras do Paraitinga, (2) Serra dos Palmares, (3) Serra da Carioca, (4) Ribeirão da Capetinga, (5) Rio do Funil, (6) Rio da Onça, (7) Serra do Frade, (8) Rio do Braço. Coordenadas UTM, zona 23K.

Figura 102: Diagrama de histórias térmicas de todas as amostras do Planalto da Bocaina

Figura 103: Mapa de superfícies de tendência (1ª ordem, à esquerda e 2ª ordem, à direita) dos comprimentos médios de traços das amostras do Planalto da Bocaina.

c) Histórias térmicas das amostras BOC-84 e 188 (escarpa norte da Bocaina), BOC-127 (Cabeceiras do Paraitinga) e BOC-161 (Ribeirão Capetinga): registram eventos mais antigos de resfriamento entre 105-90 Ma (BOC-188), 150-100 Ma (BOC-84) e a partir de 150 Ma (BOC-127) e 110 Ma (BOC-161). No caso das amostras BOC-84 e 188, as histórias térmicas iniciaram com um aquecimento de aproximadamente 20°C, a partir de paleotemperaturas de aproximadamente 60°C, seguido por um resfriamento acentuado; a estabilização das temperaturas ocorreu a partir de 90-100 Ma.

d) História térmica da amostra BOC-61: registra evento de resfriamento entre 240 a 130 Ma (75 a 40°C), seguido por aquecimento moderado (até 50°C) até 12 Ma.

Adotando-se um *modelo Davisiano*, Gunnell (2000) considera que os períodos de estabilidade nas histórias térmicas (platôs) corresponderiam à geração de superfícies de erosão. Tais feições representariam fases em que o sistema denudacional atingiria um estado de baixa energia, caracterizado pela estabilização dos níveis de base e desenvolvimento de superfícies de erosão em superfície. Nas histórias térmicas puderam ser reconhecidos platôs em várias histórias térmicas: a partir de 100-90 Ma (BOC-84 e 188), 60-45 Ma (BOC-75, 154 e 174) e 30-20 Ma (BOC- 29,100 e 156). Ressalta-se, no entanto, que não existe uma perfeita concordância entre os intervalos de tempo correspondentes a esses platôs nas diferentes histórias térmicas analisadas, dificultando sua interpretação. Como hipótese de trabalho, o período mais antigo de estabilidade poderia estar associado ao desenvolvimento da superfície cimeira (Japi), enquanto que as mais recentes, a superfícies de erosão mais recentes (Velhas/Neogênica). Conforme Ponçano *et al.* (1981), os planaltos isolados do nível topográfico inferior, que coroam as bordas da Serra do Mar, constituiriam uma superfície de erosão muito evoluída, mais recente que a superfície cimeira da Serra da Bocaina (Japi), possivelmente correlacionável àquela que nivela a Serra do Mar diante de Ubatuba, Bertioga, Santos etc.

Um fato importante a ser destacado é que o relevo da Bocaina, apesar de ter sofrido a influência da tectônica cenozóica, provavelmente não é produto final de uma única superfície erosiva desnivelada, uma vez que os episódios denudacionais registrados pelas histórias térmicas das amostras dos planaltos isolados não são contemporâneos.

As histórias térmicas de algumas amostras (BOC-127, BOC-61, BOC-188) mostram curvas de resfriamento acentuado nos últimos 10 Ma. Essas curvas, identificadas em histórias térmicas de várias amostras coletadas no sudeste do Brasil, podem na realidade constituir “artefatos”, devido ao fato dos algoritmos de apagamento de traços de fissão subestimarem a quantidade de apagamento a temperaturas menores que 50°C, em escalas de tempo geológico (Gallagher & Brown 1999). Conseqüentemente, os resultados da modelagem mostram comumente um estágio tardio de resfriamento. Por esse motivo, eventos de soerguimento e de denudação nos últimos milhões e milhares de anos, citados em modelos de evolução tectônica cenozóica para o sudeste do Brasil (Ex.: Almeida 1976), não poderiam ser confirmados pelo método.

O diagrama Comprimento médio de traço x Idade de traços de fissão (Figura 104) foi gerado para o Planalto da Bocaina com a finalidade de identificar feições do tipo *boomerang plot*, que podem registrar a idade do evento principal de resfriamento. Uma das premissas para essa análise é a de que as amostras não devam ser perturbadas tectonicamente.

Entretanto, para o caso específico da Bocaina, essa premissa não é totalmente satisfeita; deste modo, os resultados devem ser analisados com cautela. Pela leitura do diagrama, é possível verificar, em conformidade com dados obtidos por Gallagher *et al.* (1998) para a margem continental brasileira (Fig. 34), que o evento do *rift* do Atlântico Sul não está registrado como o evento de resfriamento mais importante. As amostras com idades mais recentes e comprimentos de traços mais longos evidenciam um período de intensa denudação, posterior a esse período, provavelmente relacionado ao início do RCSB. As amostras de idades intermediárias (137 a 173 Ma) apresentam valores de comprimentos $< 11,5 \mu\text{m}$, enquanto que as mais antigas ($> 200 \text{ Ma}$), comprimentos acima de $11,5 \mu\text{m}$. Comparando-se o diagrama da Bocaina com os obtidos para outras regiões (Fig. 24), verifica-se que os comprimentos de traços das idades mais antigas são menores. É possível que amostras com idades mais antigas, residentes acima da paleo-ZAP exumada, apresentando comprimentos de traços maiores, não tenham sido preservadas.

Figura 104: Diagrama de Comprimentos médio de traços X Idades de traços de fissão (zeta) para a região do Planalto da Bocaina. Para complementar o gráfico foram incluídos os dados obtidos por Gallagher *et al.* (1994) e Silva (2006).

8.4 Paleotemperaturas e cronologia de denudação

A partir das histórias térmicas das amostras foi possível elaborar mapas de paleotemperaturas do Planalto da Bocaina, de 200 a 20 Ma (Fig. 105).

Figura 105: Mapas de paleotemperaturas (°C) plotados sobre o mapa atual da Bocaina no período de 240 a 20 Ma (intervalos de 20 Ma). Em contorno mais grosso, limite do Planalto da Bocaina; em seu interior estão delimitados os planaltos isolados.

Apesar da dispersão dos dados, foi possível identificar algumas tendências:

- nas porções mais elevadas e distantes da costa, onde foram obtidas as idades mais antigas de traços de fissão, observa-se um aquecimento entre 200 e 160 Ma, seguido por resfriamento até 100 Ma, e reaquecimento há 80 Ma.

- nos níveis topográficos inferiores, com idades mais jovens de traços de fissão, a tendência mais forte é de resfriamento entre 80 a 20 Ma.

Para estimar a magnitude da denudação de uma determinada região é necessário estimar o paleogradiante geotérmico. Este parâmetro, segundo Gleadow & Brown (2000), é uma das principais fontes de incerteza no cálculo da denudação. Na presente pesquisa, os cálculos foram feitos baseando-se nos gradientes geotérmicos atuais. Na Bacia do Paraná, Hurter & Pollack (1996) obtiveram uma taxa média de gradiente geotérmico de 25° C/km. A partir de estudos geotérmicos realizados no período de 2001 a 2004 na região sudeste, Hamza *et al.* (2005) obtiveram determinações de gradientes e fluxos geotérmicos nas áreas continentais e nas porções oceânicas das bacias de Campos e Santos. Na região da Bocaina o valor médio de 25° C/km (Fig. 106) foi adotado para os cálculos.

Figura 106: Distribuição regional de gradientes geotérmicos na região sudeste (Hamza *et al.* 2005). Os triângulos indicam locais de medições. Em contorno branco, o Planalto da Bocaina.

A denudação foi estimada pela equação (Raab *et al.* 2002):

$$D = (T - T_s) / G,$$

onde D é a seção denudada (km), T é a paleotemperatura modelada (°C), T_s é a temperatura da superfície (°C) e G é o gradiente geotérmico (°C/km).

A figura 107 ilustra os mapas de denudação parcial e cumulativa para o Planalto da Bocaina, de 180 Ma até os dias atuais, para 3 intervalos de tempo.

Figura 107: Mapas de denudação parcial (A: 180-120 Ma, B: 120 – 60 Ma, C: 60 – 0 Ma) e cumulativa (D: 180 – 120 Ma, E: 180 – 60 Ma, F: 180 – 0 Ma) para o Planalto da Bocaina.

A denudação na Bocaina atingiu valores da ordem de 2,8 km, apresentando variações espaciais e temporais. Os resultados mostram que, em geral, as amostras situadas a noroeste da Zona de Cisalhamento de Cubatão e em cotas mais elevadas apresentam menores valores de denudação total (1,9 a 2,1 km), enquanto que as situadas a sudeste da mesma, em altitudes mais baixas, valores maiores (2,4 a 2,8 km). Nas porções mais elevadas, o período de denudação mais acentuada ocorreu entre 180-120 Ma, enquanto que para os níveis inferiores, entre 120 e 60 Ma (Rio do Funil e Serra do Frade) e 60 e 0 Ma (Serra dos Palmares e Rio do Braço).

8.5 Correlação entre fases de denudação e eventos tectono-magmáticos

É possível observar uma correlação entre as fases de denudação identificadas na Bocaina e os principais eventos tectono-magmáticos da Plataforma Sul-Americana (Fig. 108). Dois agrupamentos de idades podem ser reconhecidos: um anterior aos eventos relacionados

ao rifteamento que levou à ruptura continental e outro posterior. Ressalta-se, no entanto, que a correlação entre idades de traços de fissão e eventos geológicos não é direta nos casos em que as amostras apresentam histórias térmicas complexas, derivadas de distribuições de comprimentos de traços mistas e/ou bimodais (Fig. 26). Conforme ressaltado por diversos autores (Wagner & Van den Haute 1992, Gallagher & Brown 1997, Gleadow & Brown 2000), somente quando essa distribuição é caracterizada por baixo desvio padrão e comprimentos de traços longos, que a idade de traços de fissão pode ser interpretada diretamente como a idade de um evento de resfriamento particular. Nos casos de histórias complexas, a interpretação dos dados deve-se basear nos diagramas de histórias térmicas.

Figura 108: Gráfico Altitude (m) X Idades de traços de fissão para a região do Planalto da Bocaina e eventos magmáticos. Números das amostras indicadas (Informações sobre magmatismo extraídas de Riccomini *et al.* 2005).

A idade mais antiga obtida na Bocaina (BOC-84, 326 ± 30 Ma) é permocarbonífera. Sua história térmica é complexa: inicia-se há aproximadamente 60°C (326 Ma), com um aquecimento moderado até 90°C até 145 Ma, seguido por resfriamento acentuado até 100 Ma, mantendo-se à temperatura constante até os dias atuais. Inicialmente, pela idade da amostra, cogitou-se na possibilidade da história térmica da amostra estar refletindo os efeitos da glaciação permo-carbonífera. Conforme Santos *et al.* (1996), a máxima expansão glacial na

Bacia do Paraná teria ocorrido entre o Carbonífero Superior e o Permiano Inferior, gradualmente diminuindo até desaparecer no final do Permiano Inferior. Com o desaparecimento das geleiras, seria esperado um soerguimento glácio-isostático acompanhado possivelmente por uma resposta denudacional expressiva. Para a região da Fennoscandia, Ollier (1981) aponta taxas de soerguimento expressivas, da ordem de 10.000 m/Ma, podendo atingir até 16.000 m/Ma. No entanto, o evento de resfriamento registrado pela história térmica da amostra BOC-84 é muito posterior à glaciação permo-carbonífera. Durante o Permotriássico, é reconhecida uma fase de subsidência importante na Bacia do Paraná (Milani *et al.* 1990, Fig. 109), que poderia, em parte, estar relacionada ao aquecimento inicial. Essa subsidência teria sido mais acentuada no centro da bacia. Para se avaliar melhor a significância geológica desse dado seriam necessárias mais amostras com idades próximas.

Figura 109: História de subsidência no centro da Bacia do Paraná (Milani *et al.* 1990).

Algumas idades coincidem aproximadamente com o período da orogenia Cabo - La Ventana (Permotriássico), relacionada à convergência ao longo da borda sul do Gondwana oriental. Uma hipótese a ser investigada é se a resposta denudacional a esse evento na Bocaina possa estar associada a soerguimentos de origem transpressiva, causados pela reativação de antigas zonas de cisalhamento. Riccomini *et al.* (2005a) consideram que as ocorrências de sismitos ao longo do flanco leste da Bacia do Paraná, desde São Paulo até Santa Catarina, estejam relacionadas à reativação tectônica da Zona de Cisalhamento de Jacutinga, causada pela propagação de tensões relacionadas a essa orogenia. As ocorrências estão alinhadas na direção NE e coincidem com a projeção dessa zona sob a Bacia do Paraná.

O registro da fase *rift* mesozóica na área está expressa apenas em uma das amostras (BOC-174, planalto isolado do Rio do Funil). Ressalta-se que idades relacionadas a esse evento não são muito comuns ao longo da Serra do Mar (vide figura 32). No entanto, as histórias térmicas de algumas amostras (Ex. BOC-84, 127, 161) registram um resfriamento acentuado, que antecede a ruptura continental. Conforme Buck *et al.* (1988) e Gallagher *et al.* (1994), nas áreas emersas onde as amostras em geral são coletadas, os gradientes termais não seriam afetados pelo processo de rifteamento e, deste modo, as idades de traços de fissão não refletiriam perturbações termais de fluxo de calor associadas ao *rift*. Desse modo, as curvas de resfriamento poderiam estar registrando eventos denudacionais em resposta a possíveis soerguimentos que antecederam a ruptura continental. Isso iria de encontro com modelos que consideram que o segmento sul-sudeste do *rift* Sul-Atlântico tenha se comportado como um *rift* ativo e não passivo (Fig. 110).

Figura 110: Caracterização dos segmentos sudeste e nordeste do *Rift* Sul-Atlântico quanto à ascensão da astenosfera: *riffts* passivo e ativo (Bueno 2004, modificado de Milani 1987 e Dias 1991). No *rift* ativo, a fase de soerguimento e denudação antecede a ruptura continental.

Idades mais recentes que o evento de ruptura continental estão relacionadas ao magmatismo alcalino neocretáceo e paleógeno, este último já associado com a geração do RCSB. Histórias térmicas das amostras BOC-174, 75 e 154 registram eventos de resfriamento acentuado entre 85 e 55-50 Ma, associados a esse magmatismo.

Na Bocaina, observou-se duas fases de regimes de esforços relacionados à evolução do *rift*: distensivo NNW-SSE, associado à fase inicial do *rift*, com possível recorrência durante o Pleistoceno tardio/Holoceno, e compressivo NW-SE (Neógeno – Quaternário). A fase inicial está bem registrada nas histórias térmicas das amostras BOC-100, 156 e 29 por um resfriamento acentuado (50-40 Ma), contemporâneo à deposição do Grupo Taubaté; as mais recentes, no entanto, não estão registradas, possivelmente devido à resolução do método. O resfriamento acentuado associado à origem do RCSB é reportado em vários trabalhos no sudeste do Brasil (Tello Sáenz *et al.* 2003a, Ribeiro 2003a, Fracalossi *et al.* 2005).

Importantes registros de sedimentação clástica na Bacia de Santos (Fig. 12), considerados por Macedo (1989) e outros autores como respostas a eventos de soerguimento da Serra do Mar, coincidem com eventos de resfriamento identificados no Planalto da Bocaina. É importante destacar, no entanto, que as variações na taxa e no caráter da sedimentação em bacias marginais, bem como a ocorrência de discordâncias regionais, podem estar associadas a outros fatores, tais como: mudanças do nível eustático do mar desencadeadas por mudanças climáticas, taxas diferenciais de abertura do *rift*, propagação de falhas nos estágios iniciais do rifteamento, entre outros (vide modelos evolutivos em Gawthorpe & Leeder 2000).

A figura 111 mostra os mapas de isópacas da Bacia de Santos (Chang 2003) do Cenomaniano ao Recente. Durante o Cenomaniano/Coniaciano (A) não existe um depocentro defronte ao Planalto da Bocaina na Bacia de Santos. No intervalo Santoniano a Campaniano Inferior (B) surge um depocentro defronte ao trecho entre São Sebastião e Parati, que durante o intervalo Campaniano Superior a Maastrichtiano (C), desenvolve-se plenamente.

Histórias térmicas das amostras BOC-75, 154 e 174 (Fig. 102) indicam um resfriamento expressivo entre o Santoniano e o Maastrichtiano, que pode estar associado à resposta denudacional ao soerguimento gerado pelo magmatismo alcalino. Nesse período, a Bocaina e as regiões mais elevadas da Serra da Mantiqueira (Campos do Jordão, Passa-Quatro e Itatiaia) formariam provavelmente um único divisor. Parte dos produtos da denudação iria para sudoeste (interior), enquanto que a outra, para o oceano.

No intervalo entre o Paleoceno e o Oligoceno Inferior (D) ocorreu uma migração do depocentro para leste, a sul de Cabo Frio, possivelmente devido à instalação do RCSB (Gráben de Barra de São João). O transporte de sedimentos seguiria para nordeste, provavelmente pelo paleo-Paraíba do Sul, que, naquela época, desaguarda próximo a Cabo Frio, antes de sua atual desembocadura, em Campos. Algumas histórias térmicas de amostras

coletadas nos níveis topográficos médio e inferior da Bocaina (BOC-29, 100 e 156) mostram denudação expressiva contemporânea à deposição do Grupo Taubaté.

Figura 111: Mapa de isópacas da Bacia de Santos (Modificado de Chang 2003). A) Cenomaniano/Coniaciano (H4-H6), B) Santoniano/Campaniano Inferior (H6-H7), C) Campaniano Superior/Maastrichtiano (H7-H7.2), D) Paleoceno/ Oligoceno Inferior (H7.2-H8.2), E) Oligoceno Superior/Mioceno Inferior (H8.2-H9), F) Mioceno Superior/Recente (H9-H10). Sequências deposicionais (H4 a H10) identificadas na figura 12.

Mas qual seria a direção de fluxo do material proveniente da denudação desses níveis mais baixos? A hipótese mais simples seria de que o fluxo principal seria em direção ao oceano, porém, de acordo com o mapa de isópacas, a sedimentação defronte ao Planalto da Bocaina nesse período seria pouco expressiva. Outra hipótese é a de que parte da rede de

drenagem da Bocaina que atualmente desemboca no oceano (por exemplo, Rio Mambucaba) fizesse parte das cabeceiras do Rio Paraitinga. O traçado do Rio Mambucaba, em grande parte coincidente com a Zona de Cisalhamento de Cubatão, sugere que ele continuasse em direção ao Rio Jacuizinho (afluente do Rio Paraitinga), atravessando a região rebaixada a noroeste do planalto isolado do Rio do Funil (Fig. 112). A captura do Rio Mambucaba pela drenagem que flui em direção ao litoral deve ter sido recente, pois a mudança de gradiente hidráulico ao longo de seu curso na zona de captura ainda é muito pronunciada (vide mapa de gradientes hidráulicos, fig. 50).

Durante os intervalos Oligoceno Superior/Mioceno Inferior e Mioceno Superior/Recente não há registro expressivo de sedimentação defronte ao Planalto da Bocaina.

Figura 112: Imagem do Planalto da Bocaina extraída do Google Earth. Em pontilhado, possível traçado original do Rio Mambucaba rumo aos afluentes do Rio Paraitinga. Em linha contínua, cenário atual após a sua captura pelos rios que deságuam no Oceano Atlântico. Planaltos isolados: 1 – Cabeceiras do Paraitinga, 2 – Serra dos Palmares, 3 – Serra do Frade, 4 – Rio do Funil.

9. CONSIDERAÇÕES SOBRE A INTERAÇÃO ENTRE FATORES DENUDACIONAIS, TECTÔNICOS E CLIMÁTICOS E A PRESERVAÇÃO DE SUPERFÍCIES CIMEIRAS

A principal aplicação da análise de traços de fissão, desde o início da década de 90, foi a de datar os eventos tectônicos, partindo-se do princípio que episódios de acelerada denudação seriam respostas a eventos de soerguimento tectônico contemporâneos (Summerfield & Brown 1998). Sabe-se, no entanto, que os dados de traços de fissão não fornecem diretamente informações sobre a deformação crustal em relação a um referencial absoluto (geóide); na verdade, refletem apenas a denudação resultante do soerguimento das rochas relativo à superfície. A figura 113 ilustra diversas situações envolvendo essa questão.

Figura 113: Representação esquemática das implicações dos referenciais de posição absoluto e relativo para a interpretação do resfriamento crustal em resposta à denudação (unidades arbitrárias). (a) mostra a condição inicial de superfície do terreno a uma determinada elevação absoluta. Em (b) um dos blocos é elevado tanto em termos absolutos, como também em relação ao bloco adjacente; a queda do nível de base relacionado ao movimento relativo entre os blocos promoveria um evento denudacional no bloco elevado. (c) é a mesma situação de (b), exceto pelo fato de um dos blocos ter sofrido subsidência, tanto em termos de referencial absoluto, como também em relação ao bloco adjacente. Embora tectonicamente distintos em termos de movimentação vertical em relação ao geóide, os cenários (b) e (c) produziram uma resposta denudacional idêntica no bloco mais elevado. Em (d) a ruptura continental em uma região topograficamente elevada promoveria uma queda do nível de base e um episódio denudacional ao longo da nova margem continental, mesmo na ausência de um soerguimento tectônico. Em (e) movimentos relativos entre blocos adjacentes com drenagem interna produziram um padrão de denudação local dos altos topográficos e sedimentação nas bacias adjacentes sem mudanças na elevação regional média (Extraído de Summerfield & Brown 1998).

De acordo com Summerfield & Brown (1998), muito embora a correlação entre fatos tectônicos e denudação possa ser feita em diversos casos, tal situação não pode ser generalizada; é necessário entender melhor os fatores que controlam as variações espaciais e temporais na denudação em diferentes contextos morfotectônicos. Outros fatores devem ser considerados na análise, tais como a evolução de capturas de drenagem, o gradiente local do relevo, as mudanças climáticas e as variações litológicas (Figura 114). Outra questão

relevante levantada pelos autores, que resgata o conceito de sensibilidade da paisagem (*landscape sensitivity*), é o modo como uma paisagem se ajusta em resposta a um episódio denudacional. Margens passivas e áreas cratônicas, em contraste com faixas orogênicas, são em geral caracterizadas pela baixa sensibilidade morfológica (Summerfield 1991). Os padrões de evolução de margens passivas podem resultar em diferentes histórias denudacionais, dependendo do estilo de evolução da rede de drenagem.

Figura 114: Representação esquemática do modo como a resposta denudacional à tectônica é mediada pelo sistema geomórfico. Notar que a tectônica é somente um dos fatores que influenciam a taxa de denudação (Extraído de Summerfield & Brown 1998).

O conceito de sistema morfotectônico, proposto por Battiau-Queney (1999) considera aspectos relacionados a anisotropia crustal, regimes de esforços devido à tectônica de placas, denudação e respostas isostáticas (Fig. 115), para explicar a evolução de longa duração das formas de relevo regionais.

Figura 115: O sistema morfotectônico (Battiau-Queney 1999). Ao contrário de modelos clássicos em que a evolução das formas de relevo é dependente do tempo e leva necessariamente a um aplainamento associado a um nível da base, o modelo proposto por Battiau-Queney considera que a entrada de energia no sistema é constante - devido à tectônica de placas - e os regimes de esforços são controlados principalmente pelas discontinuidades crustais pré-existentes.

Levantadas essas questões, algumas considerações podem ser feitas a respeito da evolução geológica e geomorfológica da área de estudo e, em termos regionais, do sudeste do Brasil.

No caso específico da área de estudo, verificou-se uma boa correlação entre os *eventos tectono-magmáticos* de grande magnitude e as histórias térmicas das amostras. Eventos denudacionais (resfriamento crustal) estão associados a soerguimentos desencadeados por episódios tectônicos, como a ruptura continental, o magmatismo alcalino neocretáceo e a formação do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil. A distribuição das estruturas rúpteis, feições morfotectônicas e idades de traços de fissão evidenciam um condicionante tectônico importante no relevo da Bocaina, responsável pela individualização dos planaltos isolados; o fator litológico teve um papel secundário.

Apesar da influência tectônica, os planaltos isolados da Bocaina provavelmente não corresponderiam a uma única superfície de erosão original falhada e desnivelada, uma vez que apresentam histórias térmicas distintas. A existência de uma superfície mais antiga que a Japi, nas porções mais elevadas da Bocaina e da Mantiqueira, ainda merece ser melhor investigada. As idades de fósseis de vertebrados, derrames de lavas ankaramíticas e hialoclastitos fonolíticos encontrados nos sedimentos do Gráben da Guanabara (RCSB), que foram depositados provavelmente sobre essa superfície falhada e rebaixada, permitiriam a princípio correlacioná-la com a Superfície Japi. Os planaltos isolados do nível topográfico inferior, na borda da Serra do Mar, poderiam estar associados a superfícies de erosão mais recentes.

A *preservação dos níveis topográficos* da Bocaina, segundo Silva (2006), seria condicionada pelo rebaixamento do relevo a montante de *knickpoints*, associados a variações litológicas. O autor aplica o modelo de *complexo de rampas*, bem estabelecido para a região do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (Meis & Moura 1984, Moura & Meis 1986, Moura & Mello 1991, entre outros), para explicar a evolução do relevo da Bocaina. Uma questão a ser colocada é se esse modelo de evolução, bem estabelecido para o Quaternário no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, poderia ser estendido para o passado geológico remoto e para outros compartimentos, sob condições climáticas diferenciadas. Fato importante apontado por Ab'Sáber em diversos trabalhos é a diversidade das condições existentes nos compartimentos geomorfológicos no sudeste do Brasil, com reflexos nos processos morfogenéticos atuantes. Modenesi (1980, 1988a) propõe uma evolução geomorfológica diferenciada para o sistema de paisagem dos *altos campos* no Planalto de Campos do Jordão, paisagisticamente similar às porções elevadas da Bocaina. A análise do modelado e da estrutura superficial da paisagem

dos *altos campos* mostra uma sucessão de episódios de degradação das vertentes por movimentos de massa, com formação dos anfiteatros de erosão, e intervalos de estabilidade evidenciados por depósitos de turfa e paleossolos intercalados nas seqüências colúviais (Modenesi-Gauttieri 2000). Em Campos do Jordão, esta evolução por processos de movimentos de massa foi relacionada a variações climáticas quaternárias e a prováveis estímulos tectônicos (Modenesi 1988 a, b), estes últimos reforçados por evidências encontradas em trabalhos mais recentes (Hiruma *et al.* 2001, Modenesi-Gauttieri *et al.* 2002).

Na Bocaina, os anfiteatros de erosão acompanham muitas vezes importantes lineamentos morfoestruturais, sugerindo também provável influência tectônica em sua formação. A alternância de fases mais recentes de maior e menor atividade erosiva nas vertentes pode ser observada em perfis complexos, representados por paleossolos intercalados em sucessões de colúvios.

Uma idéia inicial do trabalho era de se estabelecer uma *cronologia dos eventos denudacionais*, a partir da idade da sedimentação nos diferentes níveis topográficos da Bocaina. Porém, observou-se que depósitos mais antigos ocorrem de forma isolada; a ocorrência mais importante é a representada pelos depósitos de leques aluviais na região do Sertão da Bocaina (transição entre os planaltos isolados da Serra dos Palmares e do Rio do Braço), descritos por Gontijo (1999), que guardam estreita semelhança com aqueles descritos na Bacia de Resende. Na maior parte da Bocaina a sedimentação é mais recente, representada por diferentes gerações de colúvios, em geral, depositados diretamente sobre as rochas pré-cambrianas.

As sucessões de colúvios ocorrem em setores de baixa vertente das *lombas*, patamares suspensos e no interior de anfiteatros, como no Planalto de Campos do Jordão. As idades dos paleossolos intercalados nos colúvios variam entre 36.880 ± 980 e 650 ± 50 AP (Fig. 116). Colúvios mais antigos, com idades superiores a 20.000 AP, encontram-se preservados nas porções mais elevadas da Bocaina (> 1400 m), no planalto isolado das Cabeceiras do Paraitinga. Nesta área, são comuns perfis complexos com até 3 níveis de paleossolos intercalados com colúvios. Nesse mesmo planalto, no Parque Nacional da Serra da Bocaina, Behling *et al.* (2006) obtiveram idades máximas de 18.570 AP (paleossolo, 1500 m) e 10.380 AP (turfeira, 1650 m). Em altitudes mais baixas os paleossolos forneceram idades de 9.240 ± 50 AP (1203 m) e 7.570 ± 70 AP (1170 m). Idades similares às da Bocaina foram obtidas no Planalto de Campos do Jordão (30990 ± 350 , 27130 ± 360 , 18580 ± 140 AP - Modenesi 1988a), evidenciando possivelmente a vigência de condições pretéritas e de evolução semelhantes. A alternância de fases de maior e menor atividade morfodinâmica nas

vertentes poderia ser explicado tanto por desequilíbrio das condições climáticas, como também por sucessivas reativações tectônicas, como observado em Campos do Jordão.

Figura 116: Distribuição das idades convencionais de ^{14}C de amostras de paleossolos de perfis de colúvio no Planalto da Bocaina. Em alguns afloramentos, foi possível observar mais de um nível de paleossolo. Idades mais antigas foram observadas no planalto isolado das Cabeceiras do Paraitinga.

Datações obtidas no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul por Moura & Mello (1991) e Mello *et al.* (1995), ao norte da área de estudo, registram o limite Pleistoceno-Holoceno como uma fase de formação de solos (paleossolos no limite superior da Aloformação Rio do Bananal – 9.800 anos e da porção inicial/média e basal da Aloformação Manso – 8.500 e 8.800 anos) e sedimentação com contribuição orgânica (depósitos fluviais argilosos orgânicos da Aloformação Rio das Três Barras – 9.500 anos). Idades mais recentes foram obtidas para as aloformações Resgate (1.000 anos para a porção basal e 200 a 100 anos para a porção média) e Carrapato (150 anos). Eventos mais antigos de colúviação (> 50000 anos) foram identificados a partir de datações por luminescência (Peixoto 2002). Algumas amostras da Bocaina (BOC-50, 137 e 61) forneceram idades próximas ao limite Pleistoceno-Holoceno. No

entanto, tais comparações devem ser feitas com cautela, uma vez que constituem compartimentos geomorfológicos distintos, sujeitos a condições paleoclimáticas e/ou tectônicas diferenciadas.

Deve-se ressaltar que as idades dos paleossolos fornecem a idade da pedogênese, e não da época de formação dos colúvios. Em perfis complexos com mais de um nível de paleossolo, é possível estimar o tempo de atuação dos processos colúviais, considerando o intervalo entre duas fases pedogenéticas. Porém, quando apenas um nível de paleossolo está presente, pode-se inferir apenas a idade mínima do início da colúviação, podendo o depósito ser muito mais antigo que a pedogênese.

A distribuição das idades dos paleossolos na Bocaina evidencia que as sucessões de colúvios não podem ser correlacionadas com a elaboração dos níveis topográficos da Bocaina; pela sua posição geomorfológica, estão associadas a processos de movimentos de massa mais recentes, que atuaram ao longo das vertentes, no interior desses níveis.

A *configuração da rede de drenagem após a abertura do Atlântico* mostra um importante condicionamento tectônico (Potter 1997). Conforme o autor, o Rio Paraná, entre todos os rios da América do Sul, apresenta um ajuste perfeito com a estrutura atual da bacia, possivelmente sendo estabelecida após a extrusão dos basaltos Serra Geral no Cretáceo. Conforme a concepção de Ab'Sáber (2000), apesar das vicissitudes tectônicas às quais a Plataforma Brasileira esteve submetida desde o Devoniano, é certo que as porções permanentemente expostas do escudo situavam-se nas terras altas do centro-leste do Brasil. Tais áreas estendiam-se para leste, antes da existência do Atlântico Sul, e constituiriam fontes fornecedoras de sedimentos para as bacias cratônicas. Nesse contexto, os rios que drenavam a Bocaina possivelmente fluíam para oeste, rumo ao interior da Bacia do Paraná. Os dados de traços de fissão da Bocaina vão de encontro a essas idéias, mostrando que a Bocaina, muito antes da ruptura continental, provavelmente constituiria um importante divisor, juntamente com as porções elevadas da Serra da Mantiqueira. Os resultados da análise de superfícies de tendência da altitude dos topos na Bocaina (Fig. 53) revelam um caimento geral de noroeste para sudeste, sugerindo a existência de regiões mais elevadas a noroeste, antes da formação do RCSB. Com a ruptura continental, uma nova rede de drenagem foi estabelecida rumo ao Atlântico Sul, com reflexos na taxa de denudação.

Capturas de drenagem podem ter desempenhado um importante papel na história denudacional. Exemplo mais notável seria a captura das cabeceiras do Rio Paraitinga, que fariam parte da Bacia do Alto Tietê, pelo Rio Paraíba do Sul, alvo de discussões há longo tempo (Ab'Sáber 1957). A partir de novos dados estratigráficos e estruturais, Riccomini

(1989) relaciona essa captura a uma das fases deformacionais do RCSB, associada à transcorrência sinistral (compressão NE-SW e distensão NW-SE), durante o Neógeno (Mioceno). Reflexos dessa captura, com possíveis mudanças do nível de base local, poderiam ter causado mudanças na taxa de denudação da Bocaina. Observa-se, no entanto, que as histórias térmicas registram eventos denudacionais mais antigos que a captura, relacionados à origem do RCSB, como os mais significativos.

A evolução do relevo de longa duração em margens continentais passivas reflete o estilo e a taxa de soerguimento, bem como as taxas de intemperismo e erosão, durante pelo menos os últimos 100-150 Ma (Thomas 1995). De acordo com o autor, vários trabalhos sobre o assunto ainda utilizam modelos simplistas de aplainamento global; ressalta, porém, a dificuldade de trocar modelos antigos por outros mais realistas que possam ser amplamente aplicados. Diversos trabalhos que fazem uma análise mais detalhada mostram, no entanto, que as superfícies de extensivo aplainamento são em sua maior parte antigas, freqüentemente mesozóicas ou mesmo anteriores em sua origem, além de poligenéticas: suas formas e depósitos refletem histórias evolutivas complexas e longas. A suposta antiguidade dessas superfícies em domínio tropical é comumente relacionada com a presença de determinados produtos do intemperismo, como as crostas lateríticas.

Uma das linhas de pensamento difundidas pelos geomorfólogos é a de que perfis profundos de intemperismo foram herdados das épocas quentes e úmidas do final do Mesozóico e início do Cenozóico. Em regiões tropicais, conforme relatado por Thomas (1994), a velocidade de alteração pode ter sido 3 vezes mais rápida do que em regiões temperadas, implicando em taxas de aprofundamento do saprólito da ordem de 6-150m/Ma.

No sudeste do Brasil, são comuns as ocorrências de perfis lateríticos espessos associadas a superfícies cimeiras. Nos campos do Ribeirão Fundo, nas porções mais elevadas do Planalto do Senador Amaral (sul de Minas Gerais), equivalentes à *superfície dos campos* de De Martonne (1943), Martins (2002) identificou espessos perfis de alteração onde, freqüentemente, são encontradas couraças bauxíticas, por vezes retrabalhadas, compondo *stone-lines*. No Planalto de Campos do Jordão, Modenesi (1980, 1983) descreveu lateritas alumino-ferruginosas encontradas acima de 1800 m e restos de latossolos retrabalhados nas vertentes do nível topográfico de 1800 – 1820 m, que representariam prováveis resquílios de um manto ferralítico, formado sob condições e processos vigentes antes da acentuação do soerguimento do planalto (Modenesi 1984). Na Bocaina, na localidade denominada Sertão da Bocaina (1100m de altitude), entre os planaltos isolados das serras do Frade e dos Palmares, Gontijo *et al.* (2002) descreveram uma ocorrência de perfil bauxítico (concreções com textura

pop-corn) sobre sedimentos possivelmente correlacionáveis à Formação Resende. A autora correlacionou tais ocorrências com a gênese da superfície Sul-Americana. Na presente pesquisa foram observadas *stone-lines* formadas por fragmentos de couraças lateríticas, sugerindo a existência de um manto de intemperismo pretérito.

Mais recentemente, a datação dos eventos de intemperismo pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Vasconcelos *et al.* 1994, Feng & Vasconcelos 2001, Carmo & Vasconcelos 2004) tem permitido averiguar a hipótese da antiguidade desses perfis de intemperismo.

No Quadrilátero Ferrífero, Spier *et al.* (2006) obtiveram determinações pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em perfis de intemperismo em depósitos supérgenos de minérios de ferro (Sapécado, Pico e Andaime) entre 62 e 14 Ma. Idades mais antigas de óxidos de manganês foram encontradas próximo à superfície enquanto que as mais jovens, em profundidade. Observou-se, no entanto, que várias amostras coletadas na interface rocha/manto de alteração forneceram idades entre 51-41 Ma, sugerindo que os perfis já haviam atingido a profundidade atual durante o Paleógeno. Os resultados sugerem que o intemperismo em algumas dessas antigas paisagens não foi controlado por um avanço contínuo e constante de suas frentes de intemperismo ao longo do tempo; ao invés disso, reflete condições geomorfológicas e climáticas atuantes no passado remoto. Taxas de erosão baixas ao longo de dezenas de milhões de anos teriam sido responsáveis pela preservação das antigas paisagens no Quadrilátero Ferrífero.

Carmo (2005), utilizando a mesma técnica em perfis de intemperismo ao longo de uma faixa entre Belo Horizonte (Quadrilátero Ferrífero) e Rio de Janeiro, observaram a seguinte tendência: perfis de intemperismo mais profundos encontrados em posições topográficas mais elevadas são mais antigos (Quadrilátero Ferrífero: $67,5 \pm 1,2$ a 13 ± 4 Ma) do que os perfis mais rasos em posições topográficas inferiores (Planalto Atlântico: < 13 Ma e Vale do Paraíba do Sul: < 5 Ma). Uma questão levantada pela autora é se esses perfis de intemperismo do Planalto Atlântico e do Vale do Paraíba do Sul correspondem às raízes dos antigos e profundos perfis de intemperismo do Quadrilátero Ferrífero - que poderiam ter se estendido do interior à costa - parcialmente erodidos, ou então, a perfis formados quando rochas não intemperizadas foram expostas à superfície durante o Mioceno.

A partir da análise de isótopos em testemunhos de mares profundos, Zachos *et al.* (2001) analisaram as *variações climáticas globais* de 65 Ma até o presente (Fig. 117). Esses dados permitem estabelecer uma correlação preliminar entre fases de intensificação da pedogênese e variações climáticas. Os resultados destacam uma tendência pronunciada de aquecimento do Paleoceno Médio (59 Ma) ao início do Eoceno (52 Ma), com pico no

optimum climático do início do Eoceno (52 a 50 Ma), seguido por uma tendência para condições mais frias por um período de 17 Ma, culminando com a expansão das geleiras continentais na Antártica. Essas geleiras persistiram até o final do Oligoceno (26 a 27 Ma), quando iniciou-se uma nova fase de aquecimento, com pico no *optimum* climático do Mioceno Médio tardio. Seguiu-se a essa fase um resfriamento gradual com o reestabelecimento das geleiras na Antártica por volta de 10 Ma.

Além dessas variações de longo período, são identificadas anomalias de curto período ($\sim 10^3$ a 10^5 anos) conhecidas como “aberrações”. As três principais ocorreram há ~ 55 , 34 e 23 Ma, todas próximas ou nos limites de épocas geológicas. A mais proeminente é o Máximo Termal do Paleoceno Terminal (55 Ma), próximo ao limite Paleoceno/Eoceno, que causou um aumento global da umidade e da precipitação, com reflexos nos padrões de intemperismo continental. As “aberrações” que ocorreram há 34 Ma (limite Eoceno/Oligoceno) e 23 Ma (limite Oligoceno/Mioceno) correspondem a máximos glaciais.

Figura 117: Registros globais de isótopos de oxigênio e carbono de mar profundo baseados em dados compilados de do Deep Sea Drilling Project (DSDP) e Ocean Drilling Program (ODP). Extraído de Zachos *et al.* (2001).

Essas variações climáticas estão registradas em algumas localidades como fases importantes de pedogênese. O aquecimento miocênico é indicado pela presença de paleossolos na Formação Santa Cruz (Mioceno), Província de Santa Cruz, sul da Patagônia, Argentina (Metzger & Lutz 2006). Esses paleossolos refletem a transição das florestas quentes e úmidas e campos do Mioceno Médio (16 Ma) para condições cada vez mais frias e áridas. O aquecimento do limite Paleoceno-Eoceno na Formação Maiz Gordo (Bacia Salta, noroeste da Argentina) também é registrado pela presença de paleossolos (White *et al.* 2006).

Tais fatos sugerem que determinados intervalos do tempo geológico foram favoráveis à formação de espessos mantos de intemperismo, que, em alguns casos, poderiam representar importantes marcadores cronológicos. As evidências encontradas em setores preservados de superfícies cimeiras do sudeste do Brasil (campos do Ribeirão Fundo, Bocaina, Campos do Jordão, Quadrilátero Ferrífero) poderiam, pelas idades de intemperismo obtidas até o momento, estar relacionadas ao importante evento de aquecimento entre 59-50 Ma, registrado pela análise de isótopos em testemunhos de mares profundos. A preservação desses perfis possivelmente estaria relacionada às baixas taxas de denudação, que vêm sendo registradas pela análise de traços de fissão em apatitas.

Concluindo a discussão, verifica-se a necessidade de uma abordagem integrada e multidisciplinar para o melhor equacionamento do balanço morfotectônico em margens continentais passivas.

10. MODELO EVOLUTIVO

A integração da análise bibliográfica com os resultados obtidos permitiu a elaboração de um modelo evolutivo do Planalto da Bocaina (Fig. 118), relacionando os eventos tectono-magmáticos às fases de denudação mais importantes.

No modelo são representadas 5 fases principais (Fig. 118):

- 1) Permotriássico - Jurássico (fase *pré-rift*): antes da separação dos continentes, provavelmente desde o Permotriássico, a região da Bocaina, juntamente com o Planalto de Campos do Jordão, já representavam um alto topográfico, constituindo importante área fonte de sedimentos para as bacias do Paraná e Bauru. A propagação de esforços compressivos originados durante a Orogenia Cabo – La Ventana poderia ter provocado a reativação de estruturas pré-cambrianas, promovendo o soerguimento dessas áreas.
- 2) Cretáceo Inferior: o evento de ruptura continental e abertura do Atlântico Sul (Eocretáceo) foi precedido de manifestações magmáticas importantes (derrames vulcânicos da Fm. Serra Geral e enxames de diques toleíticos Santos – Rio de Janeiro), associadas a uma importante fase de soerguimento e denudação na região da Bocaina.
- 3) Cretáceo Superior: intenso magmatismo alcalino, relacionado à Província Alcalina da Serra do Mar (Ex: Maciço Alcalino de Ponte Nova - 89 Ma, diques de lamprófiros), associado a soerguimento e denudação da região da Serra do Mar e sedimentação correlativa na Bacia de Santos. Ao final do Cretáceo, houve o fecho do ciclo de elaboração da Superfície Japi.
- 4) Paleógeno: a partir da reativação normal de antigas zonas de fraqueza pré-cambrianas, ocorre a fragmentação da Superfície Japi e a formação do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, com a deposição do Grupo Taubaté e magmatismo alcalino associado (derrames de ankaramito). Houve, assim, um aumento do aporte de sedimentação proveniente da Bocaina para o Vale do Rio Paraíba do Sul, com diminuição para a Bacia de Santos. Falhas com componente normal teriam provocado a fragmentação da Bocaina, originando os planaltos isolados.
- 5) Pleistoceno Superior/Holoceno - atual: ocorre a reativação de falhas em regime de esforços compressivo de direção NW-SE (binário transcorrente dextral E-W), seguido por distensão NW-SE, causando reafeiçoamento do relevo. No interior dos diferentes níveis topográficos da Bocaina teria ocorrido a deposição das sucessões de colúvios com paleossolos intercalados, associada a desequilíbrios das condições climáticas e/ou sucessivas reativações tectônicas.

Figura 118: Modelo evolutivo do Planalto da Bocaina, do Permianotriássico aos tempos atuais. A partir da "estratigrafia" atual das idades de traços de fissão, foi esquematizada a progressão da denudação em cada período. 1) Permianotriássico - Jurássico, 2) Cretáceo Inferior, 3) Cretáceo Superior, 4) Paleógeno, 5) Pleistoceno Superior/Holoceno. Ver texto para maiores detalhes.

11. CONCLUSÕES

A Bocaina, no flanco leste do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, apresenta uma sucessão de planaltos de relevo suavizado (*planaltos isolados*), separados por vales profundos, que perdem altura de NW para SE. O desnivelamento desses planaltos tem sido associado ora à reativação de antigas zonas de cisalhamento por falhas com componente normal, ora à dissecação erosiva diferencial controlada por *knickpoints*, ou, ainda, à preservação de superfícies de erosão de idades diferentes. O presente trabalho teve por objetivo testar as diferentes hipóteses evolutivas e contribuir para o melhor entendimento dos processos tectônicos e denudacionais desse setor da Serra do Mar. Para se atingir esse objetivo, a pesquisa seguiu uma abordagem morfotectônica, com o apoio da análise termocronológica de traços de fissão em apatitas e de determinações pelo método do radiocarbono, abrangendo escalas temporais bem diferenciadas.

Os resultados levantaram antigas questões sobre a gênese e deformação das superfícies de erosão no sudeste do Brasil, a configuração pretérita das redes de drenagens pré-ruptura continental e a evolução geomorfológica de margens continentais passivas. Um dos pontos a serem ressaltados para responder essas questões é a necessidade de uma abordagem integrada de estudos nas áreas de geomorfologia, paleoclimatologia, geologia estrutural, termocronologia de traços de fissão, geoquímica de superfície e geofísica.

A seguir estão listadas as principais conclusões do trabalho:

- A Bocaina esteve submetida a diferentes eventos tectônicos e denudacionais desde o período de ruptura continental, registrados tanto pela análise termocronológica de traços de fissão em apatitas, como também pela análise estrutural.
- Os planaltos isolados são caracterizados por baixos valores de gradientes hidráulicos, declividade e amplitude do relevo; apresentam caimento predominante para sudeste e leste. Em posições topográficas decrescentes de noroeste para sudeste, foram caracterizados morfologicamente os seguintes planaltos: Cabeceiras do Paraitinga (1411 – 2085m), Rio da Onça (1309 – 1729m), Serra dos Palmares (1272 – 1625m), Ribeirão da Capetinga (1289 – 1704m), Serra da Carioca (1037 – 1664m), Rio do Funil (1015 – 1466m), Serra do Frade (1012 – 1554m) e Rio do Braço (874 – 1249m).
- As regiões mais elevadas da Bocaina (Cabeceiras do Paraitinga) guardam grande similaridade com o sistema de paisagem dos *altos campos* no Planalto de Campos do Jordão (Modenesi 1988), dotados de características próprias de clima, formas de relevo, formações superficiais e vegetação, esta última formando um mosaico típico, com campos no topo dos

interflúvios e setor convexo das vertentes (*lombas*) e mata nas vertentes retilíneas e anfiteatros de erosão. Na Bocaina, sucessões de colúvios com paleossolos intercalados, identificadas no terço inferior das “lombas”, patamares suspensos e depressões da base dos anfiteatros, evidenciam fases de maior e menor atividade morfodinâmica nas vertentes, que podem estar associadas a desequilíbrios das condições climáticas e/ou sucessivas reativações tectônicas. As idades dos paleossolos são similares às obtidas no Planalto de Campos do Jordão, evidenciando possivelmente a vigência de condições pretéritas semelhantes.

- Ocorrências de perfis bauxíticos (Gontijo *et al.* 2002) nas porções dissecadas entre planaltos isolados e *stone-lines* formadas por fragmentos de couraças lateríticas nas porções mais elevadas da Bocaina testemunhariam um manto de alteração pretérito, que poderiam corresponder às evidências *in situ* e em *stone-lines* encontradas nas áreas mais elevadas do Planalto de Campos do Jordão (Modenesi 1980, 1983). Depósitos similares também são encontrados em outras superfícies cimeiras do sudeste do Brasil. Datações realizadas no Quadrilátero Ferrífero (Spier *et al.* 2006, Carmo 2005) vêm mostrando a antiguidade desses perfis de intemperismo, que podem ter se desenvolvido durante períodos de *optimum* climático.
- Os levantamentos estruturais evidenciaram sistemas de falhas e padrões de regimes de esforços similares aos observados ao longo do RCSB, descritos em trabalhos anteriores. Falhas com componente normal de direção NE-SW são compatíveis com um regime de esforços distensivos de direção NW-SE, associado à fase inicial de formação do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Paleoceno), e também, a reativações neotectônicas durante o Pleistoceno tardio/Holoceno. Falhas transcorrentes e normais com componentes direcionais importantes são compatíveis com um regime de esforços compressivos de direção NW-SE, podendo estar relacionado a um binário transcorrente dextral E-W (Neógeno - Quaternário).
- Reflexos da atividade tectônica cenozóica estão impressos no relevo da Bocaina, evidenciados pela nítida correlação entre estruturas rúpteis e feições morfotectônicas, tais como facetas triangulares e trapezoidais, escarpas e paredões rochosos, capturas, *knickpoints*, divisores pouco nítidos, entre outras. A preservação dessas feições em clima tropical sugere o caráter recente das reativações tectônicas. As estruturas rúpteis tiveram um papel decisivo no desnivelamento dos níveis topográficos e individualização dos planaltos isolados. A distribuição das feições morfotectônicas, presentes em todos os planaltos isolados, é fortemente controlada por lineamentos morfoestruturais de direções NW-SE, NE-SW e subordinadamente E-W. A direção NE-SW, coincidente com a estruturação pré-cambriana dada pelas zonas de cisalhamento pré-cambrianas, corresponde morfologicamente ao

alinhamento de escarpas retilíneas e cristas e à drenagem subsequente do planalto. Facetas triangulares e trapezoidais e *knickpoints* estão intimamente associadas ao desenvolvimento de falhas normais ao longo dessas direções. As direções NW-SE e E-W têm sua origem relacionada possivelmente a uma estruturação mais recente, associada aos processos de rifteamento continental e às fases de deformação do RCSB; *shutter ridges*, divisores pouco nítidos e inflexões na drenagem ocorrem ao longo dessas direções. Alvéolos amplos, com desenvolvimento de rios meandantes, presentes em alguns planaltos isolados, ocorrem ao longo e na intersecção de lineamentos estruturais importantes, sugerindo um condicionante tectônico.

- Fases de magmatismo de diferentes idades (Eocretáceo, Neocretáceo, Eoceno) identificadas no sudeste do Brasil desempenharam um importante papel nos processos de soerguimento e denudação da região. A fase mais antiga é equivalente ao estágio *rift* nas bacias marginais atlânticas, a intermediária, concomitante ao estágio oceânico da margem atlântica, e a mais recente, relacionada à evolução do RCSB.

- O uso da termocronologia de traços de fissão em apatita mostrou-se uma importante ferramenta para a datação dos eventos denudacionais. Os dados obtidos complementam a malha de dados de idades de traços de fissão do sudeste do Brasil, essencial para o entendimento da evolução da margem continental passiva e, em especial, do domínio da Serra do Mar. Ressalta-se que a correta interpretação dos dados termocronológicos exige um conhecimento prévio do arcabouço geológico e geomorfológico da área de estudo.

- As idades de traços de fissão e as histórias térmicas das amostras do Planalto da Bocaina mostraram uma boa correlação com eventos tectono-termais de grande magnitude, associados à ruptura continental, à fase de magmatismo alcalino neocretáceo e à geração do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil. Diferentemente de outras margens passivas, foram identificados eventos de resfriamento muito mais recentes que a ruptura continental. As histórias termais sugerem ainda a influência de eventos mais antigos, como a Orogenia Cabo – La Ventana e a fase de subsidência na Bacia do Paraná no Permotriássico.

- As idades corrigidas de traços de fissão em apatitas dos planaltos isolados da Bocaina variam entre 54 ± 5 e 326 ± 30 Ma e apresentam uma tendência de decréscimo das regiões mais elevadas no interior do continente em direção à costa, de noroeste para sudeste, padrão reconhecido em diversas margens continentais passivas. Ressalta-se que as idades obtidas a noroeste da Zona de Cisalhamento de Cubatão – que separa aproximadamente os níveis topográficos intermediário e inferior – são mais antigas que as observadas a sudeste, sugerindo um controle tectônico. O total denudado é menor nas porções mais elevadas (1,9 a 2,1 km),

aumentando rumo à costa (2,4 a 2,8 km). Enquanto que nas porções mais elevadas a fase de denudação mais acentuada ocorreu entre 180-120 Ma, nos níveis topográficos inferiores, ela se deu entre 120 e 0 Ma.

- Um modelo exclusivamente erosivo, como o de recuo de escarpa, não explicaria adequadamente a evolução geomorfológica da área de estudo. Idades de traços de fissão contrastantes em um mesmo planalto isolado, ou semelhantes em altitudes diferentes, sugerem uma evolução tectonothermal regional complexa, provavelmente associada às reativações tectônicas e/ou eventos termais relacionados à evolução do RCSB. Por outro lado, os diferentes níveis topográficos da Bocaina não corresponderiam a uma única superfície de erosão original falhada e desnivelada, uma vez que apresentam histórias térmicas distintas.

- Um dado importante a ser destacado é a presença de idades de traços de fissão muito antigas na Bocaina (> 200 Ma), até então não observadas no domínio da Serra do Mar. Essas idades, obtidas nas porções elevadas e mais distantes da costa, mostram que tais áreas tiveram uma tendência a estarem preservadas em posições topográficas elevadas por um longo período de tempo, constituindo importante área fonte de sedimentos para as bacias do Paraná, Bauru e Santos; provavelmente não foram afetadas pelos espessos derrames da Fm. Serra Geral.

- A resolução do método de traços de fissão em apatitas não permite reconhecer eventos denudacionais dos últimos milhões e milhares de anos. Desse modo, a aplicação de outros métodos de datação (isótopos cosmogênicos, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U-Th/He) seria importante para complementar e refinar a cronologia dos eventos geológicos e geomorfológicos do sudeste do Brasil.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ab'Sáber, A.N. 1954. A geomorfologia do Estado de São Paulo. In: *Aspectos geográficos da terra bandeirante*, IBGE/CNG, p. 1-97.
- Ab'Sáber, A.N. 1955. As altas superfícies de aplainamento do Brasil Sudeste. *Boletim Geográfico*, 13(126): 295-300.
- Ab'Sáber, A.N. 1956. A terra paulista. *Boletim Paulista de Geografia*, São Paulo, 23: 5-38.
- Ab'Sáber, A.N. 1957. O problema das conexões antigas e da separação da drenagem do Paraíba e do Tietê. *Boletim Paulista de Geografia*, São Paulo, 26: 38-49.
- Ab'Sáber, A.N. 1969. Uma revisão do Quaternário Paulista, do presente para o passado. *Revista Brasileira de Geografia*, 31(4): 1-51.
- Ab'Sáber, A.N. 2000. Summit surfaces in Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3): 515-516.
- Ab'Sáber, A.N. & Bernardes, N. 1958. Vale do Paraíba, Serra da Mantiqueira e arredores de São Paulo. In: CNG, Congresso Internacional de Geografia, 18, Rio de Janeiro, *Guia de Excursão*, 4, 302 p.
- d'Alessio, M.A.; Blythe, A.E.; Bürgmann, R. 2003. No frictional heat along the San Gabriel fault, California: evidence from fission-track thermochronology. *Geology*, 31(6): 541-544.
- Almeida, F.F.M. 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico*, São Paulo, 41: 169-263.
- Almeida, F.F.M. 1967. *Origem e evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 241, 36 p.
- Almeida, F.F.M. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48(Suplem.): 15 - 26.
- 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. & Carneiro, C.D.R. 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(2): 135-150.
- Almeida, F.F.M.; Neves, B.B.B.; Carneiro, C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, 50: 77-111.
- Almeida, S.H.S. 2002. *Tectônica e gravimetria do Cinturão Ribeira na divisa entre os estados de São Paulo e Rio de Janeiro*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual de São Paulo, Rio Claro, 203 p.
- Amaral, G.; Born, H.; Hadler Neto, J.C.; Iunes, P.J.; Kawashita, K.; Machado Jr., D.L.; Oliveira, E.P.; Paulo, S.R.; Tello Sáenz, C.A. 1997. Fission track analysis of apatites from São Francisco craton and Mesozoic alkaline-carbonatite complexes from central and southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(3/4): 285-294.
- Angelier, J. 1994. Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. In: Paul L. Hancock (ed.) *Continental Deformation*. Pergamon Press, 421 p.
- Angelier, J. & Mechler, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7: 1309-1318.

- Asmus, H.E. & Ferrari, A.L. 1978. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil. *Projeto REMAC*, 4: 75 - 88.
- Assumpção, M. 1992. The regional stress field in South America. *Journal of Geophysical Research*, 97: 11889-11903.
- Basei, M.A.S. & Vlach, S.R.F. 1981. O enxame de diques da região de Cunha e Lagoinha, SP. In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 3, Curitiba, *Atas*, v. 1, p. 305-309.
- Battiau-Queney, Y. 1991. Les marges passives. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 2: 91-100.
- Battiau-Queney, Y. 1999. Crustal anisotropy and differential uplift: their role in long-term landform development. In: B.J. Smith, W.B. Whalley, P.A. Warke (eds.) *Uplift, erosion and stability: perspectives on long-term landscape development*. Geological Society, London, Special Publications, 162, p. 65-74.
- Behling, H.; Dupont, L.; Safford, H.D.; Wefer, G. 2006. Late Quaternary vegetation and climate dynamics in the Serra da Bocaina, southeastern Brazil. *Quaternary International* (2006), doi:10.1016/j.quaint.2006.10.021.
- Biancotti, A. 1979. Rapporti fra morfologia e tettonica nella pianura cuneese. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 2: 51-56.
- Bigazzi, G. 1967. Length of fission tracks and age of muscovite samples. *Earth and Planetary Science Letters*, 3: 434-438.
- 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 American Earth Sciences*, 15: 683-692.
- Brown, R.W.; Gallagher, K.; Gleadow, A.J.W.; Summerfield, M.A. 2000. Morphotectonic evolution of the South Atlantic margins of Africa and South America. In: M.A. Summerfield (ed.) *Geomorphology and Global Tectonics*. John Wiley & Sons Ltd., p. 255-281.
- Buck, W.R.; Martinez, F.; Steckler, M.S.; Cochran, J.R. 1988. Thermal consequences of lithospheric extension: pure and simple. *Tectonics*, 7: 213-234.
- Bueno, G.V. 2004. Diacronismo de eventos no Rifte Sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, 12(2): 203-229.
- Campanha, G.A.C.; Ens, H.H.; Ponçano, W.L. 1994. Análise morfotectônica do Planalto do Juqueriquerê, São Sebastião. *Revista Brasileira de Geociências*, 24(1): 32-42.
- Carmo, I.O. 2005. *Geocronologia do intemperismo cenozóico no sudeste do Brasil*. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 339 p.
- Carmo, I.O. & Vasconcelos, P. 2004. Geochronological evidence for pervasive Miocene weathering, Minas Gerais, Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29: 1303-1320.
- Chang, H.K. 2003. *Interpretação e mapeamento dos sistemas petrolíferos da Bacia de Santos*. Seminário Técnico (Brasil – 5ª Rodada), 28 e 29 de abril de 2003, Escritório Central da ANP, http://www.anp.gov.br/brasil-rounds/round5/round5/Apres_SemTec/R5_Santos.pdf.
- Chen, B.L.; Yin, G.M.; Li, W.L.; Guo, L.; Li, L.; Lu, Y.C.; Guo, S.L. 2001. Determination of tectonic uplift rates of Qinling mountains in central China by fission tracks. *Radiation Measurements*, 34: 405-408.
- Chiessi, C.M. 2004. *Tectônica cenozóica do Maciço Alcalino de Passa Quatro (SP-MG-RJ)*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 117 p.

- Cockburn, H.A.P.; Brown, R.W.; Summerfield, M.A.; Seidl, M.A. 2000. Quantifying passive margin denudation and landscape development using a combined fission –track thermochronology and cosmogenic isotope analysis approach. *Earth and Planetary Science Letters*, 179: 429-435.
- Cotton, C.A. 1948. *Landscape - as developed by the processes of normal erosion*. John Wiley & Sons Inc., 2º ed., 509 pp.
- Couto, C.P. 1953. *A bacia calcária de Itaboraí e a tectônica da costa sudeste do Brasil*. Rio de Janeiro, Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM, Notas Preliminares e Estudos, 75, 12 p.
- Couto, C.P. 1958. *Idade geológica das bacias cenozóicas do Vale do Paraíba e de Itaboraí*. Rio de Janeiro, Boletim do Museu Nacional, Geologia, 25, 17 p.
- CPRM. 1999a. *Folha Ilha Grande (SF. 23-Z-C)*. Carta geológica 1:250.000. Projeto Integração Geológica.
- CPRM. 1999b. *Folha Volta Redonda (SF. 23-Z-A)*. Carta geológica 1:250.000. Projeto Integração Geológica.
- Deffontaines, B. 1989. Proposition of a morpho-neotectonic method; application in the Fougères area, Oriental Britany, France. *Bulletin INQUA*, 12: 48-52.
- De Martonne, E. 1935. A Serra do Cubatão: comparação com um canto das Cevennes Francesas. *Geografia – AGB*, 1(4): 3-9.
- De Martonne, E. 1943. Problemas morfológicos do Brasil tropical Atlântico. *Revista Brasileira de Geografia*, 4: 523-550.
- Destro, N. 2002. *Falhas de alívio e de transferência: o significado tectônico e econômico no Rife do Recôncavo-Tucano-Jatobá, NE Brasil*. Tese de Doutorado, Escola de Minas, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 173 p. (Contribuições às Ciências da Terra – Série D – vol. 2).
- Dias, J.L. 1991. *Análise estratigráfica e evolução da fase “rift” nas bacias das margens leste e sudeste do Brasil*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 145 p.
- Doblas, M.; Mahecha, V.; Hoyos, M.; López-Ruiz, J. 1997. Slickenside and fault surface kinematic indicators on active normal faults of the Alpine Betic cordilleras, Granada, southern Spain. *Journal of Structural Geology*, 19(2): 159-170.
- Doornkamp, J.C. 1986. Geomorphological approaches to the study of neotectonics. *Journal of the Geological Society*, 143: 335-342.
- Doranti, C.; Hackspacher, P.C.; Ribeiro, M.C.S.; Franco, A.O.B.; Godoy, D.F.; Ribeiro, L.F.B.; Spatti Júnior, E.P.; Hadler Neto, J.C. 2006. Evolução da paisagem na região do Maciço Alcalino de Poços de Caldas e adjacências a partir do uso de técnicas geomorfológicas e traços de fissão em apatitas. In: UGB/IAG, Simpósio Nacional de Geomorfologia, 6, Goiânia, *Anais/Resumos*, vol. 1, p. 190.
- Feng, Y. & Vasconcelos, P. 2001. Quaternary continental weathering geochronology by laser-heating $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of supergene cryptomelane. *Geology*, 29(7): 635-638.
- Fernandes, F.L. 1993. *Arcabouço estrutural e evolução da Bacia de Taubaté – SP*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 147 p.
- Ferrari, A.L. 1990. A geologia do “Rift” da Guanabara na sua porção centro-ocidental e sua relação com o embasamento pré-cambriano. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, v. 6, p. 2858-2872.

- Ferrari, A.L. 2001. *Evolução tectônica do Graben da Guanabara*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 412 p.
- Ferrari, A.L. ; Silva, A.; Alves, E.C. 1991. Evolução tectônica da Serra do Mar: integração de dados das bacias marginais e do continente. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste*, 2, São Paulo, *Atas*, p. 465-466.
- Ferrari, A.L.; Riccomini, C.; Vasconcelos, P. 2001. Ocorrência de rochas vulcânicas na porção central do Gráben da Guanabara (RJ) e suas implicações para a evolução do relevo do sudeste do Brasil. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste*, 7, Rio de Janeiro, *Boletim de Resumos*, p. 82.
- Fitzgerald , P.G. & Gleadow, A.J.W. 1988. Fission track geochronology, tectonics and structure of the Transantarctic Mountains in northern Victoria Land, Antarctica. *Chemical Geology*, 73: 169-198.
- Fleischer, R.L. & Price, P.B. 1963. Charged particle tracks in glass. *Journal of Applied Physics*, 34: 2903-2904.
- Foster, D.A. & Gleadow, A.J.W. 1996. Structural framework and denudation history of the flanks of the Kenya and Anza Rifts, East Africa. *Tectonics*, 15(2): 258-271.
- Fracalossi, C.P.; Hackspacher, P.C.; Saad, A.R.; Genaro, D.T.; Dantas, E.L. 2005. Interação entre tectônica e ambiente de sedimentação através das metodologias de termocronologia por traço de fissão em apatita e análises Sm/Nd: Bacia de Taubaté – SP. *In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 10, Curitiba, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 223-226.
- Franco, A.O.B. 2006. *Termocronologia por traços de fissão em apatitas na região do Arco de Ponta Grossa, entre os alinhamentos de Guapiara e São Jerônimo-Curiúva*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 123 p.
- Franco, A.O.B.; Ribeiro, L.F.B.; Hackspacher, P.C.; Codazzi, F.; Hadler Neto, J.C.; Guedes, S.; Tello, C.A.S. 2001. Contribuição à termotectônica fanerozóica da região de Sorocaba/SP: traços de fissão em apatitas. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste*, 7, Rio de Janeiro, *Boletim de Resumos*, p. 65.
- Franco, A.O.B.; Hackspacher, P.C.; Hadler Neto, J.C.; Ribeiro, L.F.B.; Guedes, S.; Ribeiro, M.C.S.; Codazzi, F. 2003a. História térmica a sul do maciço alcalino de Poços de Caldas. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste*, 8, São Pedro, *Boletim de Resumos*, p. 168.
- Franco, A.O.B.; Hackspacher, P.C.; Hadler Neto, J.C.; Ribeiro, L.F.B.; Tello, C.A.S.; Ribeiro, M.C.S.; Codazzi, F. 2003b. Termotectônica fanerozóica através de traços de fissão em apatitas da região da Serra do Japi (SP) e áreas adjacentes. *In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 9, Búzios, *Boletim de Resumos*, p. 330 - 333.
- Franco, A.O.B.; Hackspacher, P.C.; Godoy, D.F.; Ribeiro, L.F.B.; Guedes, S. 2005. História térmica do Maciço Alcalino de Poços de Caldas (SP/MG) e adjacências através da análise de datação por traços de fissão em apatitas. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(3): 351-358.
- Freitas, R.O. 1951. Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. *Boletim da Faculdade de Filosofia , Ciências e Letras - USP, Geologia*, 6, 130 p.
- 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. 1999. The Mesozoic denudation history of the Atlantic margins of southern Africa and southeast Brazil and the relationship to offshore sedimentation. *In: N.R. Cameron, R.H. Bate & V.S. Clure (eds.) The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. Geological Society, London, Special Publications, 153, p. 41-53.

- Gallagher, K.; Hawkesworth, C.J.; Mantovani, M.S.M. 1994. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data. *Journal of Geophysical Research*, 99(B9): 18117-18145.
- 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.
- Gallagher, K.; Brown, R.; Johnson, C. 1998. Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26: 519-572.
- Gawthorpe, R.L. & Leeder, M.R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, 12: 195-218.
- Gilchrist, A.R. & Summerfield, M.A. 1990. Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwarps. *Nature*, 346: 739-742.
- Gleadow, A.J.W. & Brown, R.W. 2000. Fission-track thermochronology and the long-term denudation response to tectonics. In: M.A. Summerfield (ed.) *Geomorphology and Global Tectonics*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, England, p. 57-75.
- 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.
- Godoy, D.F. 2006. *Termotectônica por traços de fissão em apatitas dos altos estruturais de Pitanga, Pau d'Álho e Jiboia - centro do Estado de São Paulo*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 125 p.
- Godoy, D.F.; Siqueira, M.C.; Ribeiro, L.F.B.; Hackspacher, P.C.; Codazzi, F.; Hadler Neto, J.C.; Guedes, S.; Tello, C.A.S. 2001. Considerações sobre o soerguimento da Serra da Mantiqueira através de traços de fissão em apatitas: um exemplo na região de Pouso Alegre. In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 7, Rio de Janeiro, *Boletim de Resumos*, p. 63.
- Godoy, D.F.; Hackspacher, P.C.; Ribeiro, L.F.B.; Ribeiro, M.C.S.; Hadler Neto, J.C.; Guedes, S.; Tello, C.A.S.; Codazzi, F. 2003. Considerações sobre a evolução pós-intrusiva do maciço alcalino de Poços de Caldas (SP/MG) através de traços de fissão em apatitas: área norte. In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 8, São Pedro, *Boletim de Resumos*, p. 88.
- Golts, S. & Rosenthal, E. 1993. A morphotectonic map of the northern Arava in Israel, derived from isobase lines. *Geomorphology*, 7: 305-315.
- Gontijo A.H.F. 1999. *Morfotectônica do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul: região da Serra da Bocaina, leste do Estado de São Paulo*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 265 p.
- Gontijo, A.H.F.; Borges, M.S.; Rueda, J.R.J.; Hasui, Y.; Morales, N. 2002. Perfis lateríticos bauxíticos e a fragmentação da Superfície Sul-Americana: um exemplo na serra da Bocaina, estados de São Paulo e Rio de Janeiro. *Geociências*, 21: 3-11.
- Green, P.F. 1986. On the thermo-tectonic evolution of Northern England: evidence from fission track analysis. *Geological Magazine*, 153: 493-506.
- Green, P.F.; Duddy, I.R.; Gleadow, A.J.W.; Tingate, P.R.; Laslett, G.M. 1985. Fission track annealing in apatite: track length measurements and the form of the Arrhenius plot. *Nucleation Tracks*, 10: 323-328.

- 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 techniques and extension to geological timescales. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 79: 155-182.
- Gunnell, Y. 2000. Apatite fission track thermochronology: an overview of its potential and limitations in geomorphology. *Basin Research*, 12: 115-132.
- Hackspacher, P.C. 2003. A origem da Serra do Mar: termocronologia por traços de fissão em apatita. In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 8, São Pedro, *Boletim de Resumos*, p. 38.
- Hackspacher, P.C. & Hadler Neto, J.C. 2001. Contribuição à evolução tectono-termal da região sudeste do Brasil durante o mesozóico e cenozóico: análise por traços de fissão em apatita. In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 7, Rio de Janeiro, *Boletim de Resumos*, p. 64.
- Hackspacher, P.C.; Hadler Neto, J.C.; Iunes, P.J.; Paulo, S.R.; Ribeiro, L.F.B.; Tello Sáenz, C.A. 1999. Alguns dados sobre o Período Cretáceo na Serra da Mantiqueira através de análise de traços de fissão em apatitas (ATFA). In: UNESP, Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 5, Serra Negra, *Boletim*, p. 33-37.
- Hackspacher, P.C.; Hadler Neto, J.C.; Ribeiro, L.F.B.; Siqueira, M.C.; Tello, C.E.S. 2001. Exhumation and denudation of the Southeastern Brazilian coast: apatite fission track analyses from a transect in the Serra do Mar and Mantiqueira mountain ranges. In: Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, South American Symposium on Isotope Geology, 3, Pucón, Chile, *Extended Abstracts Volume*, p. 37-40.
- Hackspacher, P.C.; Ribeiro, L.F.B.; Fetter, A.H.; Dantas, E.L.; Hadler Neto, J.C.; Tello, C.A.S.; Ribeiro, M.C.S.; Franco, A.O.; Maia, A.O. 2003a. Cooling history of the South American Platform in the Mantiqueira Province, Southeastern Brazil: isotopic and apatite fission track methodologies. In: CBPM, South American Symposium on Isotope Geology, 4, Salvador, *Short Papers*, p. 74-76.
- Hackspacher, P.C.; Ribeiro, L.F.B.; Ribeiro, M.C.S.; Hadler Neto, J.C.; Iunes, P.J.; Tello, C.A.S. 2003b. A origem da Serra do Mar: termocronologia por traços de fissão em apatita. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 9, Búzios, *Boletim de Resumos*, p. 384-386.
- Hadler Neto, J.C.; Iunes, P.J.; Paulo, S.R.; Tello, S.C.A. 1995. Obtenção de histórias térmicas de varias regiões geologicamente compatíveis usando análise de traços de fissão em apatitas. *Revista Brasileira de Física Aplicada e Instrumentação*, 10: 1-10.
- Hadler N., J.C.; Tello, S. C. A.; Iunes, P. J.; Guedes, S.; Hackspacher, P.; Paulo, S.R.; Ribeiro, L.F.B. 2001. Relationship between thermotectonic evolution of Serra do Mar Mountain Range and Santos Basin, SP, Brazil, accessed through fission track analysis in apatite. In: Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, South American Symposium on Isotope Geology, 3, Pucón, Chile, *Extended Abstracts Volume*, p. 41-44.
- Hamza, V.M.; Cardoso, R.A.; Gomes, A.J.L. 2005. Gradiente e fluxo geotérmico na região sudeste: indícios de calor residual do magmatismo alcalino e implicações para maturação térmica de sedimentos na plataforma continental. In: SBG, Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 3, Cabo Frio, *Anais*, vol. 1, p. 319-324.
- Hancock, P.L. & Engelder, T. 1989. Neotectonic joints. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 1197-1208.
- Hasui, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Minas Gerais*, 11: 1-31.
- Hasui Y. & Mioto J.A. 1992. *Geologia estrutural aplicada*. ABGE/VOTORANTIM, São Paulo, 459 p.

- Hasui, Y. & Oliveira, M.A.F. 1984. A Província Mantiqueira – Setor Central. In: F.F.M. Almeida & Y. Hasui (eds.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgard Blücher, São Paulo, 378 p.
- Hasui, Y. & Ponçano, W.L. 1978. Geossuturas e sismicidade no Brasil. In: ABGE, Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia, 2, São Paulo, *Anais*, vol. 1, p. 331-338.
- Hasui, Y.; Gimenez, A.F.; Melo, M.S. de. 1978. Sobre as bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, *Anais*, vol. 1, p. 382-392.
- Heilbron, M.; Mohriak, W.U.; Valeriano, C.M.; Milani, E.J.; Almeida, J.; Tupinambá, M. 2000. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: W.U. Mohriak & M. Talwani (eds.) *Atlantic rifts and continental margins*. AGU, Washington, D.C., Geophysical Monograph 115, p. 1-32.
- Hiruma S.T. 1999. *Neotectônica no Planalto de Campos do Jordão, SP*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 106 p.
- Hiruma, S.T. & Ponçano, W.L. 1994. Densidade de drenagem e sua relação com fatores geo-morfo-pedológicos na área do Alto Rio Pardo, SP e MG. *Revista do Instituto Geológico*, 15(1/2): 49-57.
- Hiruma, S.T.; Riccomini, C.; Modenesi-Gauttieri, M.C. 2001. Neotectônica no Planalto de Campos do Jordão, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(3): 347-356.
- Horton, R.E. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of American Bulletin*, 56(3): 275-370.
- Hurter, S. & Pollack, H.N. 1996. Terrestrial heat flow in the Paraná Basin, southern Brazil. *Journal of Geophysical Research*, 101(B4): 8659-8671.
- Iunes, P. J. 1999. *Aplicação da dosimetria de nêutrons através de filmes finos de urânio e tório naturais na datação pelo método dos traços de fissão*. Tese de Doutorado, Instituto de Física "Gleb Wataghin" – Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 111 p.
- Jain, A.K.; Kumar, D.; Singh, S.; Kumar, A.; Lal, N. 2000. Timing, quantification and tectonic modelling of Pliocene – Quaternary movements in the NW Himalaya: evidence from fission track dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 179: 437-451.
- Jain, V.E. 1984. *Geotectónica general*. Moscou, vol. 1, 357 p.
- Jelinek, A.R.; Bastos Neto, A.C.; Lelarge, M.L.V.; Soliani Jr., E. 1999. Apatite fission track dating of fluorite ore veins from Santa Catarina state, Brazil: a complex hydrothermal evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 367-377.
- Jianjun, H.; Mukang, H.; Ollier, C.D. 1997. A morphometric method to determine neotectonic activity of the Weihe Basin in northwestern China. *Episodes*, 20(2): 95-99.
- Johansson, M. 1999. Analysis of digital elevation data for palaeosurfaces in south-western Sweden. *Geomorphology*, 26: 279-295.
- Karner, G.D. & Driscoll, N.W. 1993. Rift flank topography and extensional basin architecture: formation of Broken Ridge, Southeast Indian Ocean. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65 (Suplemento 2): 263 -294.
- King, L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, 18(2): 147-265.

- Klein, V.C. & Valença, J.G. 1984. Estruturas almofadadas em derrames ankaramítico na Bacia de São José de Itaboraí, Rio de Janeiro. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, v. 9, 4335-4345.
- Laslett, G.M.; Green, P.F.; Duddy, I.R.; Gleadow, A.J.W. 1987. Thermal modelling of fission tracks in apatite: 2. A quantitative analysis. *Chemical Geology*, 65: 1-13.
- Liu, C.C. 1984. *Análise estrutural de lineamentos em imagens de sensoriamento remoto: aplicação ao Estado do Rio de Janeiro*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 157 p.
- Liu, C.C. 1987. A geologia estrutural do Estado do Rio de Janeiro vista através de imagens MSS do Landsat. In: SBG, Simpósio de Geologia Regional RJ-ES, 1, *Anais*, p. 164-188.
- Liu, T.K.; Chen, Y.G.; Chen, W.S.; Jiang, S.H. 2000. Rates of cooling and denudation of the Early Penglai Orogeny, Taiwan, as assessed by fission-track constraints. *Tectonophysics*, 320: 69-82.
- Lutz, T.M. & Omar, G. 1991. An inverse method of modeling thermal histories from apatite fission-track data. *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 181-195.
- Macedo, J.M. 1989. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 3(3): 159-173.
- Macedo, J.M.; Bacoccoli, G.; Gamboa, L.A.P. 1991. O tectonismo meso-cenozóico da região sudeste. In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 2, São Paulo, *Atas*, p. 429-437.
- Maia, A.O.; Siqueira, M.C.; Ribeiro, L.F.B.; Hackspacher, P.C.; Codazzi, F.; Hadler Neto, J.C.; Guedes, S.; Tello, C.A.S. 2001. Denudação e tectônica na Serra da Bocaina através de traços de fissão em apatitas. In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 7, Rio de Janeiro, *Boletim de Resumos*, p. 69.
- Mancini, F. 1995. *Estratigrafia e aspectos da tectônica deformadora da Formação Pindamonhangaba, Bacia de Taubaté, SP*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 107 p.
- Marques L.S. & Ernesto, M. 2004. O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. In: V. Mantesso-Neto; A. Bartorelli; C.D.R. Carneiro; B.B.B. Neves (eds.) *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, p. 245-263.
- Martins, P.R.R. 2002. *Neotectônica nos campos do Ribeirão Fundo, MG*. Monografia de Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 58 p.
- Mayer, L. 2000. Application of digital elevation models to macroscale tectonic geomorphology. In: M.A. Summerfield (ed.) *Geomorphology and Global Tectonics*. John Wiley & Sons Ltd., p. 15-27.
- Meis, M.R.M. & Moura, J.R.S. 1984. Upper Quaternary sedimentation and hillslope evolution: southeastern Brazilian Plateau. *American Journal of Science*, 284(3): 241-254.
- Mello, C.L. 1992. *Fácies sedimentares, arquitetura deposicional e relações morfoestratigráficas em um sistema de leques aluviais holocênicos: Atoformação Manso - Médio Vale do rio Paraíba do Sul (SP/RJ)*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 188 p.
- Mello, C.L.; Moura, J.R. da S.; Carmo, I.O.; Silva, T.M.; Peixoto, M.N.O. 1995. Eventos de sedimentação durante o Holoceno no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ) – aloestratigrafia e datações por radiocarbono. In: ABEQUA, Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 5, Niterói, *Anais*, p. 193-200.

- Melo, M.S. & Ponçano, W.L. 1983. *Gênese, distribuição e estratigrafia dos depósitos cenozóicos no Estado de São Paulo*. IPT, São Paulo, Monografias 9, 74 p.
- 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 do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 15(3): 193-201.
- Melo, M.S.; Fernandes, L.A.; Coimbra, A.M.; Ramos, R.G.N. 1989. O gráben (Terciário?) de Sete Barras, Vale do Ribeira do Iguape, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, 19(2): 260-262.
- Metzger, C.A. & Lutz, A.T. 2006. Paleosol record of middle Miocene climate change in southern Patagonia, Provincia de Santa Cruz, Argentina. In: Congreso Latinoamericano de Sedimentología, 4, San Carlos de Bariloche, Argentina, *Resúmenes*, p. 142.
- Milani, E.J. 1987. *Aspectos da evolução tectônica das bacias do Recôncavo e Tucano Sul, Bahia, Brasil*. Rio de Janeiro, Petrobrás/CENPES, Ciência Técnica Petróleo, Seção: Exploração de petróleo, 18, 61 p.
- Milani, E.J.; Kinoshita, E.M.; Araújo, L.M.; Cunha, P.R.C. 1990. Bacia do Paraná: possibilidades petrolíferas da calha central. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 4: 21-34.
- Mioto, J.A. 1993. *Sismicidade e zonas sismogênicas do Brasil*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2 vols.
- Modenesi, M.C. 1980. Intemperismo e morfogênese no Planalto de Campos do Jordão, São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 10(3):213-225.
- Modenesi, M.C. 1983. Weathering and morphogenesis in a tropical plateau. *Catena*, 10(3): 237-251.
- Modenesi, M.C. 1984. Evolução quaternária de uma montanha tropical: o Planalto de Campos do Jordão, São Paulo. *Revista do Instituto Geológico*, 5(1/2): 7-13.
- Modenesi, M.C. 1988a. *Significado dos depósitos correlativos quaternários em Campos do Jordão - São Paulo: implicações paleoclimáticas e paleoecológicas*. Instituto Geológico, São Paulo, Boletim 7, 155 p.
- Modenesi, M.C. 1988b. Quaternary mass movements in a tropical plateau (Campos do Jordão - São Paulo). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 32(4): 425-440.
- Modenesi, M.C. 1989. Hillslope forms and Quaternary deposits in the Itatiaia Plateau - RJ, Brazil. In: ABEQUA/INQUA, International Symposium on Global Changes in South America during the Quaternary, São Paulo, *Special Publication*, vol. 1, p. 293-300.
- Modenesi, M.C. 1992. Depósitos de vertente e evolução quaternária do planalto do Itatiaia - RJ. *Revista do Instituto Geológico*, 13(1): 31-46.
- Modenesi-Gauttieri, M.C. 2000. Hillslope deposits and the Quaternary evolution of the altos campos - Serra da Mantiqueira, from Campos do Jordão to the Itatiaia Massif. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3): 508-514.
- Modenesi-Gauttieri, M.C. & Toledo, M.C.M. 1996. Weathering and the formation of hillslope deposits in the tropical highlands of Itatiaia - Southeastern Brazil. *Catena*, 27(3): 81-103.
- Modenesi-Gauttieri, M.C.; Hiruma, S.T.; Riccomini, C. 2002. Morphotectonics of a high plateau on the northwestern flank of the Continental Rift of southeastern Brazil. *Geomorphology*, 43(3/4): 257-271.
- Mohriak, W.U. & Barros, A.Z.N. 1990. Novas evidências de tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil: o gráben de Barra de São João na Plataforma de Cabo Frio, RJ. *Revista Brasileira de Geociências*, 20(1-4): 187-196.

- Monbeig, P. 1949. A divisão regional do Estado de São Paulo. *Anais da Associação dos Geógrafos Brasileiros*, 1: 19-36.
- Mörner, N. 1989. Introduction. In: N. Mörner & Adams (eds.) *Special Issue: Paleoseismicity and Neotectonics. Tectonophysics*, 163(3/4): 181-184.
- Moura, J.R.S. & Meis, M.R.M. 1986. Contribuição à Estratigrafia do Quaternário Superior no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul - Bananal, SP. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 58(1): 89-102.
- Moura, J.R.S. & Mello, C.L. 1991. Classificação aloestratigráfica do Quaternário Superior na região de Bananal (SP/RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, 21(3): 236-254.
- Noble, W.P.; Foster, D.A.; Gleadow, A.J.W. 1997. The post-Pan-African thermal and extensional history of crystalline basement rocks in eastern Tanzania. *Tectonophysics*, 275: 331-350.
- Nóbrega, M.A.; Sá, J.M.; Bezerra, F.H.R.; Hadler Neto, J.C.; Iunes, P.J.; Guedes, S.; Tello Saenz, C.A.; Hackspacher, P.C.; Lima-Filho, F.P. 2005. The use of apatite fission track thermochronology to constrain fault movements and sedimentary basin evolution in northeastern Brazil. *Radiation Measurements*, 39: 627-633.
- Oliveira, S.G.; Hackspacher, P.C.; Hadler Neto, J.C.; Iunes, P.J.; Paulo, S.R.; Ribeiro, L.F.B.; Tello Sáenz, C.A. 2000. Constraints on the evolution and thermal history of the continental platform of Southeast Brazil, São Paulo State, using Apatite Fission Track Analysis (AFTA). *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1): 107-109.
- Ollier, C.D. 1981. *Tectonics and landforms*. Longman, London, UK, 324 p.
- Ollier, C.D. 1985. Morphotectonics of continental margins with great escarpments. In: M. Morisawa & J.T. Hack (eds.) *Tectonic Geomorphology*. Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium, September 1984, Unwin Hyman (Boston, London, Sydney, Wellington), p. 3-25.
- O'Sullivan, P.B. & Currie, L.D. 1996. Thermotectonic history of Mt Logan, Yukon Territory, Canada: implications of multiple episodes of middle to late Cenozoic denudation. *Earth and Planetary Science Letters*, 144: 251-261.
- O'Sullivan, P.B.; Kohn, B.P.; Mitchell, M.M. 1998. Phanerozoic reactivation along a fundamental Proterozoic crustal fault, the Darling River Lineament, Australia: constraints from apatite fission track thermochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 164: 451-465.
- Panizza, M. & Castaldini, D. 1987. Neotectonic research in applied geomorphological studies. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suplem. 63 (Neotectonics and morphotectonics): 173-211.
- Peixoto, M.N.O. 2002. *Evolução do relevo, coberturas sedimentares e formação de solos em superfícies geomorfológicas - Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ)*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 197 p.
- Pereira, M.J. 1992. Considerações sobre a estratigrafia do Cenomaniano-Santoniano em algumas bacias marginais brasileiras e sua implicação na história tectônica e sedimentar da margem continental. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 6(3/4): 171-176.
- Pereira, M.J. & Feijó, F.J. 1994. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8(1): 219-234.
- Petit J.P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9(5/6): 597-608.

- Ponçano, W.L.; Carneiro, C.D.R.; Bistrichi, C.A.; Almeida, F.F.M.; Prandini, F.L. 1981. *Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo*. IPT, Monografias 5, Publicação IPT 1183, vol. 1, 94 p.
- Potter, P.E. 1997. The Mesozoic and Cenozoic paleodrainage of South America: a natural history. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(5/6): 331-344.
- Price, P.B. & Walker, R.M. 1962. Observation of fossil particle tracks in natural micas. *Nature*, 196: 732-734.
- Price, P.B. & Walker, R.M. 1963. Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals. *Journal of Geophysical Research*, 68: 4847-4862.
- Raab, M.J.; Brown, R.W.; Gallagher, K.; Carter, A.; Weber, K. 2002. Late Cretaceous reactivation of major crustal shear zones in northern Namibia: constraints from apatite fission track analysis. *Tectonophysics*, 349(1-4): 75-92.
- Raab, M.J.; Brown, R.W.; Gallagher, K.; Weber, K.; Gleadow, A.J.W. 2005. Denudational and thermal history of the Early Cretaceous Brandberg and Okenyenya Igneous Complexes on Namibia's Atlantic passive margin. *Tectonics*, 24, doi:10.1029/2004TC001688.
- Ribeiro, L.F.B. 1996. *Tectônica ressurgente da borda sul da Serra da Mantiqueira: geologia estrutural e geocronologia por traços de fissão*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 121 p.
- Ribeiro, L.F.B. 2003a. *Morfotectônica da região centro-leste do Estado de São Paulo e áreas adjacentes de Minas Gerais: termocronologia & paleotensões*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 204 p.
- Ribeiro, L.F.B.; Hackspacher, P.C.; Hadler Neto, J.C.; Iunes, P.J.; Tello, C.A.S. 2003a. Considerações sobre a reativação pós-cretácica na Serra da Mantiqueira através da termocronologia por traços de fissão em diques alcalinos. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 9, Búzios, *Boletim de Resumos*, p. 327-329.
- Ribeiro, L.F.B.; Hackspacher, P.C.; Hadler Neto, J.C.; Tello, C.A.S. 2003b. Relações entre eventos termotectônicos sucessivos registrados em áreas cristalinas do Planalto Atlântico e a evolução geodinâmica do Gondwana Sul-Occidental. In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 8, São Pedro, *Boletim de Resumos*, p. 85.
- Ribeiro, L.F.B.; Tello Saenz, C.A.; Iunes, P.J.; Hackspacher, P.C.; Hadler Neto, J.C.; Paulo, S.R. 2005. Phanerozoic brittle tectonics in the South American continental platform, Southeast Brazil: new insights from fission track studies on apatite in reactivated fault zones. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(2): 151-164.
- Ribeiro, M.C.S. 2003b. *História tectônica e exumação das serras da Bocaina e Mantiqueira, SP/RJ*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 124 p.
- Ribeiro, M.C.S.; Hackspacher, P.C.; Ribeiro, L.F.B.; Hadler Neto, J.C.; Guedes, S. 2003c. Reativação neoceno-zóica da Zona de Cisalhamento de Taxaquara – Serra do Mar na região de Cunha – SP: aplicações pelo método de traços de fissão em apatitas. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 9, Búzios, *Boletim de Resumos*, p. 394-397.
- Ribeiro, M.C.S.; Hackspacher, P.C.; Ribeiro, L.F.B.; Hadler Neto, J.C.; Guedes, S.; Iunes, P.J.; Codazzi, F. 2003d. Modificações significativas na morfoestrutura da Serra do Mar na região de Cunha durante o

- Cenozóico e implicações na deposição da Bacia de Santos. In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 8, São Pedro, *Boletim de Resumos*, p. 107.
- Ribeiro, M.C.S.; Hackspacher, P.C.; Ribeiro, L.F.B.; Guedes, S.; Hadler Neto, J.C. 2006. Termocronologia associada à dinâmica da paisagem a exemplo nos planaltos de Paraitinga e Moraes, Serra do Mar. In: UGB/IAG, Simpósio Nacional de Geomorfologia, 6, Goiânia, *Anais/Resumos*, vol. 1, p. 307.
- Riccomini, C. 1989. *O rift continental do sudeste do Brasil*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 256 p.
- Riccomini, C. 1995. *Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondvânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas*. Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 100 p.
- Riccomini, C. 1997. Considerações sobre a posição estratigráfica e tectonismo deformador da Formação Itaqueri na porção centro-leste do Estado de São Paulo. *Revista do Instituto Geológico*, São Paulo, 18(1/2): 41-48.
- Riccomini, C. & Crósta, A.P. 1988. Análise preliminar de lineamentos em imagens de sensores remotos aplicada à prospecção mineral na área dos granitóides Mandira, SP. *Bol. IG-USP, Série Científica*, 19: 23-37.
- Riccomini, C. & Rodrigues-Francisco, B.H. 1992. Idade potássio-argônio do derrame de ankaramito da Bacia de Itaboraí, Rio de Janeiro, Brasil: implicações tectônicas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Boletim de Resumos Expandidos*, vol. 2, p. 469-470.
- Riccomini, C.; Coimbra, A.M.; Sant'Anna, L.G.; Brandt Neto, M.; Valarelli, J.V. 1996. Argilominerais do paleolago Tremembé e sistemas deposicionais relacionados (Paleógeno, *Rift Continental do Sudeste do Brasil*). *Revista Brasileira de Geociências*, 26(3): 167-180.
- 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 (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, 1ª ed., p. 383-405.
- Riccomini, C.; Almeida, R.P.; Turra, B.B.; Chamani, M.A.C.; Fairchild, T.R.; Hachiro, J. 2005a. Reativação de falha do embasamento causa sismicidade no Permotriássico da Bacia do Paraná. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 10, Curitiba, *Boletim de Resumos Expandidos*, 18-20.
- Riccomini, C.; Velázquez, V.F.; Gomes, C.B. 2005b. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. In: C.B. Gomes; P. Comin-Chiaramonti (eds.) *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. EDUSP-FAPESP, São Paulo, p. 31-55.
- Riccomini, C.; Brentan, S.; Tomba, C.L.B.; Ferrari, A.L.; Taioli, F.; Silva, T.B.; Manoel, D.F.C. 2006. Regime tectônico de colocação dos enxames de diques eocretáceos do sudeste do Brasil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 43, Aracaju, *Anais*, p. 110.
- Rodriguez, S.K. 1993. *Neotectônica e sedimentação quaternária na região da "Volta Grande" do Rio Xingu, Altamira, Pará*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 106 p.
- Roessner, S. & Strecker, M.R. 1997. Late Cenozoic tectonics and denudation in the Central Kenya Rift: quantification of long-term denudation rates. *Tectonophysics*, 278: 83-94.
- Ruellan, F. & Azevedo, A. 1949. Excursão à região de Lorena e à Serra da Bocaina. *Anais da AGB*, 1:37-55.

- Saadi, A. 1991. *Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais: tensões intra-placa, descontinuidades crustais e morfogênese*. Tese para cargo de Professor Titular, Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 285 p.
- Salamuni, E.; Salamuni, R. Ebert, H.D. 1999. Contribuição à geologia da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR). *Boletim Paranaense de Geociências*, 47: 123-142.
- Salvador, E.D. & Riccomini, C. 1995. Neotectônica da região do Alto Estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, 25(3): 151-164.
- Sanson, M.S.R.; Gomes, L.C.; Mello, C.L. 2005. Reativações neotectônicas ao longo de zonas de falha neoproterozóicas na região do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, entre Volta Redonda (RJ) e Bananal (SP). In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 10, Curitiba, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 213-217.
- Santos, M. 1999. *Serra da Mantiqueira e Planalto do Alto Rio Grande: a bacia terciária de Aiuruoca e evolução morfotectônica*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2 vols.
- Santos, M.; Hasui, Y.; Morales, N.; Borges, M.S.; Garcia, M.J. 1999. Evolução cenozóica da região de Aiuruoca, sul de Minas Gerais. In: SBG/UNESP, Simpósio de Geologia do Sudeste, 6, São Pedro, *Boletim de Resumos*, p. 81.
- Santos, P.R.; Campos, A.C.R.; Canuto, J.R. 1996. Patterns of late Paleozoic deglaciation in the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 125: 165-184.
- Schobbenhaus, C.; Campos, D.A., Derze, G.R.; Asmus, H.E. 1984. *Geologia do Brasil. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais – escala 1:2.500.000*. MME/DNPM, Brasília, 501 p.
- Silva C.G. & Ferrari A.L. 1997. Neotectonismo no litoral nordeste do Estado do Rio de Janeiro. In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 5, Penedo, *Atas*, p. 80-82.
- Silva, L.G.A.E. 2006. *A interação entre os eventos tectônicos e a evolução geomorfológica da Serra da Bocaina, sudeste do Brasil*. Tese de Doutorado, Faculdade de Geologia, Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 272 p.
- Silva, T.B. 2005. *O uso de corpos intrusivos como indicadores tectônicos: o enxame de diques da região de Lagoinha e Cunha, SP*. Relatório Final de Projeto de Iniciação Científica (PIBIC/CNPQ/USP), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 22 p.
- Silva, T.M.; Mello, C.L.; Moura, J.R.S. 1993. Compartimentação morfoestrutural do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul e áreas serranas adjacentes (RJ/SP/MG). In: SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste, 3, Rio de Janeiro, *Atas*, p. 103-109.
- Soares, P.C. & Landim, P.M.B. 1976. Depósitos cenozóicos na região centro-sul do Brasil. *Notícia Geomorfológica*, 16(31): 17-39.
- Sorkhabi, R.B.; Stump, E.; Foland, K.A.; Jain, A.K. 1996. Fission-track and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for episodic denudation of the Gangotri granites in the Garhwal Higher Himalaya, India. *Tectonophysics*, 260: 187-199.
- Souza, L.A.P.; Tessler, M.G.; Galli, V.L. 1996. O gráben de Cananéia. *Revista Brasileira de Geociências*, 26(3): 139-150.

- Spatti Junior, E.P.; Hackspacher, P.C.; Doranti, C.; Ribeiro, M.C.S.; Ribeiro, L.F.B. 2006. Estudo de superfícies de erosão no Maciço Alcalino de Poços de Caldas, SP/MG. Interação entre geomorfologia e termocronologia por traços de fissão. In: UGB/IAG, Simpósio Nacional de Geomorfologia, 6, Goiânia, *Anais/Resumos*, vol. 1, p. 189.
- Spier, C.A.; Vasconcelos, P.M.; Oliveira, S.M.B. 2006. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints on the evolution of lateritic iron deposits in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Chemical Geology*, 234: 79-104.
- Stewart, I.S. & Hancock, P.L. 1994. Neotectonics. In: P.L. Hancock (ed.) *Continental deformation*. Pergamon, Oxford, p. 370-409.
- Storzer, D. & Wagner, G.A. 1969. Correction of thermally lowered fission track ages of tektites. *Earth and Planetary Science Letters*, 5: 463-468.
- Strahler, A.N. 1952. Dynamic basis of geomorphology. *Geological Society of American Bulletin*, 63: 923-938.
- Sugden, D.E.; Summerfield, M.A.; Denton, G.H.; Wilch, T.I.; McIntosh, W.C.; Marchant, D.R.; Rutherford, R.H. 1999. Landscape development in the Royal Society Range, Southern Victoria Land, Antarctica: stability since the mid-Miocene. *Geomorphology*, 28: 181-200.
- Suguio, K. 1969. Contribuição à geologia da Bacia de Taubaté, Vale do Paraíba, Estado de São Paulo. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da USP*, Número Especial, 106 p.
- Summerfield, M.A. 1991. *Global geomorphology – an introduction to the study of landforms*. Pearson Education Limited, England, 537 p.
- Summerfield, M.A. & Brown, R.W. 1998. Geomorphic factors in the interpretation of fission-track data. In: P. Van den Haute & F. De Corte (eds.) *Advances in Fission-Track Geochronology*. Kluwer Academic Publishers, Netherlands, p. 269-284.
- Tello Sáenz, C.A.; Hackspacher, P.C.; Hadler Neto, J.C.; Iunes, P.J.; Guedes, S.; Ribeiro, L.F.B.; Paulo, S.R. 2003a. Recognition of Cretaceous, Paleocene, and Neogene tectonic reactivation through apatite fission-track analysis in Precambrian areas of southeast Brazil: association with the opening of the south Atlantic Ocean. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 765-774.
- Tello Sáenz, C.A.; Hadler Neto, J.C.; Iunes, P.J.; Guedes, S.; Hackspacher, P.C.; Ribeiro, L.F.B.; Paulo, S.R.; Osório, A.M.A. 2003b. Thermochronology of the South American Platform in the state of São Paulo, through apatite fission tracks. In: CBPM, South American Symposium on Isotope Geology, 4, Salvador, *Short Papers*, p. 124-127.
- Tello Sáenz, C.A.; Hadler Neto, J.C.; Iunes, P.J.; Guedes, S.; Hackspacher, P.C.; Ribeiro, L.F.B.; Paulo, S.R.; Osório, A.M. 2005. Thermochronology of the South American platform in the state of São Paulo, Brazil, through apatite fission tracks. *Radiation Measurements*, 39: 635-640.
- Thomas, M.F. 1994. *Geomorphology in the tropics*. John Wiley & Sons, Chichester, 460 p.
- Thomas, M.F. 1995. Models for landform development on passive margins. Some implications for relief development in glaciated areas. *Geomorphology*, 12: 3-15.
- Tippett, J.M. & Kamp, P.J.J. 1995. Quantitative relationships between uplift and relief parameters for the Southern Alps, New Zealand, as determined by fission track analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, 20: 153-175.

- Tricart, J. & Silva, T.C. 1958. Aspectos gerais da sedimentação da Bacia de Taubaté (São Paulo, Brasil). *Notícia Geomorfológica*, 1(1): 6-13.
- Van der Beek, P.; Mbede, E.; Andriessen, P.; Delvaux, D. 1998. Denudation history of the Malawi and Rukwa Rift flanks (East African Rift System) from apatite fission track thermochronology. *Journal of African Earth Sciences*, 26(3): 363-385.
- Vasconcelos, P.M.; Renne, P.R.; Brimhall, G.H.; Becker, T.A. 1994. Direct dating of weathering phenomena by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar analysis of supergene K-Mn oxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(6): 1635-1665.
- 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, 38, Balneário Camboriú, *Boletim de Resumos Expandidos*, vol. 2, p. 379-380.
- Wagner, G.A. 1968. Fission track dating of apatites. *Earth and Planetary Science Letters*, 4: 411-415.
- Wagner, G.A. & Van den Haute, P. 1992. *Fission-track dating*. Kluwer Academic Publishers, Solid Earth Sciences Library (Volume 6), Dordrecht, 285 p.
- Wagner, G.A.; Reimer, G.M.; Jager, E. 1977. Cooling ages derived by apatite fission-track, mica Rb/Sr and K/Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps. *Memoir Institute Geology and Mineralogy of University of Padova*, 30: 1-27.
- Wallace, R.E. 1978. Geometry and rates of change of fault-generated range fronts, North-Central Nevada. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey*, 6(5): 637-650.
- Weissel, J.K. & Karner, G.D. 1989. Flexural uplift of rift flanks due to mechanical unloading of the lithosphere during extension. *Journal of Geophysical Research*, 94(B10): 13.919-13.950.
- White, T.; del Papa, C.; Sabino, I.; Asensio, M.; Brizuela, R. 2006. Paleocene-Eocene boundary in Salta Basin, northwest Argentina: stratigraphic and paleoclimatologic significance of a paleosol marker horizon. In: Congreso Latinoamericano de Sedimentología, 4, San Carlos de Bariloche, Argentina, *Resúmenes*, p. 244.
- Zachos, J.; Pagani, M.; Sloan, L.; Thomas, E.; Billups, K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292: 686-693.
- Zalán, P.V. 1986. A tectônica transcorrente na exploração de petróleo: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(3): 245-257.
- 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.
- Zuchiewicz, W. 1991. On different approaches to neotectonics: a Polish Carpathians example. *Episodes*, 14(2): 116-124.

ANEXO 1: Dados utilizados para elaboração do mapa de distribuição de idades de traços de fissão no Brasil (Figuras 84 e 85), organizados por autoria. Em cinza, estão destacados os dados utilizados nas figuras 96 e 104.

autor	geologia/litotipo	altitude (m)	amostra	Método*	idade aparente (Ma)	idade zeta (Ma)	idade corrigida (Ma)	comprimento médio (μm)
AMARAL <i>et al.</i> (1997)	Rocha calciossilicática, Craton do São Francisco, idade proterozóica (Itambé, Ba)	-	A-1	MP	158±17	-	210±23	12,1±0,15
	Hiperstenito, Craton do São Francisco, idade proterozóica (Mina de cobre Caraíba, BA)	-	E-1	MP	191±21	-	250±28	12,56±0,15
	Pegmatito em rochas granulíticas (Rio do Peixe, BA)	-	K-1	MP	194±21	-	261±29	11,71±0,15
	Complexo carbonatítico/alcálico de CatalãoII, Cretáceo Superior	-	C3D1-66	MP	71±9	-	96±11	12,17±0,18
	Complexo carbonatítico/alcálico de CatalãoII, Cretáceo Superior	-	C3B2-128	MP	76±9	-	101±12	12,35±0,17
	Complexo carbonatítico/alcálico de CatalãoII, Cretáceo Superior	-	C3D1-329	MP	73±9	-	95±11	12,49±0,16
	Complexo carbonatítico/alcálico de Tapira, Cretáceo Superior	-	TA-1	MP	64±9	-	98±14	10,59±0,19
	Complexo carbonatítico/alcálico de Jacupiranga, Jurássico-Cretáceo	-	JA-1	MP	90±14	-	138±21	10,6±0,21
	Complexo carbonatítico/alcálico de Jacupiranga, Jurássico-Cretáceo	-	JA-CA	MP	93±12	-	144±19	10,34±0,19
BORBA <i>et al.</i> (2002)	Granitóide (Complexo Granítico de Caçapava do Sul)	-	NR	MDE	-	250,2±12,0	-	11,26
	Granitóide (Complexo Granítico de Caçapava do Sul)	-	GS-1	MDE	-	247,5±13,2	-	11,37
	Granitóide (Complexo Granítico de Caçapava do Sul)	-	GS-3	MDE	-	245,5±12,3	-	9,89
	Granitóide (Complexo Granítico de Caçapava do Sul)	-	GN-1	MDE	-	274,8±14,1	-	10,57
	Granitóide (Complexo Granítico de Caçapava do Sul)	-	GN-2	MDE	-	293,5±13,9	-	11,11
	Granitóide (Complexo Granítico de Caçapava do Sul)	-	GN-3	MDE	-	73,7±4,5	-	12,21
CARMO (2005)	granito	120	FTSEB-01b	MDE	-	39±3	-	13,2
	granitóide	20	FTSEB-02	MDE	-	56±3	-	13,6
	granitóide	100	FTSEB-04	MDE	-	58±5	-	13,6
	granitóide	220	FTSEB-07A	MDE	-	73±3	-	12,8
	granitóide	230	FTSEB-08	MDE	-	96±7	-	12,0
	granitóide	580	FTSEB-11	MDE	-	96±6	-	12,0
	granitóide	930	FTSEB-12	MDE	-	118±8	-	12,1
	biotita gnaiss	1030	FTSEB-16	MDE	-	131±18	-	12,5
	granito	980	FTSEB-18	MDE	-	178±12	-	11,5
	biotita gnaiss	800	FTSEB-20	MDE	-	153±10	-	11,5
	granito	1030	FTSEB-21	MDE	-	142±11	-	11,7
	granito	1160	FTSEB-22	MDE	-	167±14	-	12,2
	gnaisse - migmatito	960	FTSEB-24	MDE	-	175±7	-	10,9
	granito - gnaiss	680	FTSEB-29	MDE	-	162±16	-	11,9
	quartzito	680	FTSEB-30	MDE	-	114±11	-	9,99
	gnaisse	590	FTSEB-31	MDE	-	109±5	-	11,8
	gnaisse	700	FTSEB-32	MDE	-	87±4	-	12,3
	gnaisse	240	FTSEB-34	MDE	-	67±4	-	13,4
	granito	60	FTSEB-47	MDE	-	81±3	-	13,4
	granito	1100	FTSEB-49	MDE	-	69±3	-	13,7
	gnaisse	980	FTSEB-50	MDE	-	59±3	-	13,2

	gnaisse	570	FTSEB-51	MDE	-	77±3	-	13,5
	gnaisse - charnockito	650	FTSEB-52	MDE	-	95±5	-	11,9
FRANCO (2006)	Batólito Agudos Grandes	-	TF-65	MDE	64±9	-	88±13	11,2
	Batólito Agudos Grandes	-	TF-336	MDE	54±8	-	69±14	11,6
	Dique de diabásio cortando Grupo Itararé	-	TF-567	MDE	33±3	-	68±8	10,92
	Basalto Colunar da Formação Serra Geral	-	TF-571	MDE	53±13	-	92±18	11,2
	Complexo Três Córregos	-	TF-619	MDE	54±3	-	86±6	11,4
	Dique de diabásio	-	TF-620	MDE	56±10	-	109±20	11,04
	Complexo Três Córregos	-	TF-621	MDE	52±5	-	106±11	11,0
	Basalto da Formação Serra Geral	-	TF-634	MDE	55±6	-	85±9	11,5
	Complexo Três Córregos	-	TF-785	MDE	51±6	-	92±14	11,13
FRANCO <i>et al.</i> (2003b)	Quartzito Japi	-	TF-71	MDE	106±21	-	-	-
	Granito Itu	-	TF-74	MP	40±4	-	-	-
	Granito Itu falhado	-	TF-106	MP	139±12	-	193±19	-
	Granito São Roque	-	TF-338	MDE	59±8	-	-	-
	Metassedimento do Grupo São Roque	-	TF-69	MDE	128±18	-	-	-
	Granito Sorocaba	-	TF-336	MDE	54±8	-	69±14	-
FRANCO <i>et al.</i> (2005)	Sienito	1470	TF-506	MDE	55,5±5	-	74±7	11,6
	Sienito	1290	TF-507	MDE	56,5±5	-	74±8	11,86
	Granito	1073	TF-509	MDE	51,6±6	-	65±6	12,17
	Rocha piroclástica c/ cristais de flogopita	1180	TF-502	MDE	51±5	-	63±9	12,53
	Fonólito	1537	TF-311	MDE	60±6	-	76±10	12,35
GALLAGHER <i>et al.</i> (1994)	Rochas sedimentares da Bacia do Paraná	274	Bra866	MDE	-	139,8±10	-	12,29
	Basalto/Sedimento próximo ao basalto	0	Bra872	MDE	-	123,7±7	-	13,38
	Basalto/Sedimento próximo ao basalto	0	Bra874	MDE	-	121,2±27	-	
	Basalto/Sedimento próximo ao basalto	0	Bra875	MDE	-	101±10	-	13,65
	Embasamento da Bacia do Paraná	0	Bra405	MDE	-	52,2±5	-	13,29
	Embasamento da Bacia do Paraná	120	Bra406	MDE	-	64,7±6	-	13,07
	Embasamento da Bacia do Paraná	130	Bra408	MDE	-	67,5±3	-	12,74
	Embasamento da Bacia do Paraná	150	Bra410	MDE	-	82,3±4	-	12,83
	Rochas sedimentares da Bacia do Paraná	550	Bra413	MDE	-	150,3±16	-	12,41
	Rochas sedimentares da Bacia do Paraná	555	Bra414	MDE	-	157±14	-	12,85
	Rochas sedimentares da Bacia do Paraná	600	Bra415	MDE	-	141,2±13	-	12,68
	Basalto/Sedimento próximo ao basalto	690	Bra417a	MDE	-	88,6±5	-	13,15
	Basalto/Sedimento próximo ao basalto	690	Bra417b	MDE	-	95,4±4	-	12,72
	Basalto/Sedimento próximo ao basalto	701	Bra878	MDE	-	92,3±7	-	12,58
	Basalto/Sedimento próximo ao basalto	701	Bra879	MDE	-	81±6	-	12,71
	Basalto/Sedimento próximo ao basalto	701	Bra880	MDE	-	74,8±4	-	12,93
	Basalto/Sedimento próximo ao basalto	701	Bra881	MDE	-	88±7	-	12,66
	Basalto	1650	Bra419	MDE	-	123,7±6	-	14,14
	Basalto	1750	LF75_24	MDE	-	132,3±5	-	15,1
	Basalto/Sedimento próximo ao basalto	1160	Bra885t	MDE	-	95,7±6	-	12,75

Basalto/Sedimento próximo ao basalto	1100	Bra420	MDE	-	99,4±8	-	13,25
Basalto/Sedimento próximo ao basalto	1005	Bra424	MDE	-	90,1±10	-	12,86
Embasamento da Bacia do Paraná	170	Bra429	MDE	-	60,7±4	-	12,13
Embasamento da Bacia do Paraná	90	Bra430	MDE	-	77±8	-	12,25
Embasamento da Bacia do Paraná	0	Bra431	MDE	-	65,1±4	-	14,65
Embasamento da Bacia do Paraná	0	Bra432	MDE	-	87±4	-	12,93
Embasamento da Bacia do Paraná	850	Bra433	MDE	-	82,7±7	-	14,57
Embasamento da Bacia do Paraná	590	Bra434	MDE	-	86,8±4	-	13,12
Embasamento da Bacia do Paraná	300	Bra435	MDE	-	81,1±7	-	13,84
Embasamento da Bacia do Paraná	790	Bra438	MDE	-	112,7±10	-	13,1
Embasamento da Bacia do Paraná	1070	Bra440	MDE	-	141,7±43	-	13,16
Embasamento da Bacia do Paraná	980	Bra441	MDE	-	144,6±5	-	13,25
Rochas sedimentares da Bacia do Paraná	670	Bra442	MDE	-	118,9±5	-	13,51
Rochas sedimentares da Bacia do Paraná	750	Bra443	MDE	-	154,4±15	-	13,53
Rochas sedimentares da Bacia do Paraná	580	Bra447	MDE	-	131,5±6	-	12,74
Embasamento da Bacia do Paraná	671	Bra802	MDE	-	135,8±7	-	13,18
Basalto/Sedimento próximo ao basalto	870	Bra804	MDE	-	96,6±8	-	12,19
Embasamento da Bacia do Paraná	533	Bra805	MDE	-	151,2±39	-	
Basalto/Sedimento próximo ao basalto	564	Bra808	MDE	-	117,3±9	-	12,25
Basalto/Sedimento próximo ao basalto	564	Bra810	MDE	-	120,5±10	-	13,6
Embasamento da Bacia do Paraná	777	Bra813	MDE	-	180,2±32	-	12,92
Embasamento da Bacia do Paraná	793	Bra794	MDE	-	224,9±11	-	11
Embasamento da Bacia do Paraná	914	Bra796	MDE	-	243,4±19	-	11,25
Embasamento da Bacia do Paraná	914	Bra797	MDE	-	189±14	-	12,57
Embasamento da Bacia do Paraná	793	Bra798	MDE	-	179,6±11	-	13,21
Embasamento da Bacia do Paraná	793	Bra799	MDE	-	139,4±8	-	12,83
Embasamento da Bacia do Paraná	808	Bra800	MDE	-	261,2±37	-	10,97
Embasamento da Bacia do Paraná	792	Bra824	MDE	-	330,3±22	-	13,06
Embasamento da Bacia do Paraná	975	Bra827	MDE	-	284,9±10	-	11,49
Embasamento da Bacia do Paraná afetado por intrusões alcalinas (Poços de Caldas)	975	Bra829	MDE	-	80,1±5	-	13,83
Embasamento da Bacia do Paraná afetado por intrusões alcalinas (Poços de Caldas)	1311	Bra831	MDE	-	81±6	-	13,54
Embasamento da Bacia do Paraná afetado por intrusões alcalinas (Poços de Caldas)	1311	Bra832	MDE	-	81±3	-	13,58
Embasamento da Bacia do Paraná afetado por intrusões alcalinas (Poços de Caldas)	1082	Bra834	MDE	-	71,1±5	-	14,67
Embasamento da Bacia do Paraná	1135	Bra836	MDE	-	261±14	-	10,71
Embasamento da Bacia do Paraná	1290	Bra837	MDE	-	251,9±9	-	11,95
Embasamento da Bacia do Paraná	960	Bra838	MDE	-	225,2±12	-	11,77
Embasamento da Bacia do Paraná	876	Bra839	MDE	-	116,3±13	-	12,55
Embasamento da Bacia do Paraná	884	Bra841	MDE	-	132,5±6	-	12,23
Embasamento da Bacia do Paraná	1059	Bra843	MDE	-	109,4±5	-	13,27
Embasamento da Bacia do Paraná	366	Bra849	MDE	-	125,4±12	-	13,1
Embasamento da Bacia do Paraná	396	Bra850	MDE	-	67,2±3	-	13,87
Embasamento da Bacia do Paraná	190	Bra853	MDE	-	78,3±3	-	12,94
Embasamento da Bacia do Paraná	30	Bra854	MDE	-	64,5±3	-	12,75

	Embasamento da Bacia do Paraná	30	Bra855	MDE	-	66,2±4	-	13,3
	Embasamento da Bacia do Paraná	61	Bra858	MDE	-	91,6±4	-	12,63
	Embasamento da Bacia do Paraná	30	Bra859	MDE	-	81,4±14	-	13,23
	Embasamento da Bacia do Paraná	61	Bra860	MDE	-	86,1±6	-	12,78
	Embasamento da Bacia do Paraná	731	Bra861	MDE	-	99,1±3	-	12,29
GODOY (2006)	Arenito (Grupo Itararé) – Domo de Pitanga	472	TF-694	MDE	93±6	-	118±10	12,5
	Arenito (Grupo Itararé) – Domo de Pitanga	502	TF-888	MDE	64±4	-	88±8	11,68
	Arenito (Grupo Itararé) – Domo de Pitanga	563	TF-890	MDE	73±5	-	110±13	10,8
	Calcário com intercalações de folhelho – Domo de Pitanga (Formação Irati)	-	TF-641	MDE	90±9	-	132±13	11,25
	Arenito (Formação Pirambóia) – Horst de Pau d'Alho	468	TF-720	MDE	143±8,4	-	179±13	12,3
	Dique de diabásio - Horst de Pau d'Alho	527	TF-698	MDE	97±6	-	137±11	11,4
HACKSPACHER <i>et al.</i> (2003a)	Embasamento pré-cambriano	-	TF-381	-	-	-	115±10	-
	Embasamento pré-cambriano	-	TF-382	-	-	-	93±21	-
	Embasamento pré-cambriano	-	TF-384	-	-	-	118±15	-
	Embasamento pré-cambriano	-	TF-383	-	-	-	69±14	-
	Embasamento pré-cambriano	-	TF-110	-	-	-	37±5	-
	Embasamento pré-cambriano	-	TF-96	-	-	-	86±15	-
HACKSPACHER <i>et al.</i> (1999)	Embasamento pré-cambriano falhado	-	M-7	-	76±9	-	99±12	-
MAIA <i>et al.</i> (2003)	Embasamento pré-cambriano (margem sul do Craton do São Francisco)	-	TF-381	-	-	-	115±10	-
	Embasamento pré-cambriano (margem sul do Craton do São Francisco)	-	TF-382	-	-	-	93±21	-
	Embasamento pré-cambriano (margem sul do Craton do São Francisco)	-	TF-383	-	-	-	69±14	-
	Embasamento pré-cambriano (margem sul do Craton do São Francisco)	-	TF-384	-	-	-	118±15	-
NÓBREGA <i>et al.</i> (2005)	Granitóides (Embasamento pré-cambriano)	100	1	MDE	54,2±7,6	-	113±24	10,9
	Granitóides (Embasamento pré-cambriano)	100	2	MDE	109±17	-	152±28	12
	Granitóides (Embasamento pré-cambriano)	550	3	MDE	170±22	-	312±51	11,1
	Granitóides (Embasamento pré-cambriano)	200	4	MDE	236±32	-	376±63	11,4
	Granitóides (Embasamento pré-cambriano)	200	5	MDE	155±21	-	323±54	10,9
	Granitóides (Embasamento pré-cambriano)	250	6	MDE	280±88	-	-	-
	Granitóides (Embasamento pré-cambriano)	650	7	MDE	110±21	-	140±30	12,8
	Granitóides (Embasamento pré-cambriano)	550	8	MDE	122±17	-	237±41	11
	Granitóides (Embasamento pré-cambriano)	450	9	MDE	145±20	-	213±36	11,7
	Granitóides (Embasamento pré-cambriano)	400	10	MDE	126±17	-	181±30	11,8
	Granitóides (Embasamento pré-cambriano)	350	11	MDE	103±14	-	151±25	11,7
	Granitóides (Embasamento pré-cambriano)	250	12	MDE	63,5±8,3	-	86±14	12,2

	Granitóides (Embasamento pré-cambriano)	150	13	MDE	88±12	-	125±21	11,9
	Granitóides (Embasamento pré-cambriano)	150	14	MDE	82±11	-	117±20	11,8
	Granitóides (Embasamento pré-cambriano)	150	15	MDE	78±15	-	108±23	12
	Granitóides (Embasamento pré-cambriano)	600	16	MDE	73±10	-	107±18	11,7
	Granitóides (Embasamento pré-cambriano)	450	17	MDE	83±16	-	106±23	12,9
	Granitóides (Embasamento pré-cambriano)	250	18	MDE	67±12	-	90±18	12,3
RIBEIRO (1996)	Embasamento c/ falha antiga	-	LF-5	MP	124±20	-	191±38	11,73
	Embasamento c/ falha recente	-	LF-12	MP	110±20	-	155±33	12,26
	Embasamento não falhado (Complexo Amparo)	-	LF-10	MP	155±25	-	267±53	11,05
	Embasamento c/ falha antiga	-	LF-1	MP	120±20	-	207±44	10,99
	Embasamento c/ falha antiga	-	LF-2	MP	127±22	-	180±36	11,34
	Embasamento c/ falha antiga	-	LF-6	MP	153±25	-	216±43	11,99
	Embasamento c/ falha antiga	-	LF-7	MP	114±19	-	165±33	11,92
	Embasamento não falhado (Granito Pedra Bela)	-	LF-13	MP	108±20	-	168±37	11,54
	Embasamento c/ falha recente (Serra da Mantiqueira)	-	LF-23	MP	74±13	-	116±25	11,45
	Embasamento c/ falha recente (Serra da Mantiqueira)	-	LF-17a	MP	95±13	-	148±26	11,45
	Embasamento c/ falha recente (Serra da Mantiqueira)	-	LF-17	MP	56±8	-	79±15	12,10
	Embasamento c/ falha recente (Serra da Mantiqueira)	-	LF-18	MP	136±31	-	205±52	11,53
	Embasamento c/ falha recente (Serra da Mantiqueira)	-	LF-22	MP	80±15	-	118±26	11,68
	Embasamento c/ falha recente (Serra da Mantiqueira)	-	LF-16	MP	68±11	-	103±20	11,62
SILVA (2006)	Granito Mambucaba (Embasamento pré-cambriano)	1592	CBL-284	MDE	-	84,9±3,4	-	10,55±0,35
	Granito foliado Embu (Embasamento pré-cambriano)	2088	RML-84	MDE	-	145,7±9,7	-	12,86±0,31
	Granito foliado Embu (Embasamento pré-cambriano)	460	F-2	MDE	-	58,5±2,8	-	13,46±0,2
	Ortognaisse (Embasamento pré-cambriano)	15	CBL-02	MDE	-	60,7±3,4	-	10,55±0,35
TELLO SAENZ <i>et al.</i> (2003a)	Embasamento pré-cambriano (Serra da Mantiqueira > 1000m)	-	TF-1	-	79,6 (±11%)	-	107 (±12%)	-
	Embasamento pré-cambriano (Serra da Mantiqueira > 1000m)	-	TF-9	-	80,4 (±11%)	-	115 (±12%)	-
	Embasamento pré-cambriano (Serra da Mantiqueira > 1000m)	-	TF-10	-	88,9 (±8%)	-	126 (±9%)	-
	Embasamento pré-cambriano (Serra da Mantiqueira > 1000m)	-	TF-11	-	106,9 (±13%)	-	159 (±11%)	-
	Embasamento pré-cambriano (Serra da Mantiqueira < 1000m)	-	TF-4	-	53,8 (±9,4%)	-	67,2 (±10%)	-
	Embasamento pré-cambriano (Serra da Mantiqueira < 1000m)	-	TF-5	-	42,5 (±8,9%)	-	55,1 (±9%)	-
	Embasamento pré-cambriano (Serra da Mantiqueira < 1000m)	-	TF-12	-	45,4 (±9%)	-	58,9 (±10%)	-
	Embasamento pré-cambriano (Serra da Mantiqueira < 1000m)	-	TF-13	-	49,4 (±13%)	-	68,5 (±14%)	-
	Embasamento pré-cambriano (Serra do Mar)	-	TF-17	-	71 (±14%)	-	108,9 (±15%)	-
	Embasamento pré-cambriano (Serra do Mar)	-	TF-22	-	56,8 (±9,9%)	-	78,7 (±11%)	-

	Embasamento pré-cambriano (Serra do Mar)	-	TF-29	-	61,8 (±13%)	-	88.2 (±14%)	-
	Embasamento pré-cambriano (Planalto de Jundiá)	-	TF-30	-	52,6 (±12,1%)	-	71 (±13%)	-
	Embasamento pré-cambriano (linha de costa)	-	TF-21	-	40,2 (±10%)	-	57.4 (±11%)	-
	Embasamento pré-cambriano (linha de costa)	-	TF-20	-	6,95 (±9,1%)	-	9.9 (±10%)	-

*MP= Método das Populações; MDE= Método do Detector Externo

Para a elaboração do mapa de idades de traços de fissão optou-se pelo uso das idades corrigidas; na ausência destas, as idades zeta, e por último, as idades aparentes.