

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS
CÂMPUS DE RIO CLARO

TERMOCRONOLOGIA E HISTÓRIA DENUDACIONAL DA SERRA DO MAR
E IMPLICAÇÕES NO CONTROLE DEPOSICIONAL DA BACIA DE SANTOS

Marli Carina Siqueira Ribeiro

Orientador: Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher

Tese de Doutorado

Rio Claro (SP), Novembro de 2007

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS
CÂMPUS DE RIO CLARO

**TERMOCRONOLOGIA E HISTÓRIA DENUDACIONAL DA SERRA DO MAR
E IMPLICAÇÕES NO CONTROLE DEPOSICIONAL DA BACIA DE SANTOS**

Marli Carina Siqueira Ribeiro

Orientador: Prof. Dr. Peter Christian

Hackspacher

Tese de Doutorado elaborada junto ao
Programa de Pós-Graduação em Geociências
-Área de Concentração em Geologia Regional

Rio Claro (SP), Novembro de 2007

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher (orientador)

Prof. Dr. Norberto Morales (IGCE/UNESP/RIO CLARO/SP)

Prof. Dr. Sandro Guedes (UNIFESP/DIADEMA/SP)

Prof. Dr. Cláudio Riccomini (USP/IG/SÃO PAULO/SP)

Prof. Dr. Pedro José Iunes (UNICAMP/IFGW)

Rio Claro, 10 de OUTUBRO de 2007.

Resultado: **APROVADA**

Tudo é interligado
Alexander Von Humboldt

A minha mãe, amiga e conselheira, Melina (in memoriam) que sabia curar qualquer tristeza com algumas palavras e um abraço bem apertado. Fica a saudade imensa, os bons momentos em que vivemos juntas e o amor insuperável que sinto por você.

AGRADECIMENTOS

À Fundação de Amparo à Pesquisa do estado de São Paulo (FAPESP) pelo projeto temático de equipe **“História de Exumação da Plataforma Sulamericana a exemplo da região sudeste brasileira: Termocronologia por traços de fissão e sistemáticas Ar/Ar e Sm / Nd”**, sob a coordenação dos Profs. Drs. Peter Christian Hackspacher (DPM/UNESP) e Julio César Hadler Neto (IFGW/UNICAMP) (processo FAPESP 00/03960-5) e pela bolsa de Doutorado (FAPESP/ Processo: 03/07574-0), sem a qual eu não poderia ter realizado tal trabalho.

Ao Professor e amigo Peter Christian Hackspacher pela oportunidade de participar de seu grupo de pesquisa, pelo incentivo, sugestões, confiança, amizade, orientação. Em todos esses anos foram inúmeras experiências científicas, do dia a dia que fez parte da minha “jornada” ser tão promissora e cheia de novas perspectivas; agradeço imensamente por todas as oportunidades e a confiança depositada.

Aos membros da comissão do exame de qualificação, Profs. Drs. Iandara Alves Mendes e Sandro Guedes pelas sugestões e discussões efetuadas.

Ao grupo de Cronologia -Física-Unicamp, representados pelos Profs Dr. Julio César Hadler Neto. Dr. Pedro Iunes, Dr. Eduardo Curvo pelo auxílio na datação pelo método de traços de fissão em apatitas.

Aos professores do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM)-UNESP-Rio Claro-SP, pelo apoio e auxílios diversos ao longo do desenvolvimento desta tese.

Ao Prof. Dr. Daniel Stockli, *Kansas University (EUA)*, pelas análises das amostras de (U-Th)/He em apatitas.

Ao Dr. Eduardo Salamuni (Mineropar-Paraná), pela base digital da carta topográfica da Folha Curitiba escala 1:250 000.

Aos coordenadores do Programa de Pós-Graduação em Geociências-Área de Concentração Geologia Regional, pelo auxílio prestado no decorrer no desenvolvimento desta tese desde de agosto de 2003, agradeço ao Prof. Dr.

Hans Dirk Ebert (*in memoriam*), Prof. Dr. Daniel Marcos Bonotto e ao Prof. Dr. Norberto Morales.

À secretária Rosângela do Programa de Pós-graduação em Geociências, pelos serviços e auxílios prestados.

Às funcionárias da Pós-Graduação do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, especialmente a Eliana pelos inúmeros esclarecimentos e ajuda prestada no decorrer do desenvolvimento desta tese.

Aos funcionários do DPM: Adilson do Laboratório de preparação de amostras, Junior do Laboratório de laminação e polimento, Vladimir do Laboratório de Difractometria, à Vânia pelos serviços burocráticos, e à Neusinha pelos momentos de descontração e o cafezinho.

À Fúlvia Chavarette pelo auxílio nas contagens e medições das amostras, e pelas idas e voltas a Unicamp, ensinando a manusear o microscópio; e a separação das amostras no separador magnético (Frantz).

Ao amigo Daniel Godoy pelos auxílios em coleta de amostras no campo, confecção de mapas, correção de parte da tese, muito obrigada pela ajuda.

À Carolina Doranti pelo auxílio no programa *Arcview* e a confecção de mapas.

À Ana Franco pelas idas e voltas a Unicamp para as montagens das amostras para o reator nuclear e vários esclarecimentos nos cálculos de idades.

Ao Carlos Fracalossi pelo auxílio na coleta de amostras e britagem das mesmas.

Ao Dr. Ivaldo Trindade pelo bateamento de amostras.

Aos funcionários da Biblioteca: Meire, João, Rosângela, Sérgio e Moema pela amizade e atenção prestada.

Aos colegas do Grupo Cronometria-Unesp-Rio Claro-SP: Wagner (Japonês), Márcio Pocay, Bruno, Andrew, Sidnei, Rafael, Alexandre, Ângela, Daniel, Ana, Carolina, Carlos, Daniele, Luiz Felipe, Fabio.

Às minhas irmãs Maria Estela e Márcia e ao meu irmão Márcio pelo incentivo sempre prestado.

À minha mãe Aparecida pelo afeto e por sua dedicação em sempre ter desejado o melhor para mim.

A João Ribeiro Jr. e Domingas (*in memoriam*) e a Tia Lúcia pelo apoio em todos os momentos.

Ao meu pai “Antonio”, que sempre apoiou as minhas escolhas.

Agradeço ao meu marido Luiz Felipe, por todo amor, carinho, discussões científicas, familiares, pela sua imensa paciência e pelo incentivo prestado, e por sempre acreditar que todos são capazes de aprender qualquer coisa, desde que tudo sempre seja feito com amor e dedicação.

A Deus pela saúde e toda força nos momentos tristes e difíceis.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	01
2. OBJETIVOS	04
3. ÁREA DE ESTUDO	05
4. ASPECTOS TECTÔNICOS REGIONAIS	07
5. ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS REGIONAIS	11
6. AS DIFERENTES ABORDAGENS SOBRE A ORIGEM E EVOLUÇÃO DAS SUPERFÍCIES DE APLAINAMENTO NA SERRA DO MAR	30
7. A APLICABILIDADE DOS MODELOS DE EVOLUÇÃO DA PAISAGEM SOBRE AS MUDANÇAS NA DINÂMICA EVOLUTIVA EM MARGENS PASSIVAS	35
8. MÉTODOS & TÉCNICAS	64
9. RESULTADOS & DISCUSSÕES	97
10. CORRELAÇÃO DOS DADOS DA ANÁLISE DE TRAÇOS DE FISSÃO E (U-TH) TH/HE EM APATITAS	164
11. CONCLUSÕES	172
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	177
ANEXOS	197

ÍNDICE

1. Introdução	01
2. Objetivos	04
3. Área de estudo	05
4. Aspectos Tectônicos Regionais	07
4.1- O Tectonismo Mesozóico e Cenozóico na porção sudeste do Brasil	11
5. Aspectos Geomorfológicos Regionais	17
5.1- Introdução	17
5.2- Planalto Atlântico	21
5.2.1- Unidades Morfoestruturais do Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico	21
5.2.2- Unidades Morfoestruturais do Domínio das Depressões Tectônicas Cenozóicas	22
5.2.3- Planalto da Bocaina	23
5.2.4- Planalto do Paraitinga	24
5.2.5- Planalto Paulistano	24
5.3- Província Costeira	27
5.3.1-Planalto de Juqueriquerê	27
5.3.2- Serrania Costeira	27
5.3.2.1- Serra do Mar	28
5.3.2.2- Serra de Paranapiacaba	28
5.3.2- Morraria Costeira	29
5.3.3- Baixadas Litorâneas	29
6. As diferentes abordagens sobre a origem e evolução das superfícies de aplainamento na Serra do Mar	30
6.1- Introdução	30
6.2- Características gerais sobre a geomorfologia da Serra do Mar	31
7. A aplicabilidade dos modelos de evolução da paisagem sobre as mudanças na dinâmica evolutiva em margens passivas	35
7.1- Introdução	35

7.2- Interação entre os processos superficiais e geodinâmicos	37
7.3- Modelo de Isostasia Flexural	39
7.4- Modelo de Retração de Escarpa	40
7.5- Modelos Numéricos	42
7.6- Modelos Representativos	43
7.7- Modelos de Processos Múltiplos na paisagem	44
7.8- Modelos de interação entre os processos superficiais e geodinâmicos	45
7.9- Modelos Numéricos Termiais	47
7.10- Modelo de Quantificação da Exumação e sua implicação para o modelo de desenvolvimento da paisagem a longo prazo	50
7.10.1- Introdução	50
7.10.2- Tectônica/Clima e Relevô	53
7.11- Modelos de Evolução da Paisagem e as fronteiras geomorfológicas	55
VIII. Métodos & Técnicas	64
8.1- Introdução	64
8.2- Mapa de Níveis de Paleosuperfícies	65
8.3- Metodologia de Traços de Fissão	68
8.3.1- Introdução	68
8.3.2- Método de Datação por Traços de Fissão em Apatitas	69
8.3.3- Cálculo da Idade	71
8.3.4- Apagamento Termal (<i>Annealing</i>) dos Traços de Fissão em Apatitas	74
8.3.5- A utilização do método dos traços de fissão para a reconstrução de histórias térmicas	78
8.4- Interpretação dos dados de traços de fissão	80
8.4.1- A utilização das idades de traços de fissão em apatitas em estudos de evolução da paisagem	80
8.4.2- Perfil de Resfriamento	82
8.4.3- Perfil Complexo	82
8.4.4- Soerguimento Epirogenético	83
8.4.5- Distribuição dos Comprimentos dos Traços Confinados	84

8.5- Técnicas de Datação-procedimentos	87
8.5.1-Método da análise da População	87
8.5.2-Método do detector Externo (MDE)	88
8.5.3- Preparação das Amostras	91
8.6- Termocronometria de Baixa Temperatura por U-Th/He em apatitas	92
8.6.2- Produção de Hélio	92
8.6.3- Emissão de partículas α	92
8.6.4- Seleção do Cristal	93
8.6.5- Efeitos da Zonação	93
8.6.6- Difusão do Hélio	93
8.6.7-Separação dos cristais de apatita	95
IX. Resultados & Discussões	97
9.1- Introdução	97
9.2- Mapa de Níveis de Paleosuperfícies	97
9.3- Descrição e Análise dos Níveis de Paleosuperfícies	99
9.3.1-Setor-1:Domínio Morfoestrutural das Depressões Tectônicas Cenozóicas e Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico (estado do Rio de Janeiro)	99
9.3.1.1-Análise Geomorfológica	99
9.3.2-Setor-2: Planaltos da Bocaina e Paraitinga (Serrania da Bocaina e do Quebra-Cangalha) (SP/RJ)	100
9.3.2.1- Análise Geomorfológica	100
9.3.3- Setor-3: Planalto do Paraitinga, Paulistano e Juqueriquerê	102
9.3.3.1- Análise Geomorfológica	102
9.3.4-Setor-4: Serrania Costeira, Morraria Costeira e Baixadas Litorâneas	104
9.3.4.1-Análise Geomorfológica	104
9.4- Resultados de Traços de Fissão em Apatitas	105
9.5- Análise dos Resultados	109
9.5.1- Setor-1: Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico e Domínio Morfoestrutural das Depressões Tectônicas Cenozóicas	

9.5.1.1- Interpretação das Idades Corrigidas de Traços de Fissão em Apatitas	109
9.5.1.2- Relação dos valores de idades aparentes <i>versus</i> altitude (RIA)	111
9.5.1.3- Análises de Modelagens de Histórias Térmicas	115
9.5.1.3.1-Setor-1: Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico e Domínio Morfoestrutural das Depressões Tectônicas Cenozóicas	115
9.5.1.4-Correlação das Análises Geomorfológicas e Termocronológicas (Traços de Fissão em Apatitas)-Setor-1	117
9.6- Análise dos Resultados	120
9.6.1-Setor-2: Planaltos da Bocaina e Paraitinga (Serrania da Bocaina e do Quebra-Cangalha) (SP/RJ)	120
9.6.1.1-Interpretação das idades aparentes corrigidas de traços de fissão em apatitas	120
9.6.1.2-Relação dos valores de idades aparentes <i>versus</i> altitude (RIA)	122
9.6.1.3- Análises das Modelagens de Histórias Térmicas	126
9.6.1.1.3- Setor-2: Planaltos da Bocaina e Paraitinga (Serrania da Bocaina e do Quebra-Cangalha) (SP/RJ)	128
9.6.1.4- Correlação das Análises Geomorfológicas e Termocronológicas (Traços de Fissão em Apatitas)-Setor-2	135
9.7- Análise dos Resultados	139
9.7.1- Setor: 3 Planalto de Paraitinga, Paulistano e Juqueriquerê	139
9.7.1.1- Interpretação das idades aparentes corrigidas de traços de fissão em apatitas	140
9.7.1.2- Relação dos valores de idades aparentes <i>versus</i> altitude (RIA)	140
9.7.1.3- Análises das Modelagens de Histórias Térmicas	145
9.7.1.3.1- Setor-2: Planaltos da Bocaina e Paraitinga (Serrania da Bocaina e do Quebra-Cangalha) (RJ/SP)	145
9.7.1.3.1.1- Planalto de Paraitinga	145

9.7.1.3.1.2-Planalto de Moraes e Planalto de Juqueriquerê	147
9.7.1.4- Correlação das Análises Geomorfológicas e Termocronológicas (Traços de Fissão em Apatitas)-Setor-3	148
9.8- Análise dos Resultados	153
9.8.1- Setor-4: Serrania Costeira, Morraria Costeira e Baixadas Litorâneas	153
9.8.1.1- Interpretação das idades aparentes de traços de fissão em apatitas	155
9.8.1.2- Relação dos valores de idades aparentes <i>versus</i> altitude (RIA)	155
9.8.1.3- Análises das Modelagens de Histórias Térmicas	159
9.8.1.3.1- Setor-4: Serrania Costeira, Morraria Costeira e Baixadas Litorâneas	159
9.8.1.4- Correlação das Análises Geomorfológicas e Termocronológicas (Traços de Fissão em Apatitas)-Setor-4	160
X. Correlação dos dados da análise de Traços de Fissão em apatitas e (U-Th) /He em apatitas	164
10.1-Interpretação dos Resultados	166
10.2- Serrania do Quebra-Cangalha e Serrania da Bocaina (SP/RJ)	168
10.3- Setor-3: Planalto de Paraitinga, Paulistano e Juqueriquerê	168
10.4-Setor-4: Serrania Costeira, Morraria Costeira e Baixadas Litorâneas	170
XI. Conclusões	172
Referências Bibliográficas	177

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura-1:** Localização da área de estudo (Setores: 1, 2, 3 e 4) e pontos amostrados. Modelo digital de terreno resolução de aproximadamente 90 metros, *Shuttle Radar Topography Mission-SRTM/USGS/EROS Data Center*..... 06
- Figura-2:** Principais unidades tectônicas de parte norte da Província Mantiqueira. O traçado em vermelho indica a área de estudo (Modificado de Cordani *et al.*, 2000).....07
- Figura-3:** Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira: o segmento setentrional é o Orógeno Araçuaí; o segmento central inclui a porção sul do Orógeno Brasília e os orógenos Ribeira e Apiaí; e o segmento meridional inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel. As cores roxas e laranja indicam os terrenos que alojam os arcos magmáticos neoproterozóicos (Compilado de Heilbron *et al.*, 2004).....08
- Figura-4:** Principais Falhamentos na região Sudeste Brasileira. A) Cobertura Fanerozóica; B) Cinturões de dobramento brasileiros e/ou áreas de reativação brasileira, C) Cráton ou Fragmento Cratônico Luis Alves, D) Nappe de Socorro, E) Nappe de Guaxupé, F) Nappe de Passos, G) Cráton de São Francisco, H) Janela de Cabo Frio. Falhas Transcorrentes Principais: 1) Além Paraíba, 2) Cubatão, 3) Lancinha, 4) Ribeira, 5) Morro Agudo, 6) Itapirapuã, 7) Taxaquara, 8) Jundiuvira, 9) Jacutinga, 10) Campo do Meio. Modificado de Sadowski & Campanha (2004).....10
- Figura-5:** Contexto geológico regional do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil. 1) embasamento pré-cambriano; 2) rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Paraná; 3) rochas vulcânicas toleíticas eocretáceas da formação Serra Geral; 4) rochas alcalinas do magmatismo mesozóico-cenozóico; 5) bacias cenozóicas do *rift* continental (1-Bacia de Itaboraí, 2-Gráben de Barra de São João, 3-Bacia do Macacu, 4-Bacia de Volta Redonda, 5-Bacia de Resende, 6-Bacia de Taubaté, 7- Bacia de São Paulo, 8-Gráben de Sete Barras, 9-Formação Pariqüera-Açu, 10- Formação Alexandra e Gráben de Guaraqueçaba, 11-Bacia de Curitiba, 12-Gráben de Cananéia); 6) zonas de cisalhamento pré-cambrianas, em parte reativadas durante o Mesozóico e Cenozóico. Modificado de Melo *et al.*, (1985), Riccomini *et al.*, (1992) e Ferrari & Silva (1997).....13
- Figura-6:** Coluna estratigráfica representativa das bacias de Santos (A) e Campos (B) Modificado de Pereira & Feijó (1986).....16
- Figura-7:** Províncias Geomorfológicas do estado de Rio de Janeiro definidas por Silva (2002, 2003). O quadro em preto representa a área de estudo no estado do Rio de Janeiro. DMPA-Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico e DMDTC-Domínio Morfoestrutural das Depressões Tectônicas Cenozóicas. Compilado de Silva (2003).....19

Figura-8: Províncias Geomorfológicas do estado de São Paulo definidas por Ponçano *et al.*, (1981). O quadro em vermelho representa a área de estudo no estado de São Paulo. I-Província Geomorfológica do Planalto Atlântico formado de norte para sul da área de estudo-Zonas: Planalto da Bocaina, Planalto de Paraitinga, Planalto Paulistano, Planalto de Juqueriquerê. II-Província Geomorfológica da Província Costeira-Zonas: Serrania Costeira, Morraria Costeira e Baixadas Litorâneas. Compilado de Ponçano *et al.*, 1981.....20

Figura-9: Seção morfoestrutural do Planalto Paulistano (Modificado de Almeida 1958 *apud* Ponçano *et al.*, 1981).....26

Figura-10: Esquema da origem e recuo da Serra do Mar, na região entre a Bacia do Paraná, no continente, e a Bacia de Santos, a sudeste. Estágios: A - Soerguimento senoniano erodido, causando deposição das bacias de Santos e do Paraná. Depósitos da Formação Santos indicados na primeira e do Grupo Bauru na segunda. Vulcanismo alcalino (A); Falha de Santos (F). B. Desenvolvimento da superfície de aplainamento Japi no final do Senoniano. C. Deformação da Superfície Japi no Paleoceno. Surge a Serra do Mar (SM) na Falha de Santos (F), o sistema de grábens continentais começa se desenvolver, na costa, a plataforma continental (P). D) recuo erosivo (R) da Serra do Mar para sua posição atual. A posição esquemática da Depressão Periférica é indicada (DP). Intrusões alcalinas sustentam as ilhas. Convenções; 1) Depósitos da Formação Santos, 2) Cobertura fanerozóica sotoposta ao basalto Serra Geral, 3) Formação Serra Geral, 4) Corpos alcalinos, 5) Grupo Bauru, 6) Falhas. (Modificado de Almeida & Carneiro, 1998).....34

Figura-11: Modificações na elevação do relevo variam de acordo com a descarga isostática, em resposta às taxas de erosão em diferentes partes do relevo (Compilado de Burbank & Anderson, 2001).....38

Figura-12: Fatores tectônicos controladores da evolução morfológica a longo prazo em margens continentais passivas. Legenda: U_T = soerguimento termal, U_I = soerguimento isostático associado ao alívio de carga em decorrência dos processos denudacionais; S_T = subsidência termal; S_I = subsidência isostática associada ao acúmulo sedimentar; r = rotação da margem em função de U_I e S_I ; E = processo de retração de escarpas relacionados ao rejuvenescimento episódico e/ou estruturalmente controlado; C = topografia gerada por vulcanismo e intrusões associadas ao rifteamento (Modificado de Thomas & Summerfield, 1987).....40

Figura-13a, b, c e d: Revisão conceitual do modelo de evolução da paisagem da margem de *rift* no sudeste Africano mostrando a evolução morfológica do padrão da rede de drenagem. Sin-*rift*. (b) Algum tempo após o rifteamento. (c) Abertura da margem soerguida pela ação erosiva da rede de drenagem. (d) Desenvolvimento de patamares no relevo devido à resistência litológica frente aos processos denudacionais (Modificado de Gilchrist *et al.*, 1994).....42

Figura-14: Esquema (a) ilustra um conjunto de células dispostas matematicamente, o fluxo é dirigido para abaixo, seguindo os caminhos mais íngremes entre células retilíneas e (b) os processos principais que são representados matematicamente em modelos de evolução da paisagem (Compilado de Tucker & Slingerland,1994).....45

Figura-15: A resposta erosional (linha quebrada, cinza) o soerguimento tectônico (linha sólida, preta) em um modelo de paisagem se a resposta do tempo da paisagem é mais rápido do que a escala de tempo do soerguimento tectônico, (b) aproximadamente a mesma escala de tempo do soerguimento tectônico, (c) mais lento do que na escala de tempo, referente ao soerguimento tectônico, e (d) pouca atividade tectônica (Modificado de Beaumont *et al.*, 2000).....47

Figura-16: Condições de limite e escolha do sistema de coordenadas. (a) A topografia apresenta média incisão vertical (u) e lateral (v). (b) a erosão é descrita pelo levantamento da advecção do material. Notar que u e v são constantes, as taxas de remoção vertical na seção A e B (simbolicamente chamadas de úmido e seco) são diferentes. A topografia mostra a superposição de dois períodos de ondulação, com uma pequena onda de $1/4$, com comprimento de onda e amplitude principal do comprimento de onda (Modificado de Stüwe & Hintermüller,2000).....49

Figura-17: Representação esquemática do modelo de denudação proposto por Ollier & Pain (1994). Modificado de Ollier & Pain (1994).....50

Figura-18: Três exemplos no qual a taxa de exumação pode ser estimada pela relação idade e elevação. (a) Alta-T-Termocronômetro, a inclinação é igual à taxa de exumação. (b) Baixa-T-Termocronômetro taxas superestimadas de exumação. (c) O decréscimo do relevo leva diminuição da superestimativa da taxa de exumação na relação da inclinação entre o relevo e idade (Modificado de Braun, 2002a).....52

Figura-19: Idades obtidas através da análise de traços de fissão em apatitas por Gallagher *et al.* (1994) definindo os Domínios A, B e C.....59

Figura-20: Correlação das discordâncias (eventos de não-deposição e eventos erosionais) e cronologia relativa ao rift inicial ao longo da margem brasileira. Hiatos sedimentares em vermelho. Escala geológica utilizada (Gradstein <i>et al.</i> 1994). Modificado de Davison (1999).....	62
Figura-21: O desvio das cabeceiras do rio Tietê para a bacia de drenagem do rio Paraíba do Sul. Com a captura desenvolveu-se o “cotovelo” de Guararema, onde o rio Paraíba do Sul sofre inflexão de 180° em seu curso.....	62
Figura-22: Mapa de curvas de nível (intervalo de 200 metros) utilizado para a extração dos níveis de paleosuperfícies e confecção dos perfis topográficos da área de estudo (Setores: 1, 2, 3 e 4). (Fonte: <i>Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)</i> , Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS). (2002)).....	68
Figura-23: Conceito da zona de apagamento “ <i>annealing</i> ” para a apatita em perfil crustal. (Modificado de Brown <i>et al.</i> , 2000).....	70
Figura-24: Distribuições do comprimento dos traços confinados. (A) Mista (B) Bimodal e (C) Unimodal. Modificado de Gleadow <i>et al.</i> 1975.....	76
Figura-25: Dados de Green <i>et al.</i> (1986) representados em um gráfico de isócronas e no gráfico paralelo de Arrhenius (Compilado de Godoy, 2006).....	77
Figura-26: Dados de Green <i>et al.</i> (1986) representados em um gráfico de isócronas e no gráfico tipo <i>fanning</i> de Arrhenius (Compilado de Godoy, 2006).....	77
Figura-27: Tipos de perfis de idades aparentes de traços de fissão em apatitas (A, B e C) de acordo com as condições de temperatura. Modificado de Wagner & Van Den Haute, 1992.....	81
Figura-28: (1) Três estilos de histórias de resfriamento (A) padrão de resfriamento rápido, (B) padrão de resfriamento constante e apagamento parcial dos traços confinados, (C) padrão de resfriamento rápido com temperaturas próximas base da zona de <i>annealing</i> parcial. (2) Distribuições do comprimento dos traços confinados. (A) Unimodal (B) Bimodal e (C) Mista. Modificado de Brown <i>et al.</i> , (1994).....	85
Figura-29: (A) Distribuição das idades de traços de fissão em apatitas na seção	

superior da zona de *annealing* parcial e sua relação com a distribuição com comprimento médio dos traços confinados, e (B) distribuição das idades de traços de fissão em apatitas na seção inferior da zona de *annealing* parcial e sua relação com a distribuição com o comprimento médio dos traços confinados (Modificado de Brown *et al.*, 1994).....77

Figura-30: Esquema de montagem da amostras para ser analisada no microscópio (Método do detector externo).....78

Figura-31: Mapa de pontos amostrados para a datação por Traços de Fissão em apatitas no setor (1). Modelo digital de terreno resolução de aproximadamente 90 metros, Shuttle Radar Topography Mission-SRTM/USGS/EROS Data Center.....97

Figura-32: Distribuição das idades aparentes *versus* altitude (metros). No detalhe os respectivos histogramas do comprimento dos traços confinados para cada amostra datada.....112

Figura-33: Modelo esquemático de desenvolvimento do relevo baseado no modelo numérico proposto por Stüwe e Hintermüller (2000) e Braun (2002a) correlacionado a distribuição das idades aparentes. A) Modelo esquemático dos processos morfogênicos envolvidos na configuração das morfologias descritas no setor (1) da área de estudo. B) Distribuição das idades aparentes (resfriamento contínuo) obtidas pela ATFA *versus* altitude (metros).....114

Figura-34: História térmica e histograma de distribuição do comprimento dos traços confinados obtidos na amostra TF-756, coletada no Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico.....116

Figura-35: História térmica e histograma de distribuição do comprimento dos traços confinados obtidos na amostra TF-758, coletada no Domínio Morfoestrutural das Depressões Tectônicas Cenozóicas.....116

Figura-36: Perfil topográfico mostrando a distribuição dos níveis de paleosuperfícies mapeados, as amostras datadas pelo método de datação por Traços de Fissão em apatitas e os Domínios Morfoestruturais que compõem o setor (1) da área de estudo..... 119

Figura-37: Mapa de pontos amostrados para a datação por Traços de Fissão em apatitas no setor (2). Modelo digital de terreno resolução de aproximadamente 90 metros, Shuttle Radar Topography Mission-SRTM/USGS/EROS Data Center.....120

Figura-38: Distribuição das idades aparentes <i>versus</i> altitude (metros).....	123
Figura-39: Distribuição dos histogramas do comprimento dos traços confinados para as amostras que apresentaram traços confinados suficiente para a confecção dos mesmos.....	124
Figura-40: Modelo esquemático de desenvolvimento do relevo baseado no modelo numérico proposto por Stüwe e Hintermüller (2000) e Braun (2002a) correlacionado com a distribuição das idades aparentes (resfriamento) obtidas pela ATFA <i>versus</i> altitude (metros).....	127
Figura-41: História Térmica e histograma de comprimento de traços confinados da amostra TF-119.....	129
Figura-42: Principais falhas na região de Cunha (SP) (Modificado de Basei e Vlach, 1981).....	130
Figura -43: História Térmica e histograma de comprimento de traços confinados da amostra TF-120.....	132
Figura -44: História Térmica e histograma de comprimento de traços confinados da amostra TF-121.....	132
Figura -45: História Térmica e histograma de comprimento de traços confinados da amostra TF-123.....	133
Figura-46: História Térmica e histograma de comprimento de traços confinados da amostra TF-129.....	134
Figura-47: História Térmica e histograma de comprimento de traços confinados da amostra TF-130.....	134
Figura-48: Quebra-Cangalha e as Escarpas da Serra do Mar (Setor-2).....	138
Figura-49: Mapa de pontos amostrados para a datação por Traços de Fissão em apatitas no setor (3). Modelo digital de terreno resolução de aproximadamente 90 metros, Shuttle Radar Topography Mission-SRTM/USGS/EROS Data Center.	139
Figura-50: Distribuição das idades aparentes <i>versus</i> altitude (metros).....	142

Figura-51: Distribuição dos histogramas do comprimento dos traços confinados para as amostras que apresentaram traços confinados suficiente para a confecção dos mesmos.....	143
Figura-52: Modelo esquemático de desenvolvimento do relevo baseado no modelo numérico proposto por Stüwe e Hintermüller (2000) e Braun (2002a) correlacionado com a distribuição das idades aparentes. A) Modelo esquemático dos processos morfogênicos envolvidos na configuração das morfologias descritas no setor (3) da área de estudo. B) Distribuição das idades aparentes obtidas pela ATFA <i>versus</i> altitude (metros).....	144
Figura-53a: História térmica e histograma de distribuição do comprimento dos traços confinados obtidos na amostra TF-652 (porção central do Planalto de Paraitinga).	146
Figura-53b: História térmica e histograma de distribuição do comprimento dos traços confinados obtidos na amostra TF-656 (porção central do Planalto de Paraitinga).....	146
Figura-53c: História térmica e histograma de distribuição do comprimento dos traços confinados obtidos na amostra TF-657 (porção central do Planalto de Paraitinga).....	147
Figura-54a: História térmica e histograma de distribuição do comprimento dos traços confinados obtidos na amostra TF-660 (Planalto de Moraes).....	148
Figura-54b: História térmica e histograma de distribuição do comprimento dos traços confinados obtidos na amostra TF-661 (Planalto de Moraes).....	148
Figura-55: Perfil topográfico situado entre o Planalto de Paraitinga e a Ilha de São Sebastião (Setor-3).....	152
Figura-56: Mapa de pontos amostrados para a datação por Traços de Fissão em apatitas no setor (4). Modelo digital de terreno resolução de aproximadamente 90 metros, Shuttle Radar Topography Mission-SRTM/USGS/EROS Data Center.....	154
Figura-57: Distribuição das idades aparentes <i>versus</i> altitude (metros).....	155
Figura-58: Distribuição das idades aparentes <i>versus</i> altitude (metros). No detalhe, os histogramas de comprimentos dos traços confinados para as amostras que apresentaram quantidades suficientes de traços confinados para a confecção dos	

histogramas.....15
6

Figura-59: Modelo esquemático de desenvolvimento do relevo baseado no modelo numérico proposto por Stüwe & Hintermüller (2000) e Braun (2002a) correlacionado com a distribuição das idades aparentes. A) Modelo esquemático dos processos morfogênicos envolvidos na configuração das morfologias descritas no setor (4) da área de estudo. B) Distribuição das idades aparentes obtidas pela ATFA *versus* altitude (metros).....158

Figura-60: História Térmica e histograma de comprimento de traços confinados da amostra TF-819.....160

Figura-61: História Térmica e histograma de comprimento de traços confinados da amostra TF-826.....160

Figura-62: Perfil topográfico Serrania Costeira a Baixadas Litorâneas (litoral sul do estado de São Paulo) (Setor-4).....163

Figura-63: Distribuição das idades corrigidas de traços de fissão e (U-Th)/He em apatitas em relação com a altitude (metros).....165

Figura-64: História térmica e histograma de distribuição do comprimento dos traços confinados obtidos na amostra TF-758 coletada no Domínio Morfoestrutural das Depressões Tectônicas Cenozóicas.....167

Figura-65: História Térmica e histograma de comprimento de traços confinados da amostra TF-130.....167

Figura-66: História térmica e histograma de distribuição do comprimento dos traços confinados obtidos na amostra TF-657 (porção central do Planalto de Paraitinga).....169

Figura-67: História Térmica e histograma de comprimento de traços confinados da amostra TF-819.....171

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela-1: Compartimentos geomorfológicos da área de estudo baseado nas classificações propostas por Silva (2002, 2003)*, Ponçano <i>et al.</i> , (1981**) e Campanha <i>et al.</i> , (1994***).....	18
Tabela-2: Dados de traços de fissão em apatitas da região sudeste brasileira e parâmetros erosivos e denudacionais associados (Compilado de Hackspacher <i>et al.</i> , 2004).....	60
Tabela-3: Concepções sobre a origem e evolução da Serra do Mar de acordo com os diversos trabalhos termocronológicos publicados na área abordada neste estudo.....	61
Tabela-3: Parâmetros para cada tipo de apatita estudada em Guedes <i>et al.</i> , (2004).....	73
Tabela-4: Idades de Traços de Fissão em apatitas no trecho compreendido entre Cunha (SP) e Bertioga (SP) englobando parte da província geomorfológica Serra do Mar. Legenda - ρ_s / ρ_l -densidade média dos traços de fissão na apatita e na mica; Φ -Fluência de nêutrons térmicos durante irradiação no Reator Nuclear no Instituto de Pesquisas Nucleares (IPEN). As datações foram calculadas utilizando a calibração absoluta proposta por Iunes (1999) e Iunes <i>et al.</i> , (2002), a constante de decaimento por fissão espontânea do ^{238}U ($\lambda_f = 8.37 \pm 0.17$) $\times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$ proposta por Guedes <i>et al.</i> , (2003). *Dados utilizando o Método da População referente ao Pós-Doutoramento de Carlos A. Tello Saenz (2002) e ** Dados referentes à dissertação de mestrado de Ribeiro (2003).....	94
Tabela-5: Principais registros geológicos e geomorfológicos da Serra do Mar descritos na literatura.....	105

ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

- Fotografia-1:** Morfologias encontradas na região da Serrania do Quebra-Cangalha no nível de paleosuperfície situado no intervalo de altitude entre 1100-900 metros. Estrada Cunha-Campos de Cunha (SP).....101
- Fotografia-2:** Morfologias encontradas na Alta Morraria do Paraitinga no nível de paleosuperfície situado no intervalo de altitude entre 800-700 metros. Próximo ao trevo de Cunha (SP). Rodovia Guaratinguetá -Cunha (SP).....102
- Fotografia-3:** Morfologias encontradas no Planalto de Paraitinga com nível de paleosuperfície situado no intervalo de altitude entre 900-700 metros. Rodovia Natividade da Serra-Redenção da Serra (SP).....102
- Fotografia-4:** Morfologias encontradas na zona de transição entre o Planalto de Moraes e o Planalto Paulistano situado no nível de paleosuperfície com intervalo de altitude entre 1400-1200 metros. Rodovia Salesópolis-Santa Branca (SP).....104

ÍNDICE DE QUADROS

Quadro-1: Síntese sobre os níveis de paleosuperfícies mapeados e suas correlações com as análises termocronológicas (Traços de Fissão e U-Th/He em apatitas).....	176
--	-----

ANEXO-1:	Mapa	de	Níveis	de
Paleosuperfícies.....				186

RESUMO

Neste trabalho são apresentados os resultados obtidos por meio de análises geomorfológicas (Mapa de Níveis de Paleosuperfícies) e termocronológicos (traços de fissão em apatitas e U-Th/He em apatitas) ao longo da Serra do Mar nos setores (1), (2), (3) e (4).

As correlações entre as análises geomorfológicas e termocronológicas evidenciaram uma geológica e geomorfológica compreendida entre o Cretáceo Superior e Paleoceno, demonstrando que a evolução das morfologias que compõem a área de estudo estiveram associadas a eventos tectônicos e sucedidos por uma intensa atividade erosiva.

De acordo com as datações realizadas utilizando termocronômetros com temperatura de fechamento distintas, estes indicaram que as configurações dos relevos que compõem a Serra do Mar não podem ser associadas apenas aos efeitos das atividades erosivas (reco de escarpa) e isostáticas, para poderem explicar a homogeneidade entre as idades de traços de fissão e (U-Th)/He em apatitas, sem a presença da atuação tectônica soerguendo e desnivelando parte destes relevos.

Palavras-Chave: Evolução da paisagem, traços de fissão e U-Th/He em apatitas, Geomorfologia e Serra do Mar.

ABSTRACT

In this paper the results obtained geomorphological analysis (Map of levels of Palaeosurfaces) and thermochronological analysis (apatite fission-track and U-Th/He). The correlation between the geomorphological and the thermochronological analysis evidenced a geological and geomorphological evolution from the Upper Cretaceous to the Palaeocene, showing that the evolution of the morphologies composing the study area were associated to tectonics events and preceded by intense erosive activity.

According to the datings done using thermochronometers with distinct closing temperatures the configuration of the relieves that compose the Serra do Mar can not be associated only to the effects of the erosive (escarpment retreat) and isostatic activities but also to the tectonic motion uplifting and unlevelling part such morphologies, in order to explain the homogeneity between the ages of the fission-track and U-Th/He of apatites.

Keywords: Landscape Evolution, Fission-Track of apatites, U-Th/He apatites, Geomorphology, Serra do Mar

1.0-INTRODUÇÃO

Grande parte das características morfológicas da porção continental adjacente às bacias sedimentares na região sudeste brasileira tem seus aspectos físicos relacionados à sua evolução durante o período Mesozóico e Cenozóico, sendo esta marcada pela interação entre os processos tectônicos, isostáticos e climáticos. Registros sobre a atuação de eventos tectônicos e climáticos, principalmente durante o Cretáceo Superior e o Paleoceno, contribuíram de maneira significativa na história evolutiva das morfologias que compõem a Serra do Mar.

A contribuição dos processos atuantes na configuração geomorfológica do sudeste brasileiro durante o período Cretáceo Superior e o Paleoceno vêm sendo amplamente descrito na literatura desde a década de 30 por Moraes Rego (1932), ao ressaltar a formação de um peneplano pós-cretácico na porção que delinea a Serra do Mar ou através da alternância de fases de peneplanação e pediplanação após o Cretáceo Superior como postulado por Freitas (1951) e King (1956), respectivamente. A partir da década de 70, os trabalhos realizados ao longo da Serra do Mar enfatizaram a importância na correlação dos eventos tectônicos na porção emersa, contribuindo nos estudos sobre o padrão de sedimentação nas bacias sedimentares marginais (Almeida, 1976, Hasui *et al.* 1978, Asmus e Ferrari, 1978). Entretanto, diversos aspectos relacionados ao período em que os planaltos que compõem a Serra do Mar foram originados, permaneceram controversos. Nos trabalhos apresentados por Gallagher *et al.* (1994, 1995) utilizando a análise de traços de fissão em apatitas (ATFA), foram atribuídas idades pertencentes a três conjuntos, o primeiro relacionado às idades pré-*rift* (mais antigas que 200 Ma), o segundo relacionado às idades *rifts* entre (200-100 Ma) e o terceiro correlacionado às idades pós-*rift* (100-50 Ma), embora o período de rifteamento ativo não passou dos últimos 100 Ma, descartando desta maneira a influência dos processos tectônicos durante o Paleógeno que culminaram com a formação dos *rifts* cenozóicos do sudeste brasileiro. Dentro da concepção colocada por Gallagher *et al.* (1994, 1995), o modelo de evolução de relevo estabelecido foi associado ao recuo paralelo de escarpas e rebaixamento do relevo ao longo de toda sua história evolutiva. Contrários a este modelo evolutivo, os trabalhos utilizando a (ATFA) apresentados por

Hackspacher *et al.* (2004, 2003, 2006) retratam a evolução dos planaltos que compõem a margem passiva brasileira em dois períodos distintos, o primeiro a 130 Ma representado pela Serra da Mantiqueira associado aos processos de rifteamento que culminaram com a abertura do Atlântico Sul e o segundo de 80-50Ma, formado pelo conjunto de planaltos que constituem a Serra do Mar associado aos processos de soerguimento durante o Cretáceo Superior, precedido pelo desnivelamento das morfologias da paleo-Serra do Mar durante o Paleógeno. Segundo Hackspacher *et al.* (2006), os dados de traços de fissão em apatitas não permitem a modelagem de um processo erosivo simples a partir de um planalto soerguido durante a abertura do Atlântico Sul devido às incompatibilidades existentes entre as idades de traços de fissão em apatitas e os valores denudacionais esperados em modelagens que considerem apenas os processos erosivos.

A aplicação da análise de traços de fissão em apatitas (ATFA) na porção sudeste da margem passiva brasileira tem abordado detalhadamente a problemática sobre a evolução tectono-denudacional do Cenozóico no sudeste brasileiro o que tem levantado questões sobre a necessidade de se reavaliar os processos extensionais no limite Cretáceo Superior-Paleoceno nas áreas cristalinas (Hackspacher *et al.* 2006). Para documentar os eventos tectônicos e erosivos são necessários os empregos de termocronômetros de baixa temperatura e análises geomorfológicas que forneçam informações específicas sobre as variações denudacionais da paisagem no decorrer dos períodos geológicos.

Neste trabalho foram utilizadas técnicas de mapeamento geomorfológico, onde foram delimitados os principais níveis de paleosuperfícies em cada setor estudado (vide capítulo 7), nas quais foram selecionadas amostras para a datação através da Análise de Traços de Fissão em Apatitas e a sistemática (U-Th)/He em apatitas. É importante salientar que os dados obtidos permitiram a realização de uma análise integrada sobre os processos que modelaram a paisagem, tais como evidências geomorfológicas indicativas de soerguimentos, subsidências e indícios de processos denudacionais pretéritos e recentes representados nos níveis de paleosuperfícies mapeados (vide capítulo 8). Os setores que compõem o relevo da área de estudo foram classificados segundo a nomenclatura proposta por Ponçano *et al.* (1981) e Silva (2002, 2003). Nas

análises referentes às datações por traços de fissão em apatitas nos setores (1), (2), (3) e (4) foram realizadas correlações com modelo de evolução da paisagem a longo prazo proposto por Fitzgerald *et al.* (1995); Stüwe e Hintermüller (2000); Braun (2002), utilizando os valores de idades aparentes e o comprimento médio dos traços confinados, nas morfologias compreendidas nos setores estudados (vide capítulo 8). Posteriormente estes modelos foram correlacionados com a história tectônica e geomorfológica da área de estudo.

Os resultados obtidos nos dois termocronômetros de baixa temperatura constataram que a formação das morfologias que compõem a Serra do Mar ocorreu em função do rebaixamento do nível de base regional o que ocasionou o resfriamento simultâneo destes diferentes termocronômetros no mesmo período. O primeiro período no Cretáceo Superior e o segundo no Paleoceno. O primeiro evento de soerguimento tectônico regional durante o Cretáceo Superior ocasionou a exumação e formação das morfologias que compõem a Serra do Mar, o segundo evento de soerguimento tectônico com idade do Paleoceno foi responsável pelo desnivelamento e fragmentação dos níveis de paleosuperfícies que até então nivelavam os relevos da Serra do Mar durante o início do Paleógeno.

2. OBJETIVOS

O objetivo principal desta pesquisa foi estudar quais foram os principais processos morfogenéticos que contribuíram na evolução dos relevos que compõem a Serra do Mar ao longo de sua história geológica e geomorfológica. Com este intuito foram analisados os diferentes modelos de evolução do relevo empregados em margem passiva, juntamente com a história tectônica do final do Mesozóico ao Cenozóico do sudeste brasileiro, procurando estabelecer conexões sobre a evolução do relevo com base nos eventos tectônicos e erosionais descritos na porção emersa e submersos da plataforma continental. Para isto foram reconhecidos, analisados e interpretados uma série de níveis de paleosuperfícies distribuídos ao longo dos setores estudados (Análises Geomorfológicas), associados com análises dos termocronômetros de baixa temperatura (Análise de Traços de Fissão em Apatitas e sistemáticas U-Th/He em apatitas).

3. ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo enfocada neste trabalho abrange parte da região sudeste do Brasil que se estende desde o limite entre o estado do Rio de Janeiro até a porção sul do estado de São Paulo no limite com o estado do Paraná. A área foi dividida em 4 setores que possuem características geomorfológicas distintas (Figura-1):

Setor 1: Este setor é formado pelo Domínio Morfoestrutural das Depressões Tectônicas Cenozóicas e o Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico (Silva, 2002, 2003) (estado do Rio de Janeiro).

Setor 2: Serrania do Quebra-Cangalha, Serrania da Bocaina e alta Morraria do Paraitinga (SP/RJ).

Setor 3: Planalto de Paraitinga, Paulistano e Juqueriquerê.

Setor 4: Serrania Costeira, Morraria Costeira e Baixadas Litorâneas. As principais vias de acesso são as rodovias Rio-Santos, Tamoios, Anchieta e as vias secundárias que se interligam a partir destas, servindo as cidades do litoral paulista e as áreas adjacentes.

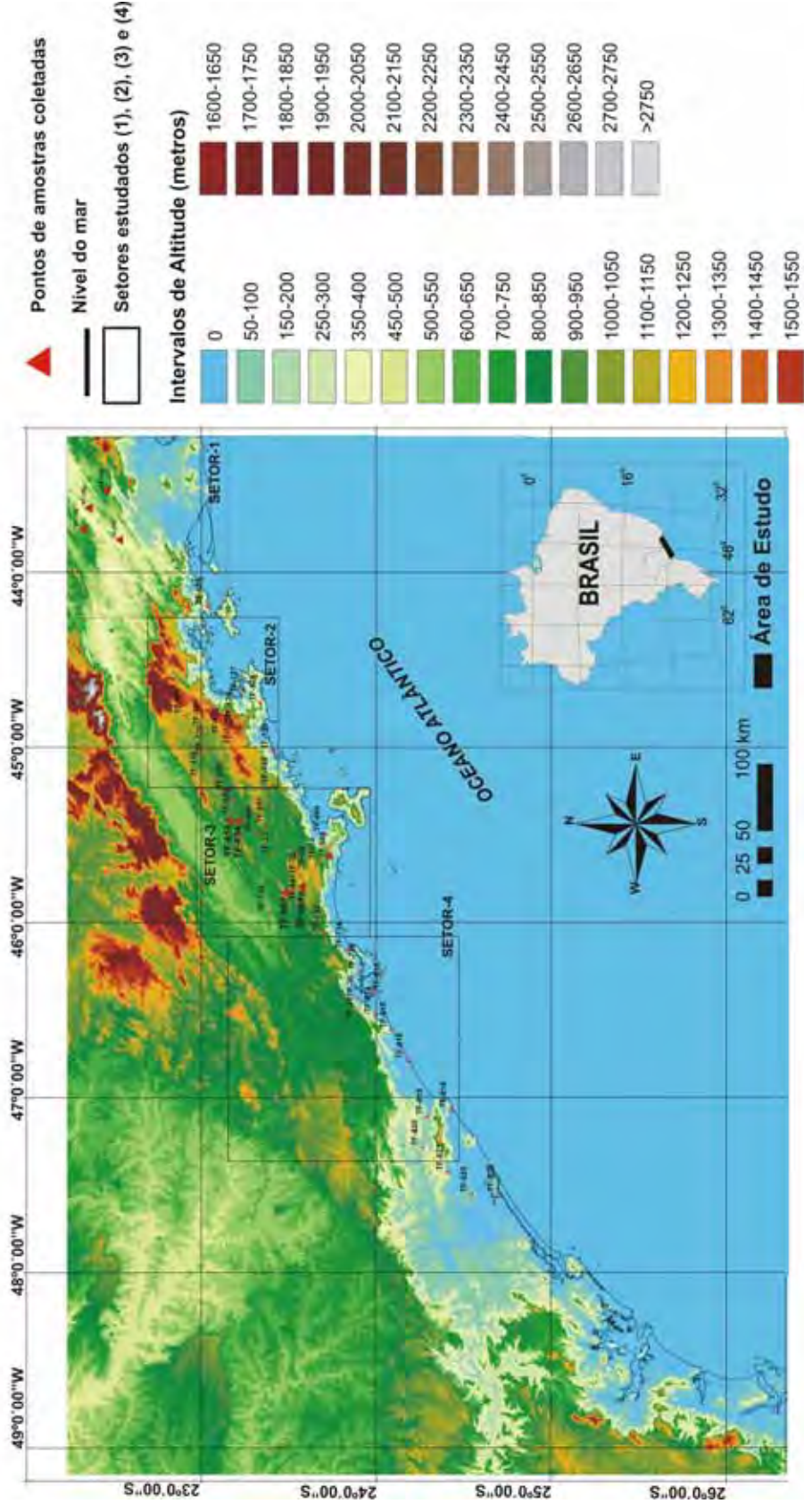


Figura-1: Localização da área de estudo (Setores: 1, 2, 3 e 4) e pontos amostrados

Figura-1: Localização da área de estudo (Setores: 1, 2, 3 e 4) e pontos amostrados. Modelo digital de terreno resolução de aproximadamente 90 metros, Shuttle Radar Topography Mission-SRTM/USGS/EROS Data Center.

4. ASPECTOS TECTÔNICOS REGIONAIS

A área de estudo está inserida na Província Mantiqueira, definida por Almeida *et al.* (1977, 1981), que compõem parte da costa atlântica do sudeste e sul do Brasil, delineando uma faixa de direção NE/SW, com mais de 3.000 km de comprimento, que se estende do paralelo 15° S até o Uruguai (Figura - 2). Faz limite com as províncias Tocantins, São Francisco e Paraná, sendo bordejadas à leste pela margem continental e pelas bacias costeiras do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas.

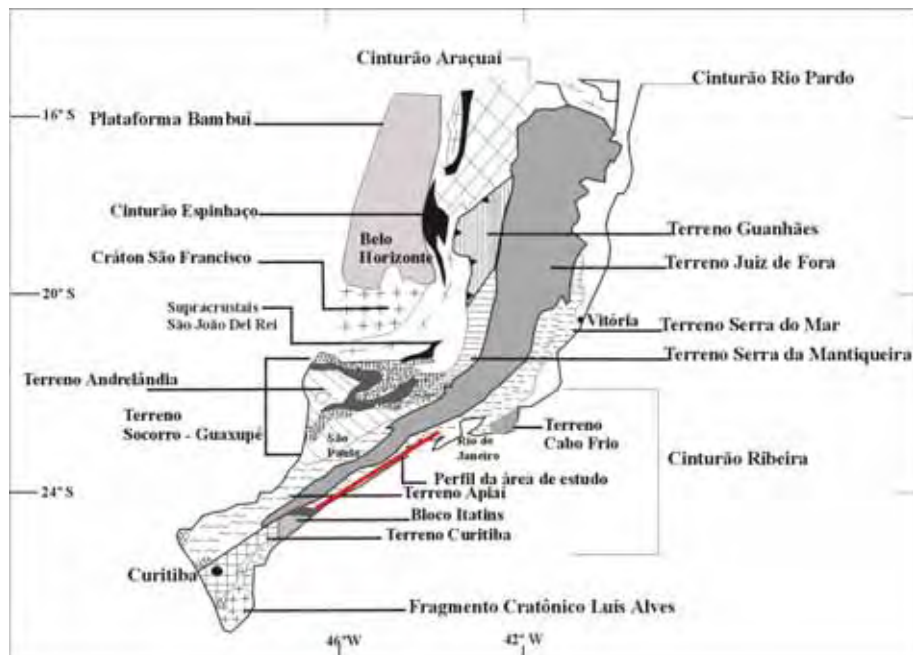


Figura-2: Principais unidades tectônicas de parte norte da Província Mantiqueira. O traçado em vermelho indica a área de estudo (Modificado de Cordani *et al.* 2000).

A Província Tectônica Mantiqueira inclui uma série de fragmentos crustais de diferentes idades e evoluções tectônicas situados no sul e sudeste do Brasil, envolvendo as Faixas Ribeira, Dom Feliciano e São Gabriel, e pela zona de interferência entre os orógenos Brasília e Ribeira (Figura-3), compostas por unidades metassedimentares clásticas, metavulcânicas, seqüências molássicas e corpos graníticos pós-tectônicos, cortados por zonas de cisalhamento dextrais relacionadas

com colisão oblíqua e/ou tectônica de escape (Campanha e Sadowski, 1999), sendo considerada como o resultado de uma colisão entre o Cráton de São Francisco e Cráton Congo entre 650-600 Ma, durante a Orogênese Brasileira-Pan-Africana, de acordo com Hackspacher e Godoy (1999).

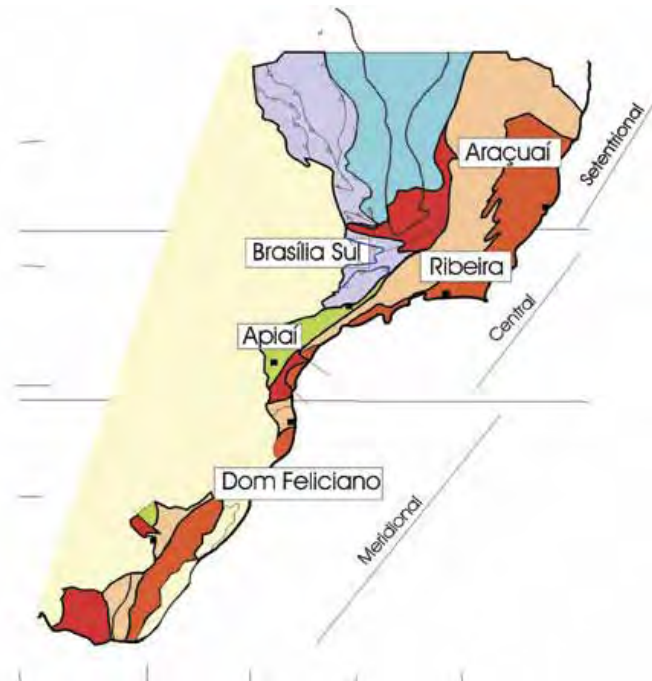


Figura-3: Subdivisão do Sistema Orogênico Mantiqueira: o segmento setentrional é o Orógeno Araçuaí; o segmento central inclui a porção sul do Orógeno Brasília e os orógenos Ribeira e Apiaí; e o segmento meridional inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel. As cores roxas e laranja indicam os terrenos que alojam os arcos magmáticos neoproterozóicos (Compilado de Heilbron *et al.* 2004).

A área de estudo insere-se no Cinturão Ribeira setor este cortado por zonas de cisalhamento de direções nordeste, as quais separam os blocos tectônicos que estão inseridos os terrenos Juiz de Fora, Costeiro, Apiaí, Embu, Socorro-Guaxupé.

O Cinturão Ribeira (CR) possui idade Neoproterozóica ao início do Paleozóico, estendendo-se por 1400 km aproximadamente com direções NE-SW ao longo da costa brasileira. Uma reconstrução tectônica mostra que o CR é parte de um largo sistema orogênico desenvolvido em resposta a convergência do cráton do São Francisco, Congo e um terceiro bloco presentemente escondido sob as seqüências paleozóicas da

Bacia do Paraná (Brito Neves e Cordani, 1991; Campos Neto e Figueiredo, 1995; Heilbron *et al.* 2000). Em direção ao sul, o Cinturão Ribeira é limitado pelo cráton Luís Alves. Ao norte existe uma transição lateral para o Cinturão Araçaí. A noroeste e sudeste do estado de Minas Gerais limitam-se com o Cinturão Brasileiro.

Segundo Heilbron *et al.* (2004) o Cinturão Ribeira apresenta *trend* estrutural NE/SW, resultante da interação entre o Cráton do São Francisco e outra(s) placas e/ou microplaca(s) e/ou arco de ilhas situado(s) a sudeste deste cráton, bem como a porção sudoeste do Cráton do Congo. Esta segunda etapa de colisão continental (Colisão II, 580 Ma) resultou no empilhamento de terrenos de leste para oeste-noroeste. Como a colisão entre estes terrenos foi oblíqua, a deformação principal exibe uma clara partição entre as zonas com predomínio de encurtamento frontal e as zonas com componente transpressivo dextral. Assim, contrastando com a extremidade sul do Orógeno Brasília, os limites entre os compartimentos tectônicos são representados por empurrões com mergulhos mais íngremes ($>30^\circ$), ou por zonas de cisalhamento oblíquas. O Cinturão Ribeira está subdividido em cinco terrenos tectono-estratigráficos, sendo este ora separados por falhas de empurrão, ora separado por zonas de cisalhamento oblíquas transpressivas. Estes terrenos são denominados de Ocidental, Paraíba do Sul, Embu, Oriental e Cabo Frio.

Uma característica particular do Cinturão Ribeira é a presença de zonas de cisalhamento com movimento dextral que foram responsáveis pela geração de uma importante componente transpressional na evolução do cinturão (Trow *et al.* 2000). A mais importante na área é a Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul (Campanha e Ferrari, 1984; Heilbron *et al.* 1998), denominada também de Cinturão de Cisalhamento do Atlântico (Machado e Endo, 1993). Além disso, o sudeste brasileiro apresenta ainda influência de um sistema transcorrente de megafalhas, denominado de Megafalha de Cubatão (Figura-4) (Sadowski, 1991) que mesmo sendo bastante questionável, é uma estrutura resultante deste último processo de acreção crustal, ocorrido no final do Proterozóico. A zona de falha principal deste sistema é envolvida por uma conexão de três segmentos expostos em diferentes níveis crustais sucessivamente para SW, ao longo de uma extensão de mais de 1000 km (Sadowski e Campanha, 2004) (Figura-4).

Estas falhas condicionam o relevo, demonstrada pela direção principal das cristas e vales com sentido nordeste.

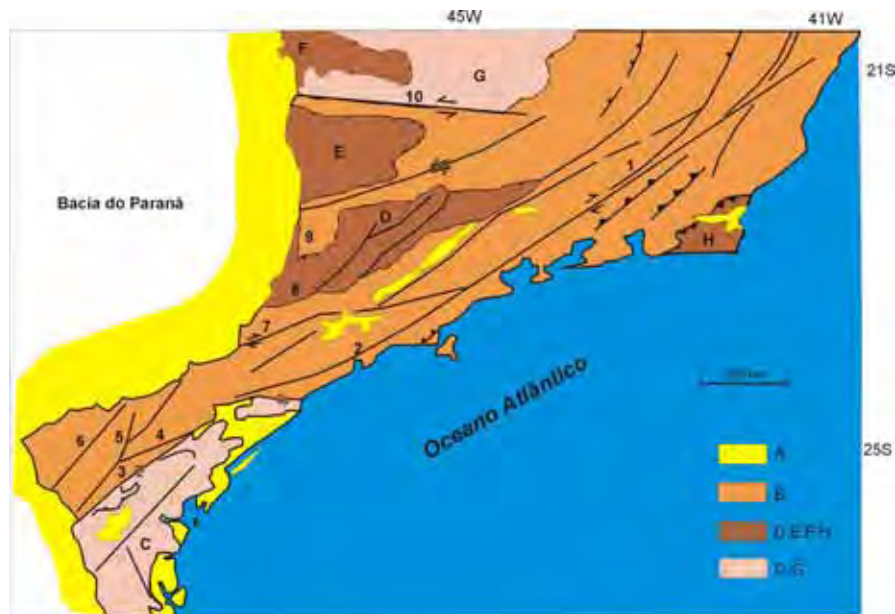


Figura-4: Principais Falhamentos na região Sudeste Brasileira. A) Cobertura Fanerozóica; B) Cinturões de dobramento brasileiros e/ou áreas de reativação brasileira, C) Cráton ou Fragmento Cratônico Luis Alves, D) Nappe de Socorro, E) Nappe de Guaxupé, F) Nappe de Passos, G) Cráton de São Francisco, H) Janela de Cabo Frio. Falhas Transcorrentes Principais: 1) Além Paraíba, 2) Cubatão, 3) Lancinha, 4) Ribeira, 5) Morro Agudo, 6) Itapirapuã, 7) Taxaquara, 8) Jundiuvira, 9) Jacutinga, 10) Campo do Meio. Modificado de Sadowski e Campanha (2004).

Nestes compartimentos tectônicos ocorre uma grande variedade de corpos de rochas granitóides pertencentes a muitos complexos intrusivos, formados durante episódios tectono-magmáticos do ciclo Orogênico Brasileiro. Após sucessivos episódios colisionais relacionados à aglutinação de blocos crustais dispostos por meio de faixas móveis associados à Orogênese Brasileira-Pan-Africana (Almeida *et al.* 2000; Cordani *et al.* 2000), ocorreu à consolidação durante o Paleozóico, originando o Paleocontinente Gondwana. Este se tornou palco de uma intensa e extensa sedimentação, onde as seqüências paleozóicas-mesozóicas foram acumuladas em bacias ao longo de sua margem e sobre porções de seu interior cratônico (Milani, 1997). Essas seqüências cratônicas sedimentares fanerozóicas registradas na Plataforma Sulamericana configuram uma série de unidades (seqüências) limitadas por discordâncias (Sloss, 1963; Soares *et al.* 1978; Milani *et al.* 1994; Milani, 1997), como

resultados de ciclos de subsidência da bacia, seguidos por períodos de erosão e soerguimento das regiões cristalinas adjacentes, como mostrado através da análise de traços de fissão em apatitas por Ribeiro *et al.* (2005), durante o Ordoviciano Inferior e o Cretáceo Inferior na Bacia do Paraná.

4.1-A Tectônica Mesozóica e Cenozóica na porção sudeste do Brasil

A maior parte dos trabalhos realizados sobre a dinâmica evolutiva dos relevos em ambientes de margem passiva visa uma melhor compreensão sobre os aspectos morfotectônicos, correlacionando parte das informações sobre a geomorfologia, a tectônica e a geofísica da área em questão, onde posteriormente podem ser reduzidas especulações sobre quais processos tectônicos e geomorfológicos foram predominantes na área.

Os primeiros registros de reativações tectônicas mesozóicas ocorreram a partir do Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior, marcando o início da Reativação Wealdeniana (Almeida, 1967, 1969, 1983). Esta manifestação tectônica caracterizou-se, sobretudo pela reativação de antigos falhamentos ocasionando o soerguimento de relevos, abatimentos de bacias costeiras e acentuada subsidência da Bacia do Paraná. Trabalhos utilizando a análise de traços de fissão em apatitas na borda da Bacia do Paraná, na região próxima a Jundiaí (SP), registraram os episódios tectônicos vinculados à subsidência da Bacia do Paraná no período Mesozóico (Ribeiro *et al.* 2005).

A cronologia relacionada à ruptura do Gondwana compreende o período compreendido entre 140-130 Ma com idades fornecidas por meio das datações de rochas vulcânicas do expressivo derrame de lavas da bacia do Paraná, que ocorrem sobrepostas a rochas cristalinas pré-cambrianas e paleozóicas no continente, e presente no substrato da bacia de Santos (Mizusaki *et al.* 1994; Pereira e Feijó, 1994; Turner *et al.* 1994, Vieira *et al.* 1994; Renne *et al.* 1996; Hawkesworth *et al.* 2000, Mio, 2006). Além do magmatismo toleítico, ocorreu outra atividade ígnea de natureza alcalina nas bordas

da Bacia do Paraná, a qual foi iniciada no Cretáceo Inferior estendendo-se até o Terciário (Amaral *et al.* 1967; Almeida, 1983; Riccomini *et al.* 2004a, b; Marques e Ernesto, 2004).

Na porção formada pela Serra do Mar, os enxames de diques de diabásio possuem direção principal NE-ENE e outras filiações toleíticas são particularmente freqüentes e extensas (Almeida, 1986), demonstrando sua contemporaneidade aos derrames vulcânicos da Formação Serra Geral na Bacia do Paraná e ao enxame de diques presentes no Arco de Ponta Grossa, apresentando direção NW-SE, com idades K-Ar e Ar-Ar entre 139 e 125 Ma (Turner *et al.* 1994; Renne *et al.* 1996).

Nas bacias marginais de Santos e Campos, ambas situadas na porção sudeste brasileira, o magmatismo toleítico com datações de K-Ar que registraram idades entre 134 e 121 Ma (Mizusaki *et al.* 1988; Mizusaki e Thomaz Filho, 2004).

O magmatismo alcalino mesozóico-cenozóico na Província da Serra do Mar possui idade Neocretácea, sendo este controlado por falhas de direção NE a ENE, e relacionados ao desenvolvimento da Serra do Mar e da Bacia de Santos (Riccomini *et al.* 2004a). Na área que compõem o litoral norte do estado de São Paulo, este episódio de magmatismo alcalino é formado por uma série de intrusões alcalinas situadas nas ilhas de São Sebastião, apresentando os corpos de maior representatividade, e outras menores, como as das ilhas Montão de Trigo, Búzios e Vitória. Na porção mais ao sul, entre os limites entre o estado de São Paulo e Paraná, na região próxima ao Arco de Ponta Grossa, ocorrem às intrusões de Cananéia, Barra do Teixeira e Mato Preto.

A Província do Alinhamento Magmático de Cabo Frio (Almeida, 1991) se desenvolve ao longo de uma extensa zona de fratura transcorrente sinistral, com direção principal WNW, associada a duas fases de reativação e magmatismo, a primeira durante o Neocretáceo ao Paleoceno, e a segunda durante o Eoceno (Riccomini *et al.* 2005).

Na porção meridional da Plataforma Brasileira foram reconhecidos os magmatismos alcalinos mesozóico-cenozóicos, representados por centenas de intrusões de rochas alcalinas pós-paleozóicas. Na região que perfaz parte do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, descrito por Riccomini (1989) essas rochas integram

as províncias do Arco de Ponta Grossa, Serra do Mar (Almeida, 1983) e do Alinhamento Magmático de Cabo Frio (Almeida, 1991).

Dentro do cenário estrutural regional uma importante feição denominada primeiramente por Almeida (1976) de Sistema de *Rifts* da Serra do Mar, é composta por complexos vales tectônicos, áreas montanhosas soerguidas por falhas e bacias sedimentares de origem tectônica. Posteriormente Riccomini (1989) propôs a designação de *Rift Continental do Sudeste do Brasil* (RCSB), o qual é composto por uma feição tectônica de idade cenozóica, caracterizada por uma faixa estreita, deprimida e alongada, com direção principal ENE. Em seu cenário atual, o RCSB (Riccomini *et al.* 2004b) é dividido em três segmentos. O primeiro perfaz a parte ocidental que engloba a Bacia de Curitiba, os grábens de Guaraqueçaba, Sete Barras e Cananéia, o segundo segmento composto pelas bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda, além das ocorrências menores de Bonfim e do Cafundó, e o terceiro segmento constituído pelo Gráben de Guanabara, que aloja as bacias do Macacu, Itaboraí e o Gráben de Barra de São João (Figura-5).



Figura-5: Contexto geológico regional do *Rift Continental* do Sudeste do Brasil. 1) embasamento pré-cambriano; 2) rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Paraná; 3) rochas vulcânicas toleíticas eocretáceas da formação Serra Geral; 4) rochas alcalinas do magmatismo mesozóico-cenozóico; 5) bacias cenozóicas do *rift* continental (1-Bacia de Itaboraí, 2-Gráben de Barra de São João, 3-Bacia do Macacu, 4-Bacia de Volta Redonda, 5-Bacia de Resende, 6-Bacia de Taubaté, 7-Bacia de São Paulo, 8-Gráben de Sete Barras, 9-Formação Pariquêra-Açu, 10-Formação Alexandra e Gráben de Guaraqueçaba, 11-Bacia de Curitiba, 12-Gráben de Cananéia); 6) zonas de cisalhamento pré-cambrianas, em parte reativadas durante o Mesozóico e Cenozóico. Modificado de Melo *et al.* (1985), Riccomini *et al.* (1992) e Ferrari e Silva (1997).

Recentemente Zalán e Oliveira (2005) propuseram o modelo genético evolutivo para o Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (SRCSB), onde os autores reúnem uma série de eventos geológicos atuantes durante as suas fases de desenvolvimento. O primeiro evento relaciona-se ao deslocamento da Placa Sul-Americana para oeste sobre uma anomalia térmica durante o período neocretáceo. Esta migração da placa gerou o soerguimento contínuo do embasamento cristalino e a intrusão de *stocks* alcalinos. No final do Cretáceo Superior, os processos ascensionais ocasionaram o soerguimento e dissecação do megaplanalto, onde grande parte destes movimentos epirogenéticos foi registrada pela análise de traços de fissão em apatitas e (U-Th)/He em apatitas. Com a estabilização do nível de base, as atuações dos processos erosivos propiciaram o aplainamento e a formação da superfície de erosão Japi. Reativações tectônicas tardias, ocorridas durante o Paleógeno originaram a individualização das unidades morfológicas da Serra do Mar, devido à instabilidade gravitacional dos blocos e movimentações verticais diferenciais, ocasionando uma acentuação dos processos denudacionais nos relevos da Serra do Mar.

Na porção adjacente a margem continental composta pelas bacias marginais brasileiras, a evolução tectônica ocorrida durante o Mesozóico-Cenozóico propiciou o processo de fragmentação do continente Gondwana. Este processo foi caracterizado no segmento sul e sudeste da margem continental brasileira pelo vulcanismo basáltico presentes na Província do Paraná, nos arcos de Rio Grande, Ponta Grossa e o Platô de São Paulo, devido a forte influência da pluma mantélica de Tristão da Cunha no soerguimento e desenvolvimento do *Rift* Sul-Atlântico (Bueno, 2004).

Após o processo de abertura do Atlântico Sul, parte da crosta na porção oeste da bacia de Campos sofreu estiramento litosférico, resultando no afinamento crustal e subida do manto na área (Mohriak *et al.* 1990, Meisling *et al.* 2001). Estes mecanismos ocorreram na margem continental atlântica entre o Jurássico e o Terciário Inferior, culminando com os processos distensivos que afetaram a Plataforma Sul-Americana (Estrella, 1972; Almeida, 1986; Conceição *et al.* 1988; Mohriak, 2004).

Estudos realizados na Bacia de Santos constataram que os eventos tectônicos ocorridos durante o período neocretáceo são marcados por três episódios fortemente

progradantes que preencheram parte da bacia, o que ocasionou um recuo significativo da linha de costa mar adentro (Pereira *et al.* 1986). Estes fortes pulsos sedimentares são associados a expressivas movimentações verticais provocadas pelas reativações de falhas do embasamento e manifestações alcalinas na área adjacente formada pela Serra do Mar (Almeida e Carneiro, 1998; Cainelli e Mohriak, 1998).

O registro estratigráfico da Bacia de Santos e Campos está sintetizado na carta estratigráfica (Figura-6a) realizada por Pereira e Feijó (1994). De acordo com análise estratigráfica entre estas bacias é possível estabelecer regimes distintos relacionando a sua evolução sedimentar. Segundo Ferrari *et al.* (1991), essa diferenciação começa a se manifestar a partir do Neoturoniano com uma aceleração no aporte sedimentar da Bacia de Santos. Provavelmente este aceleração na taxa de suprimentos de sedimentos está associado com o soerguimento da margem continental, culminando no Eoceno com o desenvolvimento de cunhas clásticas progradantes, depositadas principalmente entre o Campaniano e Maastrichtiano (Pereira *et al.* 1986; Macedo, 1989; Pereira e Feijó, 1994). Este aporte sedimentar relacionado ao soerguimento da porção continental originou uma notável progradação de siliciclásticos, formada por grandes cunhas sedimentares que avançam na direção da quebra de plataforma, que conseqüentemente propiciaram uma regressão marinha. Esse evento erosivo na Bacia de Santos persiste até o topo do Oligoceno, mesmo com um importante episódio de elevação do nível do mar durante o Oligoceno Inferior (Haq *et al.* 1987). Essas manifestações de períodos de erosão indicam a presença de um soerguimento contínuo na borda da bacia (Ferrari *et al.* 1991). Na Bacia de Campos, o hiato no Campaniano sugere uma reestruturação no padrão da rede de drenagem e das áreas fontes no continente, coincidindo com o vulcanismo na Bacia de Santos e Alto de Cabo Frio, e o início do vulcanismo alcalino na porção emersa.

Durante o Oligoceno Superior uma importante queda do nível do mar é registrada por uma superfície erosiva regional na Bacia de Campos (Figura-6b), que não é registrada na Bacia de Santos, sugerindo uma taxa de subsidência mais pronunciada nesta última (Haq *et al.* 1987). Durante este mesmo período na porção emersa, parte dos sedimentos que preenchem o sistema de riftes cenozóicos do sudeste do Brasil sofreram uma dissecação intensa, provavelmente associada a movimentações

verticais entre a porção emersa e submersa (Melo *et al.* 1985, Ferrari *et al.* 1991), o que possibilitou a deposição de grandes volumes de turbiditos oligo-miocênicos nas porções distais da Bacia de Campos. No Mioceno Médio, uma superfície erosiva é registrada em ambas as bacias, indicando similaridade nas condições de subsidência.

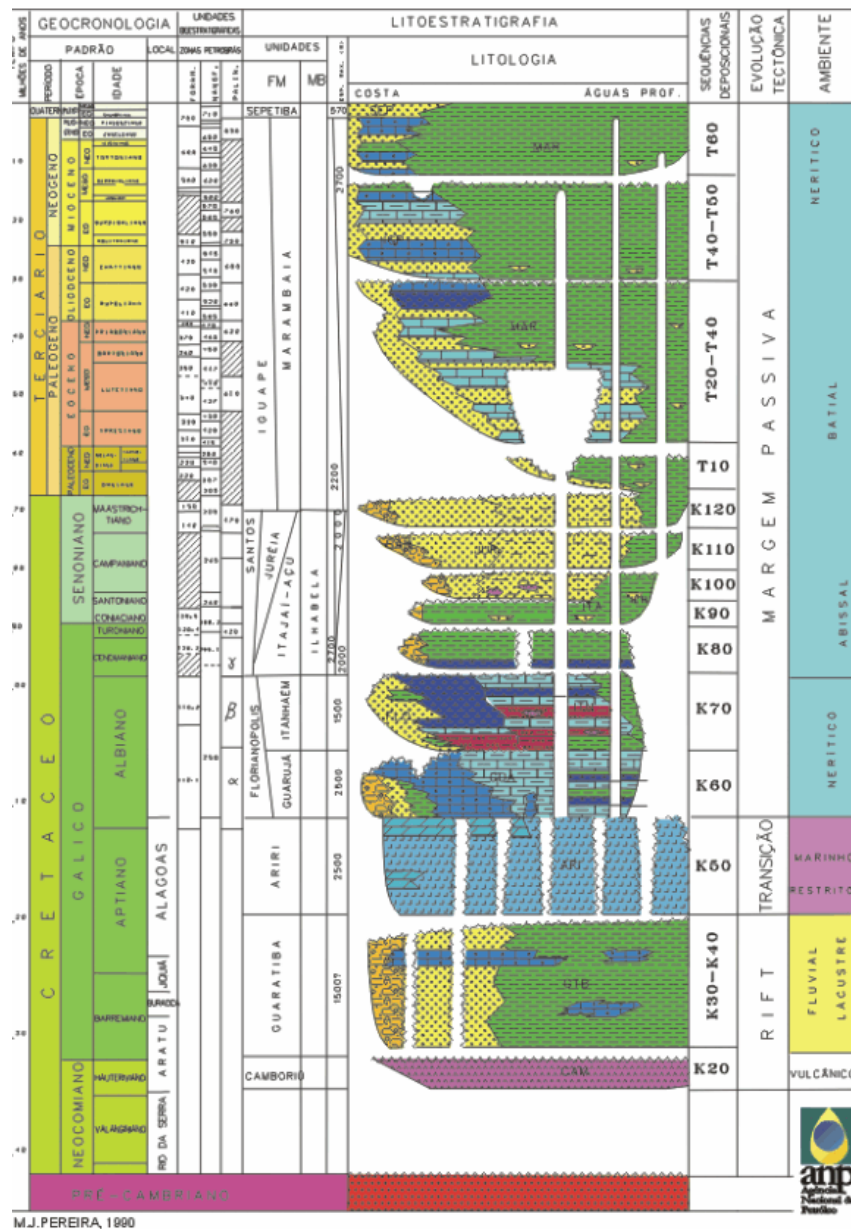


Figura-6a: Coluna estratigráfica representativa da bacia de Santos. Modificado de Pereira (1990).

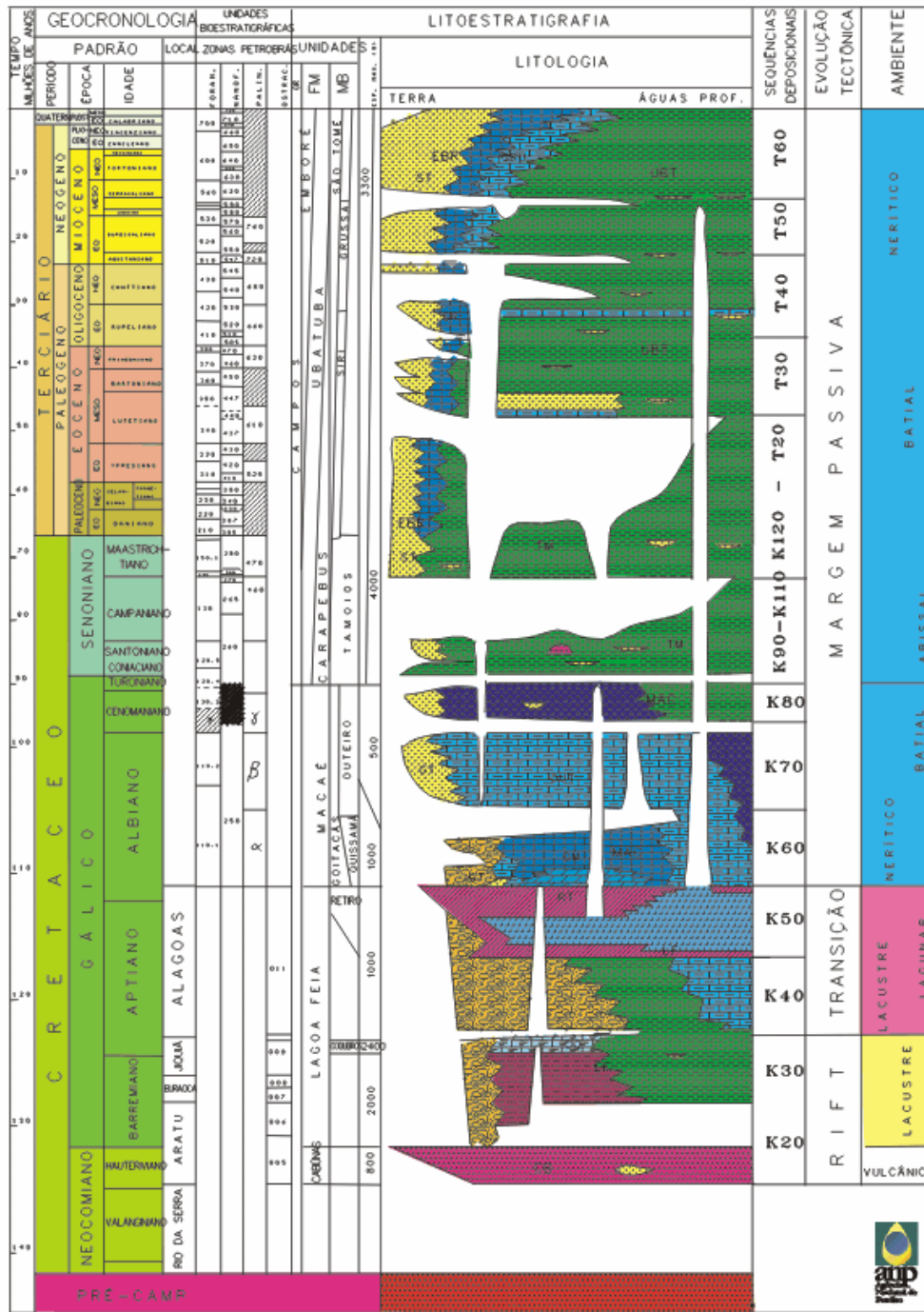


Figura-6b: Coluna estratigráfica representativa da bacia de Campos (B). Modificado de Rangel (1993).

5. ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS REGIONAIS

5.1-Introdução

Dentro do contexto regional das características geomorfológicas, as quatro áreas que compõem a área de estudo são representadas pelo Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico e das Depressões Tectônicas Cenozóicas no estado do Rio de Janeiro (Setor-1) (Figura-7) definidas por Silva (2002, 2003). No estado de São Paulo, as morfologias que compõem a área de estudo são compostas pela Serrania do Quebra-Cangalha e alta Morraria do Paraitinga (SP/RJ) (Setor-2), Planalto do Paraitinga, Juqueriquerê e Paulistano (Setor-3), e a Serrania Costeira, Baixadas Litorâneas e Morraria Costeira (Setor-4) (Figura-8) definida por Ponçano *et al.* (1981) (Tabela-1). A área de trabalho abrange parte da região sudeste do Brasil, estendendo-se desde a porção centro-norte da Serra do Mar no estado do estado do Rio de Janeiro, até os limites entre os estados de São Paulo e o estado do Paraná.

Província Geomorfológica	Zonas	Sub-Zonas
I. Planalto Atlântico	Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico (Silva, 2002, 2003)* (estado do Rio de Janeiro).	Planaltos e Escarpas da Serra da Bocaina e Serra dos Órgãos
	Domínio Morfoestrutural das Depressões Tectônicas Cenozóicas (Silva, 2002, 2003)* (estado do Rio de Janeiro).	a) Depressão Interplanáltica do Paraíba do Sul; b) Região do Gráben da Guanabara e, c) os Alinhamentos de Cristas do Paraíba do Sul.
	Planalto da Bocaina**	Serrania da Bocaina e Planaltos Isolados
	Planalto do Paraitinga*	3a-Morraria do Paraitinga** 3b-Morraria de Paraibuna** 3c-Serrania de Natividade da Serra-Quebra-Cangalha**
	Planalto Paulista**	1a-Morraria de Embu** 1b-Colinas de São Paulo** Planalto de Moraes*** (Campanha <i>et al.</i> , 1994).
II-Província Costeira	Planalto de Juqueriquerê	
	1-Serrania Costeira	1a- Serra do Mar 1b-Serra do Paranapiacaba
	2-Baixadas Litorâneas 3-Morraria Costeira	

Tabela-1: Compartimentos geomorfológicos da área de estudo baseado nas classificações propostas por Silva (2002, 2003)*, Ponçano *et al.* (1981**) e Campanha *et al.* (1994***).

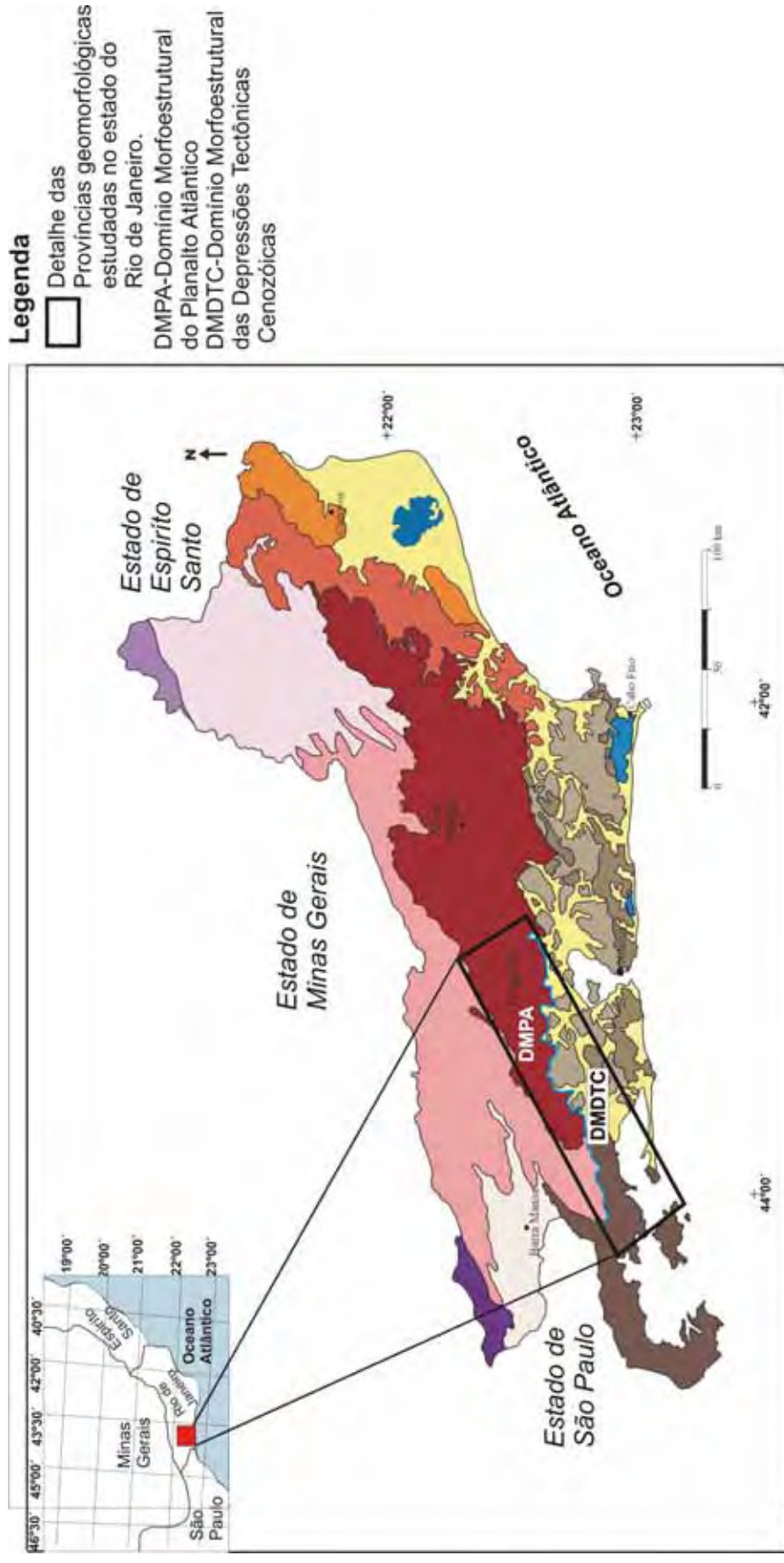


Figura-7: Províncias Geomorfológicas do estado de Rio de Janeiro definidas por Silva (2002, 2003). O quadro em preto representa a área de estudo no estado do Rio de Janeiro. DMPA-Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico e DMDTC-Domínio Morfoestrutural das Depressões Tectônicas Cenozóicas. Compilado de Silva (2003).

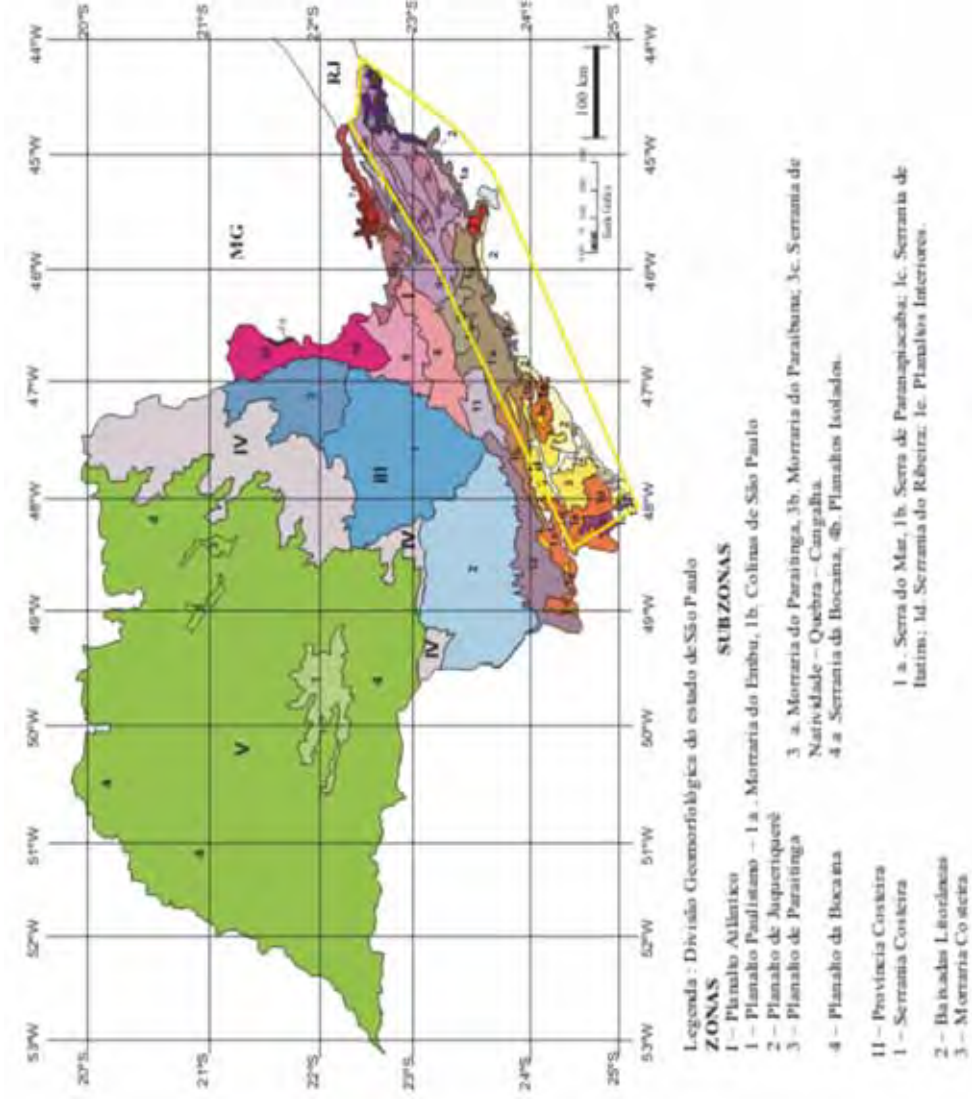


Figura-8: Províncias Geomorfológicas do estado de São Paulo definidas por Ponçano *et al.* (1981).

5.2-Planalto Atlântico

Grande parte das morfologias que compõem a área de estudo estão situadas no Planalto Atlântico, sendo este caracterizado geomorfologicamente como uma região de terras altas, constituído por rochas cristalinas pré-cambrianas e cambro-ordovicianas. É composto por uma seqüência de feições fisiográficas profundamente retrabalhadas em sucessivos ciclos erosivos, compreendendo na área de estudo os planaltos da Bocaina, Paraitinga, Paulistano e Juriqueriquerê (Tabela-1). No estado do Rio de Janeiro, o Planalto Atlântico encontra-se cortado pela alongada depressão do gráben do rio Paraíba do Sul com orientação NE-SW, limitada pelos sistemas montanhosos da Serra da Mantiqueira a norte-noroeste e a Serra do Mar a sul-sudeste (Silva, 2002; 2003). Nesta região foram coletadas amostras para a análise de traços de fissão em apatitas no Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico e também na região formada pelo Domínio Morfoestrutural das Depressões Tectônicas Cenozóicas. Compilado de Silva (2003).

5.2.1-Unidades Morfoestruturais do Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico

A partir dos mapeamentos geomorfológicos realizados no estado do Rio de Janeiro por Silva (2002), foram definidos dois grandes domínios morfoestruturais: o Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico e o Domínio Morfoestrutural das Depressões Tectônicas Cenozóicas (Figura-7).

As unidades morfoestruturais que compõem o Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico, segundo Silva (2002), são constituídas pelos planaltos e escarpas da Serra da Bocaina e os Planaltos e Escarpas da Serra dos Órgãos.

Segundo Silva (2002), os setores formados pelos planaltos e escarpas da Serra da Bocaina situam-se a oeste do estado do Rio de Janeiro, constituído por morfologias de colinas com topografia suave, e topos subnivelados até terrenos montanhosos, limitando-se a sul pelas planícies flúvio-marinhas da Baía de Ilha Grande e, a norte, com a Depressão Interplanáltica do médio Paraíba do Sul. Morfologicamente esta unidade morfoestrutural corresponde a um setor elevado da Serra do Mar, com

altitudes entre 400 a 2100 metros, apresentando uma orientação geral E-W e segmentos orientados na direção NE-SW, e rebaixando-se em direção a calha do rio Paraíba do Sul. A vertente continental do Planalto da Bocaina é caracterizada por um conjunto de degraus escarpados com direção E-W e serras alongadas com direção principal NE-SW.

A unidade morfoestrutural correspondente aos planaltos e escarpas da Serra dos Órgãos situa-se entre as unidades geomorfológicas de colinas/morros e maciços costeiros e alinhamento de cristas do Paraíba do Sul, distribuindo-se continuamente de Itaguaí, a sul do estado do Rio de Janeiro, até o município de Campos de Goitacazes, a norte (Silva, 2003).

5.2.2-Unidades Morfoestruturais do Domínio das Depressões Tectônicas Cenozóicas

Geomorfologicamente as unidades morfoestruturais que compõem o domínio das Depressões Tectônicas Cenozóicas são representadas pelas seguintes unidades segundo a classificação proposta por Silva (2002): a) Depressão Interplanáltica do Paraíba do Sul; b) Região do Gráben da Guanabara e, c) os Alinhamentos de Cristas do Paraíba do Sul.

A Depressão Interplanáltica do Paraíba do Sul está inserida em terrenos do cinturão de dobramentos da Faixa Ribeira, caracteriza-se litologicamente por rochas metamórficas pré-cambrianas e as porções compostas pelo sistema de riftes Cenozóicos Sudeste do Brasil (Zalán e Oliveira, 2005), preenchidas por sedimentos de idade terciária. As feições estruturais mais destacadas correspondem a grandes feixes de falhas transcorrentes de idade pré-cambriana, com orientação NE-SW, reativadas no início do Jurássico. Baseando-se nestas feições estruturais, Hasui *et al.* (1977) enquadraram a área do médio vale do Paraíba do Sul como parte do compartimento geomorfológico formado pela Serrania do Quebra-Cangalha, delimitado a sudeste pela falha de Taxaquara e a noroeste pela falha do Alto da Fatura. No trecho do médio vale do rio Paraíba do Sul, observa-se uma orientação geral E-W a partir do qual assume uma orientação NE-SW correlacionada ao Lineamento Além Paraíba. O trecho com orientação E-W configura-se como um grande compartimento regional, nivelado a altitudes em torno de 600 a 400 metros, onde este sofre um forte rebaixamento em

direção à calha do rio Paraíba do Sul. Na porção mais ao sul da calha principal do rio Paraíba do Sul, iniciam-se os relevos que compõem as escarpas do Planalto da Bocaina, onde temos a ocorrência de um desnível topográfico da ordem de 500 a 600 metros. A norte, o limite se dá com degraus reafeiçoados da escarpa da Mantiqueira, com um desnível variável de 200 até 600 metros (Silva, 2005).

Na região do Gráben da Guanabara foram classificados por Silva (2002) os compartimentos geomorfológicos formados pelos Maciços Litorâneos, a Depressão da Baía da Guanabara e a Região dos Lagos. Os Maciços Litorâneos representam um conjunto de relevos escarpados, caracterizados por degraus e/ou serras reafeiçoados com orientação geral E-W e inflexões para NE-SW. A Depressão da Baía de Guanabara e a Região dos Lagos são formados por colinas com elevações médias entre 40 a 150 metros, configurando-se na maioria das vezes, como domínio morfológico com significativo alinhamento, que acompanham a orientação regional NE-SW.

A área formada pelos Alinhamentos de Cristas do Paraíba do Sul localiza-se no setor médio da bacia do rio Paraíba do Sul, cujas feições do relevo refletem o forte controle geológico disposto em um conjunto de falhas e fraturas de orientação NE-SW (Radambrasil, 1983; Corrêa Neto, 1995). O quadro morfológico apresenta uma orientação nítida dos relevos de colinas e morros com direção principal NE-SW (Silva, 2003).

5.2.3-Planalto da Bocaina

O Planalto da Bocaina apresenta-se como uma unidade geomorfológica maturamente dissecada, com eixo de inclinação principal para sudeste. Esta unidade geomorfológica foi dividida em duas subzonas: a Serrania da Bocaina (4a) e os Planaltos Isolados (4b). A Serrania da Bocaina é constituída por serras alongadas que separam os platôs situados a níveis topográficos superiores que passam gradualmente desde 1700 metros a noroeste, nas proximidades do Pico Tira-Chapéu, até 1000-1100 metros a sul e sudeste, nas bordas da Serra do Mar. As morfologias que constituem os Planaltos Isolados (4b) formam os restos de um planalto que representa uma superfície de erosão muito evoluída e dissecada, formada por um conjunto de relevos caracterizados por mar de morros e morros paralelos (Ponçano *et al.*1981).

Segundo Silva (2006), o Planalto da Bocaina é caracterizado por paisagens montanhosas úmidas, sendo umas das suas principais características a presença de vales suspensos, demonstrando os desnivelamentos ou rupturas de declive ao longo dos canais fluviais de primeira ordem. O Planalto da Bocaina apresenta porções de relevos colinosos de baixa amplitude topográfica, alternado por segmentos mais dissecados formados por vales encaixados e encostas íngremes, evidenciando variações locais nos níveis de erosão do planalto.

5.2.4-Planalto do Paraitinga

O Planalto do Paraitinga é caracterizado por uma região drenada pela bacia do rio Paraíba do Sul a montante do município de Guararema, estabelecendo-se nos limites entre o estados de São Paulo e Rio de Janeiro, próximo ao começo do Planalto da Bocaina. Morfologicamente trata-se de um planalto cristalino, maturamente dissecado, composto por relevos de “mar de morros” e longas serras longitudinais. Suas altitudes decrescem para WSW, chegando a alcançar até 1300 metros, com amplitudes locais de relevo que atingem de 200 a 300 metros (Almeida, 1964).

Uma das principais características físicas do Planalto de Paraitinga são suas variações morfológicas, o que permitiu que este planalto fosse subdividido em 3 subzonas: 3 a-Morraria do Paraitinga, 3b-Morraria do Paraibuna e 3c-Serra de Natividade-Quebra-Cangalha (Ponçano *et al.* 1981).

A Morraria do Paraitinga (3a) é constituída por relevos de mar de morros, cujas morfologias são extensas, arredondadas e suavizadas, não apresentando relevos controlados por antigas estruturas.

Os relevos situados na Morraria do Paraibuna (3b) ocorrem na região do rio Paraibuna, apresentando morros com altitudes médias, rede de drenagem densa e ausência de planícies aluvionares. Seu sistema de relevo é caracterizado por morros paralelos, exceto nas proximidades do município de Paraibuna (SP), onde o relevo é formado por mar de morros, e junto às bordas do planalto temos a ocorrência de morrotes baixos (Ponçano *et al.* 1981). O sistema de relevos que separa as morrarrias do Paraitinga e Paraibuna é formado por um conjunto de serras alongadas que

representam o divisor de águas das duas grandes bacias hidrográficas (os rios Paraitinga e Paraibuna, respectivamente). As litologias predominantes neste compartimento geomorfológico são rochas granitóides que constituem o imenso batólito de Natividade, cujos limites são aproximadamente os mesmos da região serrana descrita. Estes limites coincidem com grandes falhas transcorrentes (a norte, o Falhamento de Taxaquara, e a sul o Falhamento de Natividade), que colocam em contato a região granítica com áreas migmatíticas (*op. cit.*).

Na porção norte do Planalto de Paraitinga, entre os municípios de Aparecida e Lorena (SP), situa-se os relevos que compõem a Serrania da Natividade e Quebra-Cangalha (3c). Esta serra é representada por relevos de escarpas festonadas e um degrau topográfico que separa a Morraria do Paraitinga da Morraria do Médio Vale do Paraíba.

5.2.5-Planalto Paulistano

O Planalto Paulistano corresponde a uma área de cerca de 5000 km² composto por morros e interflúvios com altitudes médias entorno de 715 a 900 metros, decrescendo suavemente de sudeste para noroeste (Ponçano *et al.* 1981). Em seu trecho centro-norte, aloja-se a bacia sedimentar de São Paulo, através da qual drenam as águas do rio Tietê e de alguns de seus principais afluentes. Na porção mais ao sul, o Planalto Paulistano faz limite brusco com as escarpas das serras do Mar e Paranapiacaba. A oeste confina-se com o Planalto de Ibiúna que se apresenta cerca de 100 metros mais alta, da qual se separa por degrau erosivo (Figura-9).



Figura-9: Seção morfoestrutural do Planalto Paulistano (Modificado de Almeida 1958 *apud* Ponçano *et al.* 1981).

Conforme a divisão proposta por Ponçano *et al.* (1981), as formas de relevo que constituem o Planalto Paulistano foram divididas em duas subzonas morfológicas, que na verdade são os produtos diretos do substrato litológico, onde tais morfologias se situam. Estas duas morfologias foram descritas como Morraria do Embu (1a) e Colinas de São Paulo (1b). A Morraria do Embu (1a) aparece particularmente na região sudoeste de Ribeirão Pires, com relevo com amplitudes mais altas a partir das escarpas da Serra do Mar.

As morfologias compostas pelas Colinas de São Paulo (1b) são caracterizadas pelo sistema de colinas mais rebaixadas denominadas como espigões locais, que se desenvolvem indistintamente sobre os sedimentos que compõem a bacia sedimentar e áreas pré-cambrianas próximas.

Na área próxima a região entre Guararema e Salesópolis (SP), foi denominado localmente de Planalto de Moraes por Campanha *et al.* (1994), por se tratar de um planalto mais elevado e constitui a área de nascente do rio Tietê.

O Planalto do Moraes parece integrar ou se parte integrante do Planalto Paulistano, como definido por Almeida (1964). Entretanto, tendo em vista que a área em análise é restrita, e associada ao importante divisor de águas Tietê-Paraibuna, não se pode descartar a hipótese de se tratar de um remanescente de uma fase erosiva anterior à instalação do Planalto Paulistano, ou seja, de um relevo cujos níveis topográficos superiores atingem altitudes relacionadas à posição da Superfície Sul-Americana soerguida. Em sua porção sudoeste, o Planalto do Moraes apresenta limite abrupto com a Província Costeira composta por escarpas festonadas de grande amplitude da Serra do Mar. Na direção nordeste, apresenta limite com o Planalto do Lourenço Velho, drenado pelos tributários do Rio Paraibuna, dá-se por meio de escarpa erosiva de cerca de 300 m. Na porção sul e sudeste, o profundo entalhamento produzido pelo Rio Pardo (Camburu) originou relevo de montanhas com vales profundos, em que os topos mais elevados preservam ainda altitudes localmente superiores a 1.200 m (Campanha *et al.* 1994).

5.3-Província Costeira

5.3.1-Planalto de Juqueriquerê

Regionalmente o Planalto de Juqueriquerê é formado por morros subnivelados com altitudes entre de 700-750 metros, colocado cerca de 200 metros abaixo do Planalto do Paraitinga e 500 metros abaixo em relação ao Planalto Paulistano. O Planalto do Juqueriquerê representa uma saliência costeira que foi destacada por Almeida (1964) e Fúlfaro *et al.* (1974), onde estes autores reconheceram a existência do falhamento de Camburu, limitando o Planalto do Juqueriquerê e sugeriram que sua origem foi em decorrência de abatimentos de blocos. Associado a estes processos tectônicos, Campanha *et al.* (1994) caracterizou a distribuição dos relevos do Planalto de Juqueriquerê em patamares. Esta configuração se torna mais evidente na região localizada entre Boiçucanga e a Serra do Dom, onde o forte entalhamento da rede de drenagem chega a isolar pequenos restos do planalto. Estes planaltos apresentam nivelamentos distintos que podem ser interpretados como o resultado de movimentação tectônica de blocos num padrão de *horst* e *gráben* (Campanha *et al.* 1994).

5.3.2-Serrania Costeira

A Província Costeira corresponde, segundo Almeida (1964), ao rebordo do Planalto Atlântico (Figura-8), compreendendo em sua maior parte uma região serrana contínua (Serrania Costeira) drenada diretamente para o mar, que próximo à costa cede lugar a uma seqüência de planícies. A Serrania Costeira é constituída pelas Serras do Mar e Paranapiacaba, as Serranias do Itatins, Ribeira e os Planaltos Interiores, que apresentam desníveis totais da ordem de 800 a 1200 metros de altitude com as baixadas litorâneas. Os limites desta província são bastante variáveis, enquanto que na região adjacente à Ilha de São Sebastião ela é estreita, com 20-40 km de largura, no vale do Ribeira este limite se desloca para o interior, penetrando até 170 km do litoral, graças à erosão remontante do Rio Ribeira de Iguape e seus afluentes. Segundo Hasui e Almeida (1978) o quadro geomorfológico é controlado estruturalmente e litologicamente;

enquanto que a bacia deste rio se aloja em terrenos essencialmente filíticos e xistosos do Cinturão Ribeira, os divisores entre afluentes e as bordas da bacia de drenagem são sustentados por rochas granitóides, quartzíticas e carbonáticas.

5.3.2.1-Serra do Mar

Esta subzona é constituída por escarpas festonadas e degraus topográficos. Os degraus topográficos por sua vez representam os planaltos situados em diferentes níveis altimétricos. Na porção sul da área de estudo, na região de Peruíbe (SP), as morfologias que compõem a Serra do Mar e do Paranapiacaba sofrem uma intensa dissecação decorrente da expansão da bacia do rio Ribeira de Iguape, descaracterizando completamente as morfologias que formam a Serrania Costeira.

5.3.2.2-Serra de Paranapiacaba

Geomorfologicamente corresponde à vasta zona de transição entre a Província Costeira e o Planalto Atlântico. Os relevos que compõem esta subzona morfológica são caracterizados por relevos com grandes amplitudes topográficas locais e um acentuado entalhamento da rede de drenagem formada pela bacia hidrográfica do rio São Lourenço.

Segundo Almeida (1964), a influência do substrato geológico na configuração das formas topográficas e da rede de drenagem é marcante. As principais serras são constituídas por granitos ou gnaisses graníticos, como exemplos, apresentam-se as serras do Bananal, Prainha e Itatins atingindo altitudes de 1300 metros. A atuação dos falhamentos transcorrentes mostra um importante papel no modelado do relevo, propiciando uma série de depressões topográficas e condicionamento de vales, o que chega muitas vezes a delimitar blocos litologicamente diferenciados, sobre os quais as unidades morfológicas também são distintas. A falha de Cubatão condiciona parte do traçado da rede de drenagem dos rios Ribeira de Iguape e Juquiá.

5.3.3-Morraria Costeira

A Morraria Costeira é uma extensa área de relevos arrasados, constituídos de morrotes e colinas que se destacam da planície costeira e das vastas planícies aluviais do trecho inferior do rio Ribeira de Iguape. Os limites desta zona a norte coincidem com a primeira ruptura regional de declividade, na passagem para o relevo montanhoso da Serra do Paranapiacaba.

Os relevos presentes na Morraria Costeira foram classificados por Ponçano *et al.* (1981) apresentando os seguintes tipos de morfologias: colinas isoladas, morrotes em meia laranja, morros paralelos e localmente morros com serras restritas.

5.3.4-Baixadas Litorâneas

Segundo Suguio (2003), as planícies costeiras são superfícies geomorfológicas deposicionais de baixo gradiente, formadas por sedimentação predominantemente subaquosa que margeiam corpos de água de grandes dimensões, como mar ou oceano, representadas comumente por faixas de terrenos recentemente (em termos geológicos) emerso e composto por sedimentos marinhos, continentais, flúvio-marinhos, lagunares, paludiais, etc, em geral de idade quaternária. Na região entre a Serra do Mar e o oceano, são constituídas em grande parte pelos aluviões e terraços marinhos que se fundiram no litoral com as areias trabalhadas pelo mar. Esses planos aluviais (várzeas) são geralmente compostos por sedimentos areno-siltíticos-argilosos e alúvio-coluvionares, provenientes do intemperismo das rochas das serras que circundavam a baía no período Quaternário (Holoceno).

6. AS DIFERENTES ABORDAGENS SOBRE A ORIGEM E EVOLUÇÃO DAS SUPERFÍCIES DE APLAINAMENTO NA SERRA DO MAR

6.1-Introdução

A maioria dos trabalhos realizados sobre a gênese e compartimentação das superfícies de aplainamento no Brasil oriental foram concebidas por meio do isolamento dos fatores (tectônicos e climáticos) que determinam a dinâmica e a evolução do relevo. Neste caso, a resposta sobre qual mecanismo é responsável pela elaboração e fragmentação de uma superfície erosiva acaba tornando-se muito difícil de identificá-lo. Uma probabilidade muito forte que se tem a respeito sobre este tema tão controverso é a associação dos períodos de instabilidade crustal registrados nesta parte da plataforma continental do sudeste do Brasil, principalmente durante o final do Cretáceo e início do Paleógeno, atuando como força motriz capaz de afetar profundamente a estrutura e os processos vinculados a este sistema que até então se encontrava em equilíbrio, propiciando a geração de morfologias com características particulares. Neste caso, avaliações sobre quais fatores são determinantes na compartimentação das morfologias existentes na Serra do Mar dependem das análises conjuntas sobre os dados de natureza qualitativa e/ou quantitativa, informações empíricas através dos trabalhos de campos, análises quantitativas por meio de datações absolutas (Termocronologia de baixa temperatura), e finalmente a integração de dados geomorfológicos, geológicos e termocronológicos comparando com os modelos evolutivos propostos. Deste modo, é possível realizar uma correlação entre os processos morfogenéticos e as evidências geomorfológicas indicativas de soerguimentos, subsidências e indícios de processos denudacionais pretéritos e recentes, que podem dar respostas relativas à evolução morfogenética da paisagem e sua contribuição nos sistemas deposicionais das bacias marginais.

6.2- Características Gerais sobre a geomorfologia da Serra do Mar

A Serra do Mar estende-se desde o estado de Santa Catarina (SC) até Campos no estado do Rio de Janeiro, representando morfologias escalonadas e escarpadas, que vem sofrendo uma intensa dissecação nos relevos na região sul do estado de São Paulo. Este setor é formado por vales que dissecam ligeiramente, isolando patamares, cujas altitudes decrescem em direção ao litoral. A Serra do Mar foi interpretada como um *front* dissecado de bloco falhado (Ruellan, 1944), devido aos padrões de falhamentos escalonados (Freitas, 1951), o que acabou gerando uma certa dificuldade na reconstituição das superfícies de erosão cíclicas a que este relevo esteve submetido.

Estudos sobre as feições morfológicas do leste brasileiro têm chamado a atenção, devido à ampla variedade e complexidade das paisagens que compõem a porção do relevo do sudeste brasileiro. De acordo com as características morfológicas dos relevos, estas apresentam uma grande variedade de aspectos morfológicos em função da multiplicidade de fenômenos geológicos, estruturais, tectônicos e climáticos em que estes foram submetidos ao longo do tempo geológico. Vários episódios de aplainamentos sucessivos se baseiam na combinação entre os processos erosivos e de sedimentação, onde parte de suas origens está relacionada a variações entre fenômenos tectônicos e climáticos (Moreira, 1965).

Nas últimas décadas os estudos geomorfológicos aprofundaram os conhecimentos sobre as relações entre os processos e as formas, em pequenas escalas e em curto período de tempo. No entanto, foram produzidos poucos trabalhos sobre as relações entre a gênese, a escala e como se processa a funcionalidade do relevo em longos períodos de tempo (Summerfield, 1991).

Os trabalhos pioneiros realizados nas décadas de 40 e 50, sobre os aspectos geomorfológicos no cenário brasileiro em sua maioria tem-se fundamentado nos princípios da teoria Davisiana (teoria do Ciclo Geográfico). Os trabalhos utilizaram a interpretação de sucessivos estágios de evolução do relevo, baseando-se no rebaixamento contínuo e a redução da declividade do terreno. Dentro desta proposta de ciclo evolutivo surgiram terminologias como níveis de erosão, superfícies de aplainamento, peneplanos, peneplanícies, relevo jovem, relevo maduro, relevo senil e

rejuvenescimento da paisagem, exemplificando o estágio evolutivo e a morfologia resultante do processo em andamento.

No caso do sudeste brasileiro, as superfícies de aplainamento começaram a ser objeto de estudo a partir dos trabalhos de Moraes Rego em 1932. Em seu trabalho o autor exemplifica a existência de um peneplano pós-cretácico e pré-pleistocênico, sendo provavelmente eocênico, o qual teve início o ciclo erosivo delineando a rede hidrográfica atual e a escarpa do planalto ocidental.

A partir da década de 50, a tectônica começa a ser empregada no modelado do relevo com o trabalho realizado por Freitas (1951). O autor procura explicar o relevo da Serra do Mar através da alternância de fases de epirogenese e peneplanação. Neste contexto Freitas (1951) coloca a existência de três ciclos erosivos, o mais antigo seria correlato ao período Mesozóico, sendo precedido por um soerguimento epirogênico e encerrando-se no Cretáceo, o que gerou um peneplano Cretáceo ou nível B. Após a geração deste peneplano, um novo movimento epirogênico positivo durante o período Terciário o que provocou a fragmentação do escudo brasileiro em blocos escalonados, muralhas, fossas e vales de afundamento.

Correlato ao pensamento empregado por Freitas (1951), King (1956), em seu ensaio sobre a geomorfologia do Brasil Central, faz uma recapitulação de ciclos erosivos que “reduziram as primitivas paisagens brasileiras à condição de aplainamento intenso ou ondulação suave, em escala que interessou a todo país”. Estes ciclos corresponderiam superfícies que se distribuem em diversos níveis no Brasil, que ainda hoje se manifestam, em graus diversos na configuração do relevo. O autor coloca como elemento fundamental para o desenvolvimento das morfologias brasileiras as vastas planícies produzidas pela denudação, durante o Cretáceo Inferior e o Terciário Médio, quando estas foram soerguidas, sendo posteriormente reduzida a um planalto dissecado pela erosão policíclica. Contrário a proposições de uma origem tectônica para as interrupções dos ciclos de aplainamentos colocadas por Freitas (1951) e King (1956), Bigarella e Ab' Sáber (1964) colocam que a ciclicidade é baseada principalmente nas alternâncias de fases climáticas. Para estes autores, as superfícies contemporâneas podem desenvolver-se sob a forma de alvéolos, apresentando-se em altitudes variadas,

evoluindo na dependência direta das soleiras mantidas pela rede de drenagem. Segundo Bigarella *et al.* (1965), estas superfícies contemporâneas não tem o caráter regressivo (remontante), como preconizado por King (1956), pois estas superfícies possuem uma interação sutil entre as profundas mudanças climáticas, deslocamentos de níveis de base locais e levantamentos crustais. Neste caso, os autores referem-se à atuação de dois conjuntos de processos morfogenéticos que atuam no modelado da paisagem. O primeiro conjunto, operante sob clima semi-árido, sendo representado pelos processos de morfogênese mecânica, promovendo uma degradação lateral da topografia. O segundo conjunto opera sob a ação de clima úmido, compreendendo a decomposição química, erosão linear e profunda dissecação da topografia.

A importância do tectonismo influenciando no modelado do relevo é retomada por Almeida (1964), ressaltando a importância dos desnivelamentos dos relevos em decorrência de episódios de tectonismo durante o Cenozóico. Após o soerguimento registrado durante Neocretáceo, um importante ciclo denudacional instalou-se formando a superfície de aplainamento Japi. A idade das superfícies de aplainamentos correlacionadas Japi (Almeida, 1964) e/ou Sul-Americana (King, 1956) foi inicialmente considerada neocretácea, sem excluir a possibilidade de que tenha continuado a evoluir durante o Cenozóico. Esta superfície erosiva é considerada balizadora do início da sedimentação nas bacias do *rift* (Almeida, 1976; 1983). Sua presença evidencia uma fase de erosão generalizada, atuante até o limite Cretáceo-Paleoceno (Riccomini et al, 2004), anterior à instalação do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (SRCSB) (Zalán e Oliveira, 2005). Durante o Eoceno-Oligoceno, período em que se precedeu a formação do SRCSB, esta sofreu desníveis, resultantes da deformação tectônica cenozóica de natureza tafrogênica e movimentos descensionais de bloco situada na plataforma continental da Bacia de Santos e limitada, a leste, por uma falha referenciada como Falha de Santos (Almeida e Carneiro, 1998) (Figura-10).

Posteriormente, foi admitida como eocênica, uma vez que teria existido anteriormente à subsidência tectônica do segmento central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) (Riccomini, 1989) e pelo fato de ter nivelado as intrusões alcalinas senonianas (Almeida, 1976, Almeida e Carneiro, 1998), particularmente na região do Triângulo Mineiro.

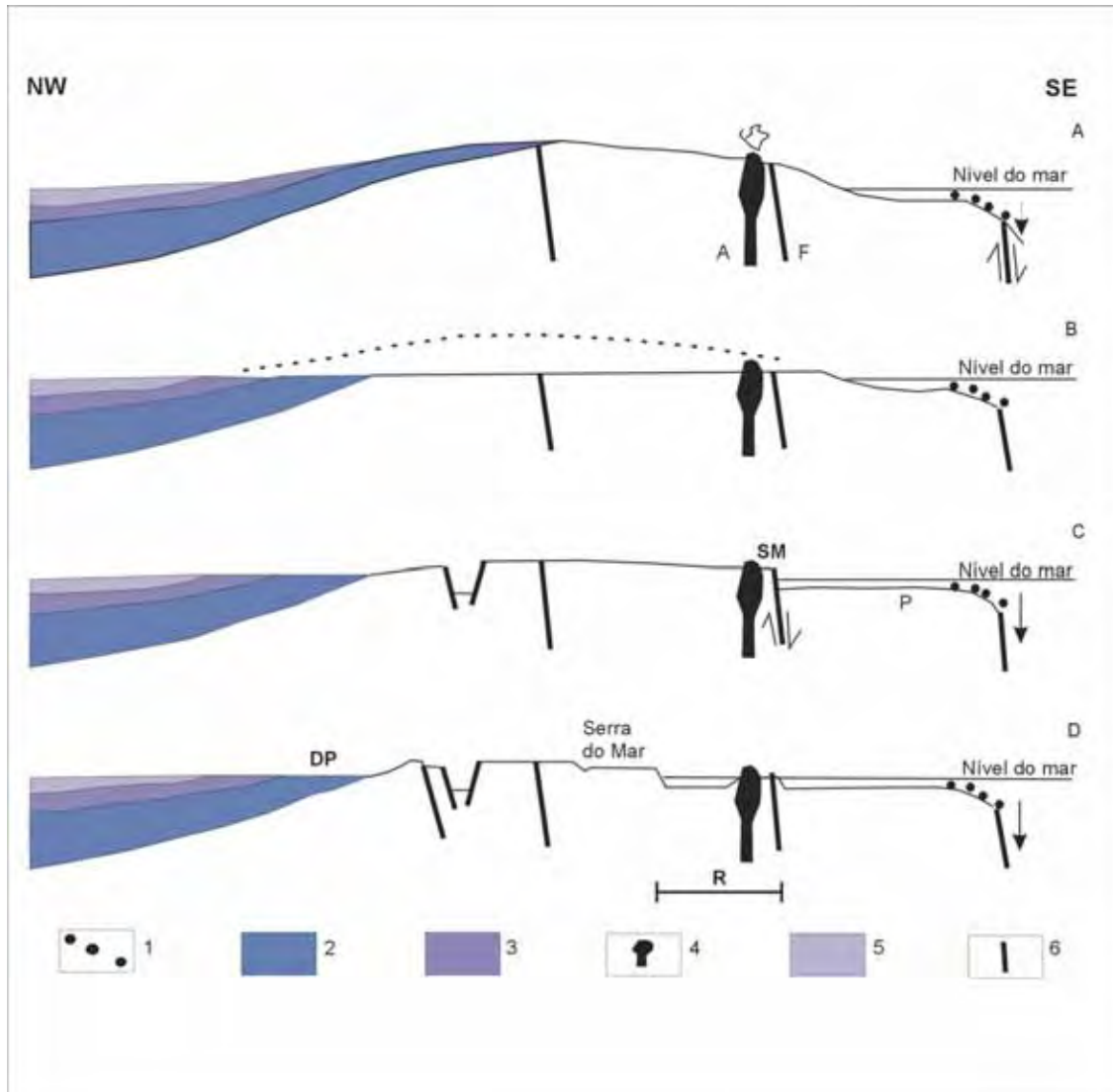


Figura-10: Esquema da origem e recuo da Serra do Mar, na região entre a Bacia do Paraná, no continente, e a Bacia de Santos, a sudeste. Estágios: A - Soerguimento senoniano erodido, causando deposição das bacias de Santos e do Paraná. Depósitos da Formação Santos indicados na primeira e do Grupo Bauru na segunda. Vulcanismo alcalino (A), Falha de Santos (F). B. Desenvolvimento da superfície de aplainamento Japi no final do Senoniano. C. Deformação da Superfície Japi no Paleoceno. Surge a Serra do Mar (SM) na Falha de Santos (F), o sistema de grábens continentais começa se desenvolver, na costa, a plataforma continental (P). D) recuo erosivo (R) da Serra do Mar para sua posição atual. A posição esquemática da Depressão Periférica é indicada (DP). Intrusões alcalinas sustentam as ilhas. Convenções; 1) Depósitos da Formação Santos, 2) Cobertura fanerozóica sotoposta ao basalto Serra Geral, 3) Formação Serra Geral, 4) Corpos alcalinos, 5) Grupo Bauru, 6) Falhas. (Modificado de Almeida e Carneiro, 1998).

7. A APLICABILIDADE DOS MODELOS DE EVOLUÇÃO DA PAISAGEM SOBRE AS MUDANÇAS NA DINÂMICA EVOLUTIVA EM MARGENS PASSIVAS

7.1-Introdução

No conhecimento geomorfológico encontra-se implícita a idéia de que o modelado terrestre evolui como resultado da influência exercida pelos processos morfogenéticos. As experiências em modelos reduzidos, por exemplo, a observação da ação marinha sobre as praias, a da ação pluvial sobre as vertentes, a do material carregado pelos rios são os pontos que assinalam a ativa esculturação das formas de relevo (Christofolletti, 1974).

Desde o início do século XX, aproximadamente a partir da década de 20, muitos pesquisadores vem interpretando o relevo do Planalto Brasileiro, especialmente a parte do sudeste do Brasil, como sendo o resultado (ou conseqüência) da elevação do continente Sul-Americano (Oliveira, 1922, Leme, 1930, Washburne, 1939, Moraes Rego, 1932, De Martonne, 1943, Ab' Saber, 1949, 1954, Freitas, 1951, King, 1956, Almeida, 1964). Estes autores introduziram os primeiros conceitos na geomorfologia sobre o soerguimento continental brasileiro, onde até então, era quase consenso que o soerguimento do Andes teria sido a principal causa do soerguimento, funcionando como um gigantesco sistema de montanhas jovens, dentro de um processo isostático, para com as velhas porções cristalinas e províncias gondwânicas do leste do continente (Ab' Saber, 1949). Para estes autores, o soerguimento tinha começado muito depois, e que o Oceano Atlântico era esboçado como uma grande massa aquosa intercontinental. Recentemente, trabalho relatando a influência do tectonismo na configuração dos relevos que compõem a plataforma Sul-Americana foi apresentado por Lima (1999), no qual o autor interpretou as grandes elevações como resultantes dos esforços de uma compressão tectônica regional com direção E-W, a que a Placa Sul-Americana vêm sendo submetida.

Durante longos períodos, o estudo dos processos geomorfológicos se basearam nos modelos qualitativos colocados através das concepções de William Morris Davis,

Lester King e John Hack. Após este período, novos modelos físicos e numéricos relacionados aos processos geomorfológicos começaram a explorar e simular os agentes envolvidos na formação do relevo, proporcionando novos meios de estudar a evolução da paisagem. Dentro deste período revolucionário, a teoria dos sistemas (Schumm e Lichthy, 1965) teve um importante papel na inserção da modelagem física nos estudos relacionados à geração dos relevos.

Com o advento da tectônica de placas na década de 60, a comunidade científica começaria a investigar as características físicas, principalmente em áreas ativas, avaliando quais seriam os processos envolvidos na esculturação do relevo.

Dentro deste contexto formaram-se dois tipos de modelos relacionados aos estudos de evolução da paisagem, os qualitativos e quantitativos, que podem ser aplicados por meio de ampla variedade de escalas espaciais e temporais (Pazzaglia, 2003), onde a organização destes modelos baseia-se no tipo e na forma em que os processos envolvem determinada paisagem.

Os modelos qualitativos são bem conhecidos pela maior parte dos geomorfológos, por meio das idéias pioneiras de W. M. Davis (1889, 1899) em seu modelo do Ciclo Geográfico. A partir da segunda metade do século XX, o nascimento de modelos físicos e uma maior atenção voltada aos estudos relacionados aos processos, em particular aqueles relacionados a parâmetros hidrológicos (Horton, 1945) e a geomorfologia fluvial (Leopold *et al.* 1964), propiciaram o crescimento de estudos interdisciplinares, o que permitiu a aproximação entre os modelos qualitativos e quantitativos.

A aplicação dos modelos qualitativos nos estudos geomorfológicos tende a descrever a evolução a longo prazo das paisagens nas regiões continentais, focalizando as modificações no tamanho e na forma. Estes modelos não se baseiam nos princípios físicos (medidas das taxas de erosão, por exemplo), ao contrário, são baseados em observações empíricas, descrevendo todos os componentes que formam a paisagem, por exemplo, as formas das vertentes (côncavo-convexa), o grau de intemperismo e distribuição do regolito ao longo da vertente, a disposição e forma dos canais fluviais, que irão determinar qual processo climático e/ou tectônico está mais atuante na área.

Os modelos numéricos, por sua vez, são construídos por meio da modelagem

matemática, o que possibilita a reconstrução a longo prazo dos processos que influenciaram na formação do relevo, porém de uma maneira bem mais simples em relação à complexidade dos processos que podem ter interagido para gerar os processos endógenos envolvidos na formação de relevos. No entanto, os modelos numéricos mais complexos, que envolvem informações sobre os parâmetros superficiais (erosão), subsuperficiais (geofísica) e o período cronológico da formação dos relevos tem possibilitado uma melhor compreensão sobre os processos morfogenéticos que atuam na esculturação da paisagem a longo prazo (Pazzaglia, 2003; Summerfield, 2005, Bishop, 2007).

As correlações entre os modelos qualitativos e numéricos propiciaram uma melhor visualização sobre os processos morfogenéticos vigentes na paisagem. Baseando-se nesta correlação entre os modelos qualitativos e quantitativos, serão apresentados alguns modelos de evolução da paisagem utilizados atualmente no âmbito dos estudos geomorfológicos, juntamente com dados quantitativos, no nosso caso, envolvendo a termocronologia de baixa temperatura, os traços de fissão e a sistemática (U-Th)/He em apatitas.

7.2-Interação entre os Processos Superficiais e Geodinâmicos

O modelo que envolve os processos erosivos, tectônicos e/ou isostáticos para a evolução da paisagem foi proposto por Molnar e England (1990), em áreas ativas, onde a atuação dos processos superficiais condicionados pelo clima possui papel fundamental para controlar os efeitos das deformações tectônicas nestas áreas. A premissa que os processos superficiais podem condicionar os processos geodinâmicos não é nova. King (1953) salientou que as gerações de relevos em ambientes de margem passiva podem ser causadas devido a soerguimentos epirogenéticos, causados pelo descarregamento erosional ocorrido no *front* do escarpamento.

A idéia central é que os processos superficiais e geodinâmicos podem ser ilustrados pelo modelo isostático de *Airy*, onde a topografia é sustentada por uma crosta de baixa densidade que se sobressai de dentro do manto (Figura-11). O modelo isostático de *Airy* recupera aproximadamente 80 % da massa retirada pela erosão,

representando uma coluna de rocha de 5 km de espessura, sendo esta consumida, o que reduz a média da elevação em quilômetros (Molnar e England, 1990).

A maneira em que as cadeias de montanhas respondem a esta compensação isostática não é uniforme e isto ocasiona diferenças nas taxas erosivas ao longo destas morfologias. Esta diferenciação nas taxas erosivas deve-se à alta concentração de erosão nas áreas de interflúvios, enquanto que nos fundos de vales a erosão ocorre de maneira mais atenuada (Figura-11) (Burbank e Anderson, 2001).

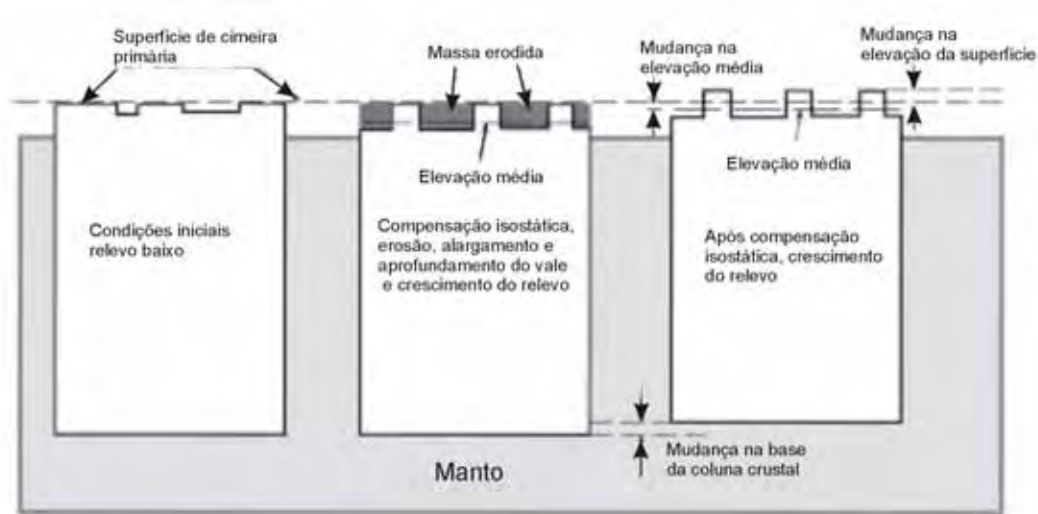


Figura-11: Modificações na elevação do relevo variam de acordo com a descarga isostática, em resposta às taxas de erosão em diferentes partes do relevo (Compilado de Burbank e Anderson, 2001).

As reações entre os processos vão além de uma consideração simples de soerguimento de uma superfície por isostasia. Além deste efeito de compensação isostática, as interações entre os processos superficiais e geodinâmicos podem ocasionar situações em que os efeitos climáticos acabam exercendo o papel principal no desenvolvimento e controle de morfologias situadas principalmente em áreas ativas, como no caso do Himalaia (Beaumont *et al.* 1992; Brozovic *et al.* 1997; Hoffman e Grotzinger, 1993; Hovius, 2000; Willett, 1999 e Zeitler *et al.* 2001; Thiede *et al.* 2004). Em áreas passivas, principalmente no sudeste do Brasil, destacam-se os trabalhos de Asmus e Porto, 1980; Macedo, 1990; Chang *et al.* (1992). No continente australiano destacamos a atuação de processos de retração de escarpa acompanhada por rebaixamento dos planaltos (Persano *et al.* 2002). Trabalhos realizados por Cockburn *et al.* (2000) utilizando

análise de traços de fissão em apatitas e isótopos cosmogênicos demonstraram que as taxas de erosão são muito baixas no continente australiano. Dentre os modelos qualitativos será destacado o modelo de isostasia flexural e retração de escarpa.

7.3-Modelo de Isostasia Flexural

De acordo com Weissel e Karner (1989) (Figura-12), os relevos que compõem áreas de margem passiva compreendem uma feição morfoestrutural, onde esta gera um mecanismo capaz de causar o soerguimento permanente dos flancos do *rift* por meio de uma resposta (*rebound*) flexural isostática da litosfera, causado pelo descarregamento mecânico originado durante o evento distensivo. A litosfera, como as rochas, mostra a existência de um componente elástico linear que permite à rocha retornar ao seu estado indeformado, após a retirada da carga, isto se não houver nenhuma deformação permanente. Este componente elástico é denominado de rigidez flexural (D), ou seja, ela apresenta a capacidade de retornar à sua configuração anterior quando sofre descarregamento erosional, mesmo que sofra uma deformação anelástica regional (Gunn, 1948 *apud* Karner, 1990). Tal evento ocorre devido à remoção de uma carga superficial, resultando em um desequilíbrio de forças, ocasionando desta maneira mecanismos de reajustes isostáticos. Com o decorrer do tempo geológico, instala-se um *front* erosional que progride em direção ao continente, acarretando um recuo ou migração de escarpa. Com o rejuvenescimento da topografia, propiciado pelo recuo das escarpas, inicia-se um novo regime erosional, fornecendo detritos que vão sendo acumulados nas bacias marginais.

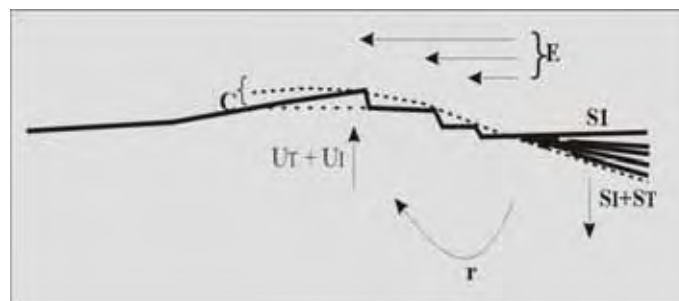


Figura-12: Fatores tectônicos controladores da evolução morfológica a longo prazo em margens continentais passivas. Legenda: U_T = soerguimento termal, U_I = soerguimento isostático associado ao alívio de carga em decorrência dos processos denudacionais; S_T = subsidência termal; S_I = subsidência isostática associada ao acúmulo sedimentar; r = rotação da margem em função de U_I e S_I ; E = processo de retração de escarpas relacionados ao rejuvenescimento episódico e/ou estruturalmente controlado; C = topografia gerada por vulcanismo e intrusões associadas ao rifteamento (Modificado de Thomas e Summerfield, 1987).

7.4-Modelo de Retração de Escarpa

Nas considerações propostas por Thomas e Summerfield (1987), os processos decorrentes após a instalação da nova margem continental geram os grandes escarpamentos que perfazem a totalidade da linha costeira, onde estes podem se originar obedecendo as seguintes etapas evolutivas conforme os modelos propostos por Gilchrist e Summerfield (1990), Gilchrist *et al.* (1994), (Kooi e Beaumont, 1994):

- a) Os escarpamentos são semi-paralelos à linha costeira existente atualmente (Gilchrist e Summerfield, 1994);
- b) Nas áreas de costa, a drenagem é paralela à linha costeira e perpendicular ao escarpamento; quando a região é mais elevada, a drenagem atinge um padrão mais complexo (Gilchrist e Summerfield, 1994);
- c) A evolução do novo padrão da rede de drenagem *sin-rift* drena em direção aos flancos do *rift*, formados por canais fluviais íngremes, alinhados e perpendiculares à nova linha de costa. As atividades tectônicas posteriores acabam gerando rupturas no nível de base, promovendo a rápida incisão e crescimento das nascentes, ocasionados pela retração da cabeceira de drenagem, tais processos geram um rejuvenescimento contínuo dentro deste setor formado por morfologias íngremes. Alguns fatores adicionais, especialmente variações no estilo tectônico ao longo dos eixos da bacia, podem modificar o padrão da rede de drenagem primário (Gilchrist *et al.*1994) (Figura-13a);
- d) A rápida incisão no exterior das nascentes conduz a uma alta taxa de denudação e soerguimento isostático, sendo este conseqüentemente superior nas nascentes do lado da linha de costa. Os sistemas de drenagem defletidos, situados no interior continental das margens ascendentes podem correr paralelos à margem continental (Gilchrist *et al.*1994) (Figura-13b);
- e) A incisão dos rios nas bacias de captação divide e retrai os sistemas de drenagem em direção ao interior do continente. Este padrão de drenagem conduz a um crescimento e aumento da competição entre os sistemas de drenagem vizinha, com capturas das regiões mais elevadas adjacentes a estas bacias de captação (Gilchrist *et al.* 1994) (Figura-

13c). No caso de algumas camadas apresentarem resistência quando expostas em diferentes elevações, isto pode ser a indicação de uma ruptura isolada no nível de base ou uma resistência litológica (Figura-13d).

Em uma escala mais ampla, os escarpamentos são feições comuns em margens passivas que possuem grandes elevações. Como exemplos podemos citar a áreas que perfazem o sudeste Africano, a porção leste do Brasil, o oeste da Índia e o Mar Vermelho (Gilchrist e Summerfield, 1994). Estes escarpamentos algumas vezes chegam a atingir 1 km de altura e prolongar-se por centenas de quilômetros ao longo da linha costeira, geralmente separada por relevos mais baixos.

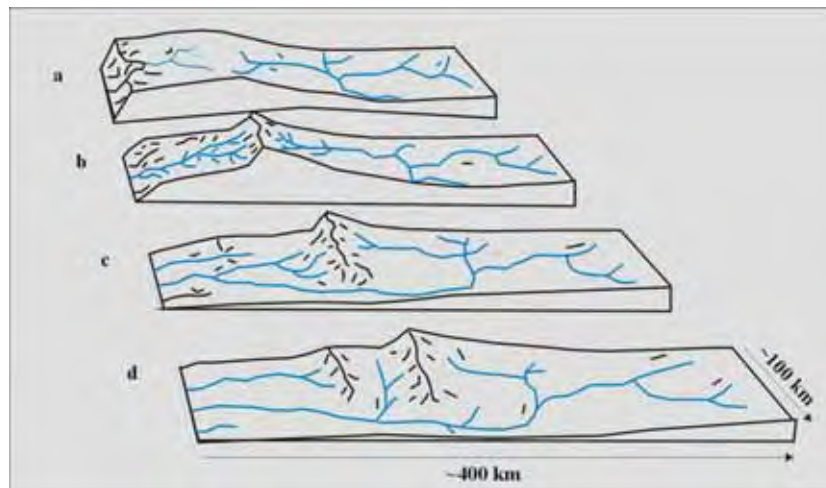


Figura-13a, b, c e d: Revisão conceitual do modelo de evolução da paisagem da margem de *rift* no sudeste Africano mostrando a evolução morfológica do padrão da rede de drenagem. Sin-*rift*. (b) Algum tempo após o rifteamento. (c) Abertura da margem soerguida pela ação erosiva da rede de drenagem. (d) Desenvolvimento de patamares no relevo devido à resistência litológica frente aos processos denudacionais (Modificado de Gilchrist *et al.* 1994).

7.5-Modelos Numéricos

Os modelos numéricos descrevem a evolução da paisagem representada através de modelos matemáticos, que simulam a integração dos diversos processos (físicos, químicos, biológicos) em diversas escalas evolutivas das paisagens.

Os modelos numéricos buscam alternativas em relação aos modelos qualitativos, que muitas vezes podem apresentar erros nas observações empíricas. Tais modelos

facilitam a escala de observação individual ou em grupo dos processos que envolvem os relevos que podem ser utilizados para testar a validação dos modelos qualitativos empíricos, frente aos processos morfogenéticos relacionados à evolução da paisagem, e prever possíveis modificações futuras na paisagem, usando o modelo numérico inicial. Contudo, interpretações errôneas podem ser concebidas se os limites entre os diferentes processos que compõem uma determinada paisagem não foram previamente identificados e definidos (Pazzaglia, 2003).

Dentro dos estudos relacionados aos modelos numéricos sobre os processos que atuam na paisagem o de Beaumont *et al.* (2000) desempenhou um papel muito importante em sua tentativa de categorizar os modelos numéricos baseados na complexidade da evolução das paisagens. Neste estudo foram elaborados três tipos de modelos numéricos: os modelos representativos, processos múltiplos e a interação entre os processos superficiais e geodinâmicos.

Todos os modelos numéricos enfatizam a mesma representação dos processos erosivos na paisagem, explicitamente ou implicitamente como um componente-chave na evolução de paisagem; tratando a erosão de maneira proporcional ao relevo local e/ou relevo médio, ou de acordo com o seu gradiente hidrológico local.

O cálculo para estabelecer a erosão média de determinado relevo na maioria dos estudos realizados, tem por base o cálculo do transporte dos sedimentos em suspensão nas principais bacias de drenagem, juntamente com períodos de desestabilidade dos relevos adjacentes associados a soerguimentos epirogenéticos (Ahnert, 1970; Ruxton e Mcdougall, 1967; Ohmori, 2000). Outra característica comumente compartilhada pelos modelos numéricos é o conceito de tempo de resposta da paisagem. Esta formalização numérica do tempo de resposta foi colocada por Bull (1991), e deve-se ao comportamento da paisagem frente aos processos que geraram a perturbação inicial dentro do sistema que envolve a morfologia. O tempo de resposta irá variar conforme a escala do sistema em que os processos climáticos, erosivos e tectônicos estão atuantes.

7.6-Modelos Representativos

A premissa dos modelos representativos na paisagem segundo, Beaumont *et al.* (2000) segue a altitude da topografia atual, estabelecendo posteriormente um relevo ou

topografia média em cima desta morfologia a ser analisada, e não discrimina a variedade dos processos que podem afetar na redistribuição das formas do relevo. Ao contrário do modelo de processos múltiplos, este isola e representa todos os processos que contribuem para a redistribuição das formas na topografia, por meio de equações matemáticas individuais para cada processo a ser analisado (Howard *et al.* 1994; Whipple e Tucker, 1999). Uma das perspectivas futuras de aprimoramento dentro deste modelo é a união entre os modelos de processos múltiplos com os modelos geodinâmicos de deformação da crosta terrestre, com o intuito de gerar um modelo mais realístico sobre as interações entre os processos geodinâmicos e superficiais.

Vários modelos de evolução da paisagem utilizam a relação entre a taxa de erosão e relevo para resolver o balanço entre soerguimento, evolução média da elevação, e deformação flexural da litosfera (Moretti e Turcotte, 1985; Stephenson, 1984; Stephenson e Lambeck, 1985, Weissel e Karner, 1989). Tais modelos foram criticados quando foram aplicados em regiões que representam cunhas acrescionárias para tentar estabelecer um relevo médio na área (Dahlen e Suppe, 1988), pois além dos componentes erosivos superficiais atuando sobre tal morfologia (Ahnert, 1984; Slingerland e Furlong, 1989), a atuação de uma estrutura termal seria outro fator contribuindo para a remoção de espessas camadas da coluna crustal na área (Batt, 2001; Stüwe *et al.* 1994; Zhou e Stüwe, 1994).

Os modelos representativos de evolução da paisagem não são projetados para levar em consideração a variedade dos processos envolvidos, como a erosão e a tectônica, e o tempo de modificações sofridas na paisagem, mas apenas a exploração das relações em escalas relativas entre o relevo médio, e a propagação dos processos climáticos/ e ou tectônicos neste relevo.

7.7-Modelo de Processos Múltiplos na Paisagem

O modelo de processos múltiplos na paisagem considera dois ou mais processos morfogenéticos interagindo mutuamente, o que proporciona modelos de paisagens mais realísticos. Matematicamente o modelo descreve os processos que ligam as descrições matemáticas em conjunto com os fatores que compõem a paisagem, como o tipo de rocha, clima e tectônica, e prediz o efeito destes elementos na evolução da

paisagem (Slingerland *et al.* 1994).

Este modelo de evolução da paisagem diferencia-se do modelo representativo, pois simula todos os processos e parâmetros físicos envolvidos, enquanto que os modelos representativos comparam as relações entre os processos em um relevo médio, não abordando como um sistema geomorfológico.

Dentro do modelo de processos múltiplos na paisagem são reconhecidas duas gerações de evolução da paisagem. O primeiro modelo de processos múltiplos inclui tentativas de capturar matematicamente o desgaste das rochas em seu leito rochoso, a evolução da vertente, o transporte de sedimentos, e a incisão dos canais fluviais (Ahnert, 1976, 1987; Gregory e Chase, 1994; Kirkby, 1986; Musgrave *et al.* 1989; Willgoose *et al.* 1991). O segundo modelo explora especificamente as interações mais amplas e complexas entre processos introduzindo, por exemplo, as perturbações climáticas (Tucker e Slingerland, 1994) e a migração da drenagem, amplamente colocados nos processos de evolução de relevos em margens passivas (Kooi e Beaumont, 1994).

O princípio físico básico do modelo de processos múltiplos é a conservação da massa do relevo. As taxas da massa do relevo dentro e fora dos modelos representados por células são controlados pela atuação dos processos morfogenéticos (Figura-14). Estas células sofrerão todos os processos morfogenéticos associados à tectônica e erosão.

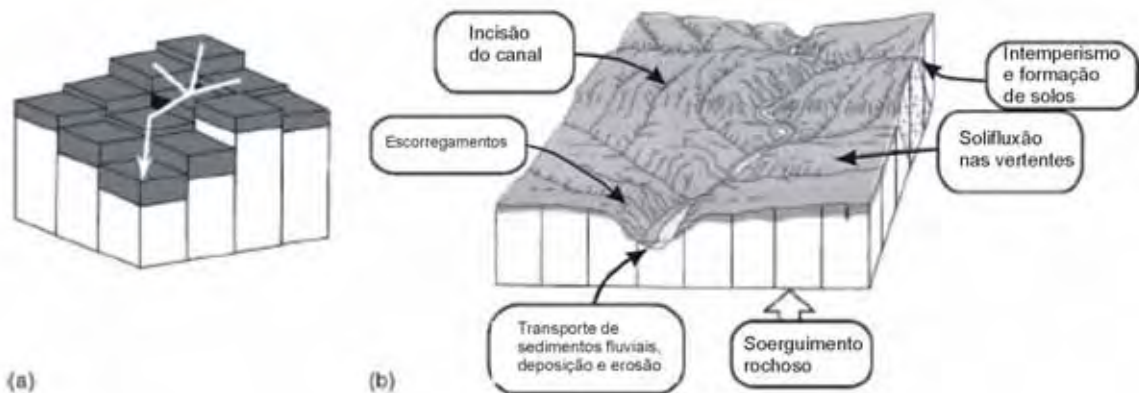


Figura-14: Esquema (a) ilustra um conjunto de células dispostas matematicamente, o fluxo é dirigido para baixo, seguindo os caminhos mais íngremes entre células retilíneas e (b) os processos principais que são representados matematicamente em modelos de evolução da paisagem (Compilado de Tucker e Slingerland, 1994).

7.8-Modelos de interação entre os processos superficiais e geodinâmicos

O modelo de interação entre os processos superficiais e geodinâmicos coloca que a evolução topográfica da superfície terrestre está inteiramente relacionada com as deformações ocorridas na litosfera (Beaumont *et al.* 2000).

Em sua concepção básica, este modelo poderia ser correlacionado aos processos de compensação isostática, devido ao alívio de carga em seus níveis mais elevados e retirada de material rochoso em decorrência dos processos erosivos. Entretanto, os modelos que realmente estão associados com a interação entre os processos superficiais e geodinâmicos, envolvem uma diversidade de fatores que podem ser relacionados à geometria e cinemática da deformação do material crustal. A mecânica decorrente dos processos tectônicos deve ser investigada dentro da dinâmica de cada área a ser analisada, tanto em margens ativas, como em margens passivas.

Exemplos de modelos qualitativos, como o modelo de retração de escarpa foi utilizado para investigar a evolução da paisagem a longo prazo em ambientes de margem passiva (Kooi e Beaumont, 1994). Embora este modelo envolva o soerguimento cinemático, a erosão superficial não é o elemento principal que irá influenciar diretamente na taxa de soerguimento. Embora os processos superficiais sejam relacionados a declives gerados por elevação tectônica, as interações entre eles não são consideradas.

O modelo geodinâmico assume o comportamento de um sistema linear, com elevações cinemáticas simétricas dentro de cada tipo de morfologia. O tempo de resposta da paisagem irá depender do clima, do tipo de rocha, e a escala espacial do tectonismo. As rochas com menor resistência frente ao intemperismo irão diminuir o tempo de resposta. A proporção entre o tempo e a escala espacial do tectonismo, e o tempo de resposta da paisagem será usada para modelar a resposta topográfica frente a estes agentes modeladores (Figura-15). O sistema mantém um fluxo constante (Willett e Brandon, 2002), onde a paisagem possui um estado de equilíbrio dinâmico, embora o tempo de soerguimento tectônico e a topografia acusem a falta de estabilidade (Figura-15a). Este tipo de evolução da paisagem se aproxima do modelo qualitativo de evolução da paisagem proposto por Hack (1960). Se a escala de tempo do soerguimento tectônico

é o mesmo em relação ao tempo de resposta da paisagem, a erosão máxima da paisagem ocorre depois do soerguimento tectônico máximo (Figura-15b). Em situações reais, isto se traduz em um aumento rápido na remoção de material, seguido pelo estabelecimento de encostas íngremes, e finalmente uma sistemática redução das taxas de erosão nas encostas e rebaixamento dos interflúvios (Pazzaglia, 2003). Este tipo de evolução da paisagem aproxima-se do modelo qualitativo de Penck (1924). Um dos mais intrigantes componentes do modelo de Penck é o atraso entre a elevação máxima, a tectônica e erosão. O tempo de atraso neste modelo em anos pode corresponder a milhões ou dezenas de milhões de anos em verdadeiras paisagens, dependendo da amplitude topográfica e o tempo de resposta da paisagem. Estes atrasos nas escalas temporais têm importantes implicações na datação de eventos tectônicos em orógenos. Se a escala de tempo do soerguimento tectônico é muito mais curta do que o tempo de resposta da paisagem, a paisagem não irá registrar de imediato este desequilíbrio dinâmico (Figura-15c). E finalmente se o soerguimento tectônico é menor em relação à resposta da paisagem, as morfologias apresentarão um decréscimo exponencial da elevação média do relevo (Figura-15d).

A relação entre os diferentes modelos é usada para investigar as inter-relações entre os processo superficiais e geodinâmicos (Barry, 1981; Beaumont *et al.* 1992; Koons, 1989; Willett, 1999; Willett *et al.* 2001).

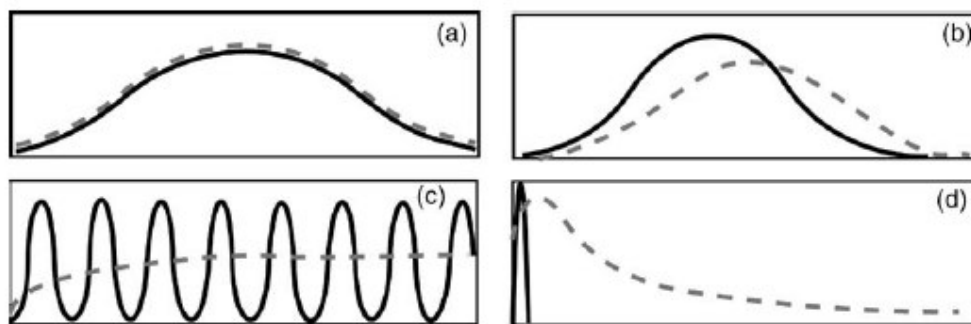


Figura-15: A resposta erosional (linha quebrada, cinza) o soerguimento tectônico (linha sólida, preta) em um modelo de paisagem se a resposta do tempo da paisagem é mais rápido do que a escala de tempo do soerguimento tectônico, (b) aproximadamente a mesma escala de tempo do soerguimento tectônico, (c) mais lento do que na escala de tempo, referente ao soerguimento tectônico, e (d) pouca atividade tectônica (Modificado de Beaumont *et al.* 2000).

7.9-Modelos Numéricos Termiais

Os modelos numéricos termiais são utilizados para explicar dados geotérmicos e geocronológicos, onde geralmente assume-se que as curvas referentes às isotermas sejam superfícies planares em profundidade. Desta maneira é possível inferir taxas de exumação com base em dados termocronológicos. Contrariando todos os efeitos bidimensionais e tridimensionais que compõem uma determinada paisagem, esta suposição é válida para terrenos montanhosos, onde as isotermas distribuem-se em áreas mais profundas da crosta, ao contrário se comparada com a amplitude da superfície topográfica, neste caso as isotermas acompanham a topografia.

A principal característica da escala de comprimento (profundidade da superfície) deve-se a interpretação de dados termocronológicos de baixa temperatura. Por exemplo, se a taxa de erosão de uma rede de montanhas é estimada levando-se em consideração a relação entre as idades *versus* elevação da amostra (Gleadow e Fitzgerald, 1987; Armstrong *et al.* 2000), as taxas de erosão obtidas nas superfícies dos fundos de vale serão superestimadas (Stüwe *et al.* 1994).

Para a realização destes estudos é importante entender a distribuição das isotermas em profundidade. Anteriormente os estudos preocupavam-se basicamente com a distribuição da temperatura em subsuperfície, e conotando a ausência de erosão (Roberts e Burbank, 1993). Posteriormente esses modelos abordaram a questão erosiva, onde esta pode acelerar a evolução do relevo a longo prazo (Stüwe *et al.* 1994), e detectar quais foram os agentes morfogenéticos em escala temporal que contribuíram para a evolução do relevo (Mancktelow e Grasemann, 1997).

A principal limitação atual destes modelos é a suposição de que a topografia sofre apenas rebaixamento vertical durante a erosão. Estudos demonstraram que as modificações ocorridas na topografia a longo prazo (Frisch *et al.* 1998), e a incisão fluvial não ocorrem só verticalmente, mas também lateralmente (Figura-17), como por exemplo temos a atuação da erosão assimétrica da rede de montanhas em margens ativas e passivas, o que acaba gerando morfologias escarpadas paralelas a incisão fluvial (Steckler e Omar, 1994; Willet, 1999, Willet e Brandon, 2002, Thiede *et al.* 2005).

O modelo numérico termal pode ser usado para descrever os efeitos térmicos sobre uma topografia erodida com rebaixamento vertical e deslocamento lateral. Este

modelo possui extrema relevância quando aplicado conjuntamente com métodos termocronológicos de baixa temperatura que podem ser usados para estimar o tempo de passagem pela isoterma abaixo de 100°C (House *et al.* 1998, Zeitler, 2000).

Um dos principais parâmetros utilizados dentro dos modelos térmicos numéricos é o comportamento da topografia ao longo do tempo geológico. Neste modelo, a topografia assume um estado constante, ou seja, as formas de relevo comportam-se de maneira independente do tempo. A topografia está em um estado constante, pois não está sendo erodida. Contudo se ocorrer modificações laterais na taxa de denudação vertical, o estado constante da topografia se deslocará lateralmente. Isto pode ser descrito pelos componentes da constante vertical e horizontal que descrevem o deslocamento da superfície topográfica em relação às rochas (Figura-16).

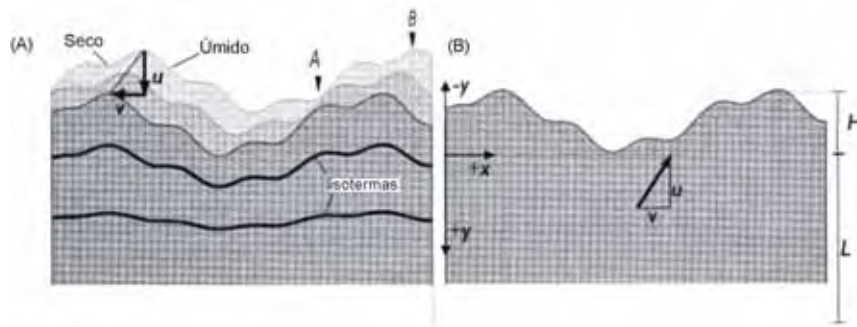


Figura-16: Condições de limite e escolha do sistema de coordenadas. (a) A topografia apresenta média incisão vertical (u) e lateral (v). (b) a erosão é descrita pelo levantamento da advecção do material. Notar que u e v são constantes, as taxas de remoção vertical na seção A e B (simbolicamente chamadas de úmido e seco) são diferentes. A topografia mostra a superposição de dois períodos de ondulação, com uma pequena onda de 1/4, com comprimento de onda e amplitude principal do comprimento de onda (Modificado de Stüwe e Hintermüller, 2000).

O componente vetorial vertical é chamado de taxa de incisão (ou taxa de advecção vertical u) e o componente vetorial horizontal é chamado de migração ou deslocamento da taxa de advecção lateral (v) (Figura-16). A taxa de incisão aqui descrita refere-se ao rebaixamento vertical que corresponde à taxa de erosão vertical calculada através da média topográfica.

Os comportamentos dos componentes erosivos verticais e horizontais, u e v respectivamente, em uma topografia em estado constante, são os mesmos em todos os

pontos da topografia, isto faz com que as drenagens se dividam e se entalhem verticalmente, deslocando-se lateralmente em uma taxa constante.

Alguns fatores físicos como o tipo de clima (seco ou úmido) afeta a taxa de erosão vertical. Pesquisadores (Steckler e Omar, 1994; Kooi e Beaumont, 1994, Thiede *et al.* 2004, 2005) demonstraram que as variações na taxa de erosão vertical são ocasionadas pela precipitação diferencial ao longo da topografia, que influenciam na distribuição da rede de drenagem. Outro fator que interfere na taxa de erosão vertical é a diferença na amplitude topográfica. Por exemplo, em ambientes de margem passiva, a diferença altimétrica entre o topo da zona de escarpamento e a planície costeira acelera o processo de erosão regressiva (Figura-17c), o que acaba gerando um forte entalhamento vertical do relevo em margens passivas.

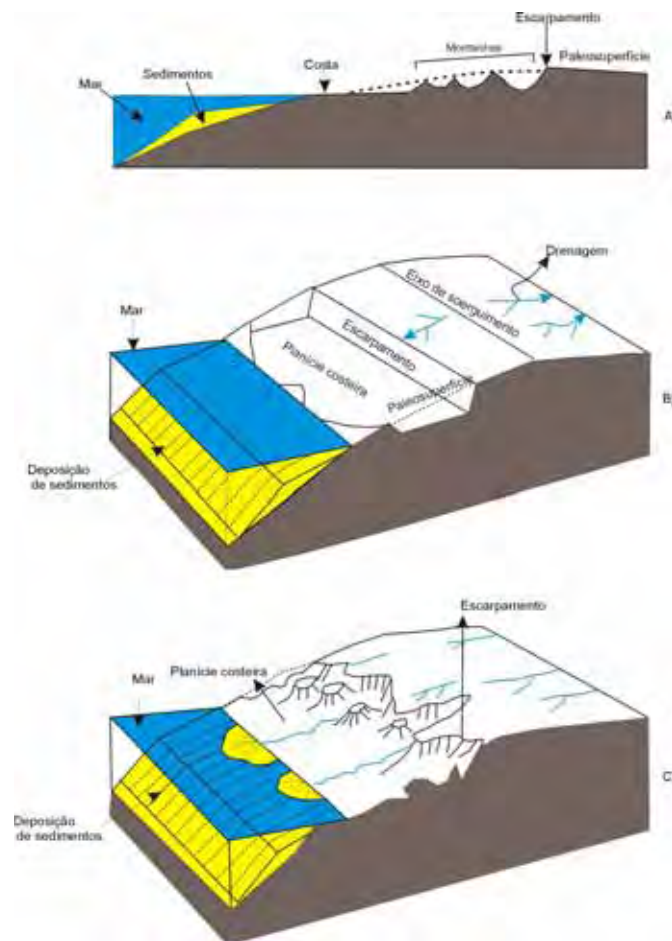


Figura-17: Representação esquemática do modelo de denudação proposto por Ollier e Pain (1994). Modificado de Ollier e Pain (1994).

7.10-Modelo de Quantificação da Exumação e sua Implicação para o Modelo de Desenvolvimento da Paisagem a longo prazo

7.10.1-Introdução

Este modelo numérico proposto por Braun (2002a) utiliza diferentes parâmetros para resolver a equação de transferência de calor na litosfera na zona de passagem entre o soerguimento e erosão, incluindo os efeitos da amplitude topográfica e a superfície topográfica ao longo do tempo. Estas modificações na topografia ao longo do tempo são mostradas na inclinação entre a relação idade *versus* altitude (RIA), obtidas por meio de métodos termocronológicos de baixa temperatura, que fornecem informações sobre a taxa de exumação média, forma da superfície topográfica, e a taxa de mudança na forma de relevo em superfície.

Estes resultados demonstram que termocronômetros de baixa temperatura são boas ferramentas para o estudo das taxas de evolução da paisagem em uma ampla variedade de ambientes tectônicos e geomorfológicos.

Áreas que foram afetadas por soerguimento tectônico no passado ou no presente estão sujeitas à erosão mais intensa. Isto conduz a uma exumação e resfriamento da rocha (Braun, 2002a). Este resfriamento têm sido documentado por meio de datações termocronológicas que estimam o tempo em que um determinado mineral passa através da sua temperatura de fechamento. Alguns pesquisadores, Gleadow *et al.* (1987), Brown *et al.* (1994); Braun, (2002a, b) colocam que as rochas situadas na superfície foram exumadas antes de atingir a temperatura de fechamento, ao contrário do acontece com as rochas situadas próximas ao fundo de vale (Figura-18A). A espacialização destas superfícies de topo e fundo de vale podem ser cartografadas através do mapeamento destas morfologias. De acordo com Braun (2002a), a diferença no tempo é mais elevada para sistemas com temperaturas mais elevadas (Figura-18A), do que para os sistemas de baixa temperatura (Figura-18B). Isto se deve à perturbação térmica causada pela diminuição exponencial da superfície topográfica com a profundidade (Turcotte e Schubert, 1982). A amplitude desta perturbação pode ser parametrizada pela deflexão vertical da isoterma correlacionada com a temperatura de fechamento dentro da amplitude da superfície topográfica. Como mostrado na figura-18B, este parâmetro é

chamado de proporção α . Na porção mais profunda da crosta, as isothermas não são afetadas pela superfície topográfica, sendo $\alpha = 0$, enquanto que nas proximidades da superfície topográfica, as isothermas seguem exatamente esta superfície, sendo $\alpha = 1$.

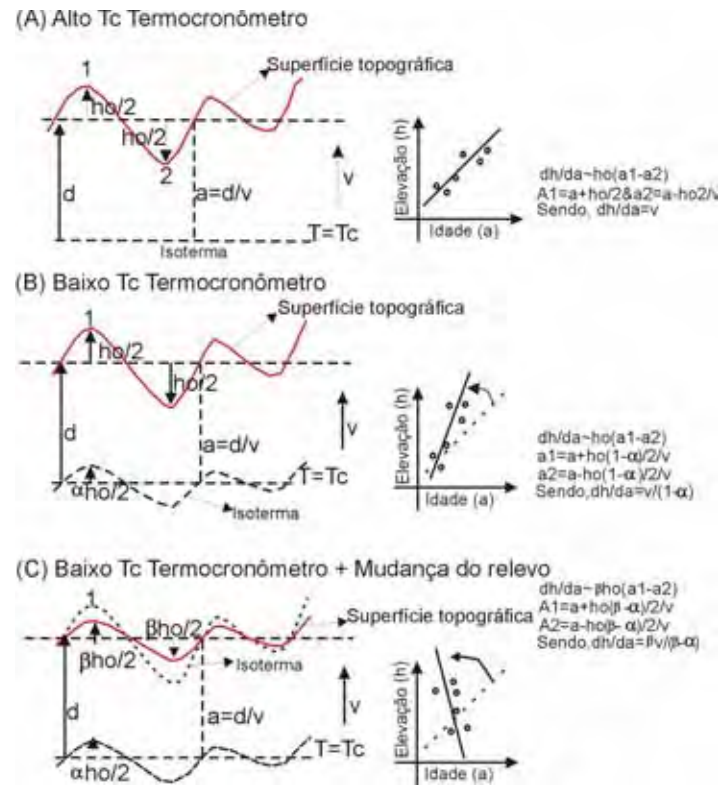


Figura-18: Três exemplos no qual a taxa de exumação pode ser estimada pela relação idade e elevação. (a) Alta- T -Termocronômetro, a inclinação é igual à taxa de exumação. (b) Baixa- T -Termocronômetro taxas superestimadas de exumação. (c) O decréscimo do relevo leva diminuição da superestimativa da taxa de exumação na relação da inclinação entre o relevo e idade (Modificado de Braun, 2002a).

No caso de áreas com erosão mais lenta ou datações termocronológicas com temperatura de fechamento mais elevada (por exemplo, traços de fissão em zircão, com temperatura de fechamento estimada de aproximadamente 280°C), a relação na idade *versus* elevação será igual à taxa de exumação, pois o efeito da superfície topográfica sobre a isoterma será nulo, neste termocronômetro (Figura-18a).

Neste cenário, a diferença de inclinação entre os dados de elevação *versus* idade é uma consequência direta da perturbação térmica na isoterma causada pela amplitude

topográfica, sendo maior em profundidades mais rasas em torno de 1-2 km de profundidade (próximo da zona de *annealing* parcial dos traços de fissão em apatitas), do que em áreas mais profundas entre 5- 6 km, espessura da crosta que corresponde à zona de *annealing* parcial dos traços de fissão em zircão.

A relação entre idade *versus* altitude (RIA) têm sido documentada em áreas de tectônica ativa, como nos Alpes Europeus (Wagner *et al.* 1977 *apud* Braun, 2002) nos Andes (Benjamin *et al.* 1977), Alaska (Fitzgerald *et al.* 1993) e Nova Zelândia (Batt *et al.* 2000) e foi aplicado em regiões de margem passiva, como nas montanhas Transantárticas (Gleadow e Fitzgerald, 1987), Sierra Nevada (House *et al.* 1997), sudeste da Austrália (Morley *et al.* 1980), Namíbia (Raab, 2001) e no sudeste brasileiro (Gallagher *et al.* 1994 e Hackspacher *et al.* 2004). Em todas estas áreas a idade aumenta com relação à altitude, como prevê o modelo demonstrado acima chamado de Topografia Termal. Segundo Braun (2002a) as mudanças locais na amplitude do relevo pode ser representada pelo parâmetro β , definido como a proporção do relevo atual com o relevo passado (o tempo neste caso é definido pela “idade média” das rochas conforme a datação termocronológica).

De acordo com as proposições colocadas por Braun (2002a), a RIA pode prover informações sobre a mudança na taxa de erosão atuante nos processos formadores e modificadores do relevo, enfatizando as diferenças entre os termocronômetros, como os traços de fissão em apatita e (U-Th)/He em apatitas. Estes diferentes métodos termocronológicos auxiliam na mensuração dos processos (exumação e erosão) que agiram de forma mais atuante na configuração dos relevos (Wolf *et al.* 1996, Braun, 2002a).

7.10.2-Tectônica /Clima e Relevo.

Muitas questões têm sido levantadas recentemente relacionando à tectônica, relevo e clima. Por exemplo, o debate corrente sobre o efeito das mudanças climáticas no Cenozóico sobre a evolução recente da superfície do relevo permanece em aberto. Períodos de aquecimento global estão freqüentemente associados à movimentação de placas litosféricas e seus produtos, tais como soerguimentos e vulcanismos durante períodos de rifteamento. Estes usualmente produzem barreiras que afetam a circulação

dos ventos e introduzem gases na composição atmosférica. Entre eles, o CO₂ é o mais importante para efeito de mudanças climáticas globais por ser um gás do tipo estufa (Hay, 1996).

Molnar e England (1990) e mais recentemente Peizhen *et al.* (2001) e Thiede *et al.* (2004) tem argumentado que o resfriamento rápido que ocorreu na atmosfera da Terra nos últimos 3-2 Ma têm sido acompanhado pelo aumento nas taxas de erosão e aumento da topografia, especialmente em áreas de tectônica ativa, como as montanhas situadas no Himalaia e os Andes.

De acordo com Molnar e England (1990) esta formação de relevos tem levado ao soerguimento das porções mais elevadas dos relevos devido à compensação isostática, que conseqüentemente pode ter causado ou pelo menos ter realçado as mudanças climáticas nestes locais, por meio do aumento dos gradientes de precipitação. A grande questão sobre esta afirmativa é se estas interações entre estes mecanismos existem.

Alguns trabalhos como o trabalho de Whipple *et al.* (1999) considera que o aumento das precipitações e /ou uma redução na temperatura do clima vigente podem levar a uma redução ou um crescimento mais lento da topografia. Dados obtidos por meio das concentrações de radionuclídeos cosmogênicos em Sierra Nevada demonstram que localmente o relevo aumentou sua amplitude nos últimos 3 Ma (Small e Anderson, 1998), mas que não gerou um soerguimento isostático suficiente para elevar este sistema montanhoso. Outros dados termocronológicos indicam que as montanhas Sierra Nevada foram caracterizadas por uma ampla paleosuperfície entre 60-80 Ma, e que estas montanhas sofreram um decréscimo desde então (House *et al.* 1998).

Segundo Braun (2002a) o comportamento da temperatura das isoterms abaixo das superfícies topográficas pode ser quantificado por meio das relações idades *versus* altitude (metros) (RIA). Esta relação idade *versus* altitude vem sendo realizada através da aplicação de um modelo numérico termal recentemente desenvolvido, no qual são aplicadas equações diferenciais parciais que governam a transferência de calor através da crosta (Braun, 2002b, 2003).

A RIA é predita por uma variedade de parâmetros caracterizados por valores que representam as condições dos diferentes gradientes geotérmicos, variações nos ambientes tectônicos (margem ativa e passiva) e a distribuição da amplitude topográfica

em uma determinada paisagem (por exemplo, o comprimento de onda, λ , e taxa de mudança da superfície topográfica).

7.11-Modelos de Evolução da Paisagem e as fronteiras geomorfológicas

A compreensão atual da evolução da paisagem é exercida pela interação dos modelos qualitativos que acentuam a descrição das morfologias relacionadas aos modelos físicos direcionam uma melhor visualização dos processos geomorfológicos específicos (morfometria da drenagem, relevo, etc), e dos modelos numéricos, unindo os processos que ocorrem na superfície terrestre, juntamente com os processos geodinâmicos.

O crescimento dos modelos de evolução da paisagem mais complexa e realística tem revelado que a interação entre os processos geomorfológicos e tectônicos não têm sido constatados imediatamente em estudos de campo. A necessidade em utilizar diferentes técnicas (geomorfológicas, geofísicas) tem mostrado o melhor caminho para explicar a evolução da paisagem a longo prazo.

Atualmente o emprego de métodos de datação, especialmente termocronologia por traços de fissão, U-Th/ He e isótopos cosmogênicos, tem gerado dados que melhoraram a compreensão da evolução da paisagem a longo prazo, relacionando os processos climáticos e tectônicos.

A maioria dos modelos evolutivos da paisagem pode ser testada com estudos relacionados à datação termocronológicas, em minerais como a apatita e zircão, por exemplo, e isótopos cosmogênicos, os quais podem determinar o registro da erosão a longo prazo e a preservação de antigos remanescentes erosivos. Os resultados provenientes destes estudos implicam na associação de vários elementos como a tectônica, ruptura do nível de base, e a retração paralela dos escarpamentos em ambientes de margem passiva.

De acordo com os dados termocronológicos obtidos pelo método de datação por traços de fissão em apatitas, a taxa de erosão geralmente diminui em direção ao interior do continente, enquanto que nas proximidades na região dos grandes escarpamentos e porção costeira as taxas erosivas são altas. Estudos utilizando isótopos cosmogênicos,

juntamente com dados termocronológicos no continente Africano colocam que estas taxas erosivas foram altas durante o período relacionado ao rifteamento, fase que corresponde à geração dos grandes escarpamentos em margem passiva; após este período, as taxas se manifestaram de maneira muito lenta até os dias atuais (Bierman e Caffee, 2001). Estas baixas taxas erosivas explicariam a manutenção da topografia em estes ambientes de margem passiva (Pazzaglia e Knuepfer, 2001).

No modelo de evolução de recuo de escarpas que envolvem os processos superficiais e geodinâmicos, os modelos de evolução dos grandes escarpamentos colocados por Gilchrist *et al.* (1994); Kooi e Beaumont (1994); Tucker e Slingerland (1994), apresentam uma certa concordância quando relacionados com os dados termocronológicos, demonstrando que são necessárias altas taxas de erosão para a formação dos grandes escarpamentos.

Nos modelos numéricos, os dados demonstram que durante a formação dos grandes escarpamentos, as drenagens primárias alongam-se até a cabeceira do *front* do escarpamento. Com o passar do tempo, a drenagem migra formando o interflúvio devido o recuo erosivo do canal fluvial. Esta migração da drenagem ocasionará o rebaixamento da topografia na região frontal do escarpamento, gerando várias seções escarpadas. Outra evolução colocada pelos modelos numéricos está relacionada com as condições da deformação flexural da litosfera. Em decorrência do descarregamento erosivo e deposição dos sedimentos nas bacias marginais, o sistema de drenagem não irá se alongar em direção ao interior do continente, ao contrário irá migrar em direção ao mar, devido o aumento da topografia do flanco do *rift* ocasionada pelo soerguimento, a drenagem migrará em direção ao mar, onde teremos a formação de uma série de escarpamentos voltados em direção ao mar.

Uma das fronteiras da pesquisa em estudos sobre a evolução da paisagem diz respeito à reconstrução direta entre a elevação média da topografia (Rowley *et al.* 2001), relacionando as mudanças climáticas e tectônicas existentes durante o período de formação dos relevos (Hallet *et al.* 1996; Zhang *et al.* 2001, Burbank *et al.* 2003, Summerfield, 2005), para que se possa conciliar as diferenças existentes entre as taxas de erosão no relevo.

A aplicação da análise de traços de fissão em apatitas (ATFA) na porção sudeste

da margem passiva brasileira tem abordado detalhadamente a problemática sobre a evolução tectono-denudacional do Cenozóico do sudeste brasileiro, colocando a necessidade de uma grande reavaliação a partir do entendimento do processo extensional no limite Cretáceo-Paleógeno nas áreas cristalinas (Hackspacher *et al.* 2006). Os autores abordam uma sucessão de eventos tectônicos a partir de estudos termocronológicos utilizando traços de fissão em apatitas (TFA), sendo que estes eventos foram agrupados em três períodos distintos: 1º evento há 120 Ma, nos planaltos da Serra da Mantiqueira (1200 metros de altitude); o 2º evento há 65 Ma em regiões mais baixas (600 metros), e 3º evento há 40 Ma na porção da Serra do Mar.

Dentre os trabalhos pioneiros no sudeste brasileiro temos os trabalhos de Gallagher *et al.* (1994, 1995), Brown *et al.* (1999); Guedes *et al.* (2000). Em seu trabalho Gallagher *et al.* (1994) estudou os basaltos do Cretáceo Inferior, as rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Paraná e os gnaisses do embasamento pré-cambriano. De acordo com Gallagher *et al.* (1994) os basaltos que estão situados nas porções mais elevadas, o comprimento dos traços confinados são longos, indicando que houve um rápido esfriamento, ultrapassando a isoterma de 120°C. A distribuição das idades centrais (média ponderada da distribuição logarítmica das idades dos grãos) está entorno de 130 Ma (Cretáceo Inferior), corroborando com as idades de $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ obtidas por Hawkeswork *et al.* (1992).

Para as rochas sedimentares paleozóicas pertencentes à Bacia do Paraná, estas não apresentam nenhum indício de perturbação de origem tectônica (falhas, discordâncias abruptas), as idades de traços de fissão em apatitas estão entorno de 119 Ma a 157 Ma. As idades são consideradas como o resultado do soerguimento Mesozóico e exumação, sucedida por sedimentação/ soterramento. Ao contrário das rochas sedimentares da Bacia do Paraná afetadas pelo vulcanismo cretácico, as idades de fechamento de 130 Ma, são consideradas as idades de apagamento Gallagher *et al.* (1994). Por sua vez, Godoy *et al.* (2005) através das análises de histórias térmicas obtidas através da análise de traços de fissão em apatitas, indicaram três períodos principais de reativações dos alinhamentos estruturais do Rio Moji-Guaçu, Rio Tietê e o cruzamento com o alinhamento de Jacutinga. O primeiro período é representado por um aquecimento entre 140-120 Ma, sendo este relacionado a um período de anomalia

térmica provocada pelos processos tectônicos que deram origem ao magmatismo Serra Geral e a colocação dos corpos de diabásio situados na área abordada pelos autores. O segundo período de reativação é representado por um resfriamento rápido entre 90 e 60 Ma, onde a temperatura inicialmente a 110°C, e posteriormente a 25°C. Esta fase para Godoy *et al.* (2005) está relacionada com o soerguimento da borda leste da Bacia do Paraná, possivelmente concomitante à deposição dos sedimentos da Bacia Bauru na área central da Bacia (Ribeiro *et al.* 2005), e finalmente o terceiro episódio de reativações está representado pelo o início do resfriamento lento a partir de 45°C nas histórias térmicas modeladas por Godoy *et al.* (2005), no período de 20 a 10 Ma, sendo este período relacionado a deformação dos depósitos da Formação Rio Claro e deposição dos estratos superiores e sedimentos correlatos que ocorrem na área.

Nos gnaisses pré-cambrianos as idades variam de 330 a 50 Ma isto irá depender da locação da amostra. As idades próximas à intrusão ígnea de Poços de Caldas variam entre 80 a 81 Ma, coincidindo com outros geocronológicos realizados na área. Em outros setores as idades devem ter sido o reflexo de uma história térmica regional, no qual o resfriamento registrado é interpretado como o resultado de um soerguimento progressivo com uma história denudacional de baixas proporções (Cobbold *et al.* 2004).

De acordo com o trabalho de Gallagher *et al.* (1994), as idades de TFA obtidas no sudeste Brasileiro estão distribuídas em 3 grupos:

- 1) Idades Pré-Rifte (mais antigas que 200 Ma),
- 2) Idades Riftes entre (200 a 100 Ma);
- 3) Idades pós-rifte (100-50 Ma) embora o rifteamento ativo não passou dos últimos 100 Ma.

Dentro desta classificação por idades feita por Gallagher *et al.* (1994) estes classificaram os grupos de idades em três domínios:

- 1) Domínio A: relacionadas às idades pré-rifte tendo como área de ocorrência altas altitudes a nordeste de Poços de Caldas (Figura - 19);
- 2) Domínio B: relacionadas às idades riftes situadas ao longo da encosta da Serra da Mantiqueira, e na ponta do Arco de Ponta Grossa a noroeste de Curitiba (PR) (Figura - 19);

- 3) Domínio C: relacionadas às idades pós-rifte, localizam-se na porção costeira no sopé da Serra do Mar, com poucas idades do Paleógeno (Figura-19).

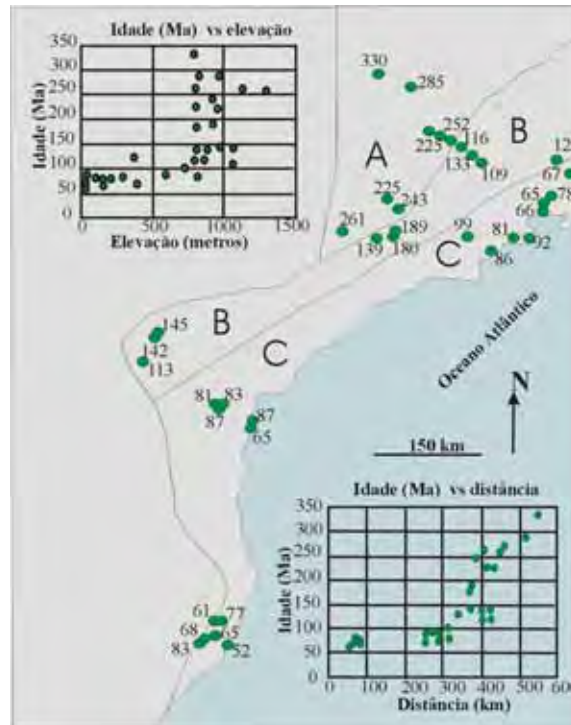


Figura-19: Idades obtidas através da análise de traços de fissão em apatitas por Gallagher *et al.* (1994) definindo os Domínios A, B e C.

É interessante notar que o limite entre os domínios B e C situam-se no vale do Rio Paraíba do Sul, alinhados por falhas e bacias sedimentares terciárias, onde há uma grande diferença nas idades de TFA obtidas. Ribeiro *et al.* (2004), através da ATFA na região de São Bento Sapucaí registrou na borda oeste idade de 126 Ma, sendo esta relacionado ao soergimento inicial da Serra da Mantiqueira. Limitando o bloco oeste do bloco leste neste setor temos a presença de uma descontinuidade estrutural denominada na área de Falha de Paiol Grande onde se teve o registro cronológico paleógeno nesta porção leste. Este tectonismo terciário desnivelou os blocos, ambos associados aos eventos geradores do Rift Continental Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989).

Estudo mais detalhado utilizando a ATFA e U/Pb no sudeste do Brasil foi realizado por Hackspacher *et al.* (2004), onde foi reconstruída a história tectonotermal

desde o Proterozóico Superior ao final do Terciário nas regiões próximas ao Planalto de Jundiá, Serra da Mantiqueira e Serra do Mar. Os dados obtidos por Hackspacher *et al.* (2004) na região da Serra do Mar em amostras situadas próximo ao litoral (Tabela-2), apresentaram taxas de erosão média para uma taxa de erosão média de 97.4 m/Ma entre o período Paleoceno ao Oligoceno, enquanto que em amostras situadas nos planaltos interiores da Serra do Mar a taxas de erosão média foram da ordem de 87 m/Ma do Cretáceo Superior ao Oligoceno. As superfícies denudadas no litoral foram de 3.7 km, enquanto que no interior da Serra do Mar foi de aproximadamente de 3.2 km (Tabela-2). Estes resultados refletem um período de intensa exumação acompanhada por denudação, o que demonstrou uma boa correlação com os modelos de evolução da paisagem em margem passiva propostos por Gilchrist e Summerfield (1990) e Tucker e Singerland (1994), exceto para a origem da Serra do Mar, que apresentou idades corrigidas mais jovens (83Ma) do que as idades corrigidas (124 Ma) correlacionadas com a abertura do Atlântico Sul (Tello Saenz *et al.* 2003).

Domínios Geomorfológicos	Idades Aparentes de TF (Ma)	Idades Corrigidas de TF (Ma)	Taxa de erosão média (m/Ma)	Superfície denudada (m)
Planalto de Jundiá	355±64	477±95	11	2.000
	77±9	142±18	48.7	
	100±12		37.5	
Serra da Mantiqueira Alta	62±7	126±11	60.5	2.756
	79±9		47.5	
	88±7		42.6	
Serra da Mantiqueira Baixa	45±5	59±6	83	2.773
	49±6		76.5	
	43±4		55	
Planalto Atlântico	68±4	79±9	55	2.600
Serra do Mar (interior)	42±9	83±4	89	3.255
	31±5		105	
	76±4		55	
	61±2		61	
Serra do Mar (litoral)	58±4	53±5	99	3.749
	39±9		96	

Tabela-2: Dados de traços de fissão em apatitas da região do sudeste brasileiro e parâmetros erosivos e denudacionais associados (Compilado de Hackspacher *et al.* 2004).

Estudos mais recentes utilizando análise de traços de fissão em apatitas, no Planalto Atlântico e Serra do Mar Guedes *et al.* (2000a, b); Tello Saenz *et al.* (2003a) e somente na Serra do Mar Hadler *et al.* (2001); Hackspacher *et al.* (2004 a,b); Tello Saenz *et al.* (2003b, 2005), Ribeiro (2003), Tello Saenz *et al.* (2005) enfatizam que a Serra do Mar surgiu no final do Cretáceo por volta de 80Ma, seguido de um soerguimento até o Oligoceno (30Ma), sucedido por um soerguimento tectônico com ascensão das isothermas (soerguimento tectônico) até o Mioceno (20Ma). Na tabela abaixo são demonstrados alguns dados gerais sobre a distribuição e concepção dada por cada autor para provável origem e evolução da Serra do Mar (Tabela-3).

Área estudada	Idades (Ma) de maior ocorrência	Hipótese sobre origem e evolução	Autores
Serra do Mar	90 a 60 Ma	Recuo erosivo do flanco de rifte iniciado a 120 Ma (Modelo de isostasia flexural)	Gallagher <i>et al.</i> 1994; Gallagher <i>et al.</i> 1995; Gallagher <i>et al.</i> 1999. Brown <i>et al.</i> 2000.
Serra do Mar	80 a 20 Ma	A 80 Ma origem da Serra do Mar, subseqüentes reativações tectônicas, registrados por períodos de aquecimento nas histórias térmicas modeladas durante o intervalo-Eoceno-Oligoceno, Oligoceno e Mioceno.	GuedeS <i>et al.</i> (2000a, b); Tello Saenz <i>et al.</i> (2003a), Hadler Neto <i>et al.</i> (2001); Hackspacher <i>et al.</i> (2004 a,b); Tello Saenz <i>et al.</i> (2003b, 2005), Ribeiro (2003a), Ribeiro (2003b), Ribeiro <i>et al.</i> (2004), Ribeiro <i>et al.</i> (2004), Ribeiro <i>et al.</i> (2005).

Tabela: 3-Concepções sobre a origem e evolução da Serra do Mar de acordo com os diversos trabalhos termocronológicos publicados na área abordada neste estudo.

O evento registrado no Mioceno pela ATFA pode ser correlacionado pela presença de discordâncias (períodos de erosão ou não deposição) nas Bacias de Santos e Campos enfatizam esta hipótese (Davison, 1999) (Figura-20). Outra evidência registrada é relacionada a sobrelevação da Serra do Mar, no Oligoceno, que estaria relacionado à inversão do curso do rio Paraíba do sul na região conhecida como “Cotovelo de Guararema” (Ab’Saber, 1957; Ab’Saber, 2003) (Figura-21), com o conseqüente desligamento das drenagens do Tietê e do Paraíba (Karner e Driskoll, 1999).

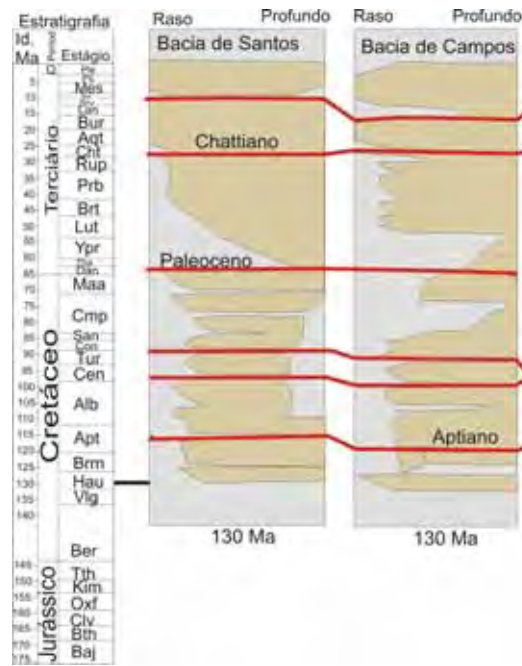


Figura-20: Correlação das discordâncias (eventos de não-deposição e eventos erosionais) e cronologia relativa ao rift inicial ao longo da margem brasileira. Hiatos sedimentares em vermelho. Escala geológica utilizada (Gradstein *et al.* 1994). Modificado de Davison (1999).



Figura-21: O desvio das cabeceiras do rio Tietê para a bacia de drenagem do rio Paraíba do Sul. Com a captura desenvolveu-se o “cotovelo” de Guararema, onde o rio Paraíba do Sul sofre inflexão de 180° em seu curso.

A resposta a estes processos erosivos em relevos situados em margens passivas está no fato que a erosão é controlada por desequilíbrio no nível de base, em decorrência das instabilidades tectônicas. É necessário o estabelecimento de estudos de cunho

cronológico, utilizando diversos termocronômetros com diferentes temperaturas de fechamento, pois estes auxiliam na determinação de episódios de maior atuação erosiva e/ou tectônica. Nesse caso uma nova geração de modelos de evolução da paisagem, tanto qualitativos, numéricos e termais, são necessários para um melhor entendimento sobre as modificações no nível de base, e a distribuição do comportamento das isothermas na crosta, a fim de estabelecer melhores interpretações sobre a evolução da paisagem em margem passiva a longo prazo.

8. MÉTODOS & TÉCNICAS

8.1-Introdução

Estudos abordando os aspectos denudacionais e tectônicos na região sudeste do Brasil têm sido efetuados a partir do reconhecimento dos remanescentes topográficos, onde a descrição dos depósitos sedimentares nestas unidades morfológicas nem sempre são suficientes para estabelecer uma ordem cronológica dos eventos denudacionais, o que têm propiciado a elaboração de inúmeras interpretações controversas sobre a dinâmica dos eventos.

A partir desta concepção torna-se cada vez mais necessária à aplicação de métodos geocronológicos capazes de gerarem uma correlação entre os fatores geomórficos, juntamente com as diversas concepções empregadas atualmente em estudos sobre a evolução do relevo. Visando esta correlação foram realizadas análises geomorfológicas com base em dados obtidos no mapa de Níveis de Paleosuperfícies, análises termocronológicas de baixa temperatura (Traços de Fissão em Apatitas e U-Th/He em apatitas), análise sobre os modelos de evolução do relevo a longo prazo, correlação das principais feições que compõem a área emersa (as morfologias que compõem a Serra do Mar) e o controle deposicional na Bacia de Santos. Nas questões relativas sobre o desenvolvimento processual dos relevos modernos associados ao período Quaternário, os termocronômetros de baixa temperatura (Traços de Fissão em apatitas e U-Th/He em apatitas) não se mostraram eficazes para registrar estes eventos mais modernos, devido à limitação da temperatura de fechamento dos métodos termocronológicos utilizados neste trabalho. Métodos geocronológicos utilizando isótopos de Al/Be por Salgado *et al.* (2006) na região da Serra da Moeda (Quadrilátero Ferrífero-MG) e Luminescência Óptica Estimulada em estudos realizados por Arruda (2004) e Arruda *et al.* (2006) na porção sudeste brasileira na região formada pelo Maciço Alcalino de Passa Quatro mostraram-se eficazes no estudo das oscilações ambientais durante o período Quaternário.

8.2-Mapa de Níveis de Paleosuperfícies

O termo paleosuperfície pode ser definido como a forma de relevo que não está de acordo com as condições climáticas e tectônicas atuais. Estas paleosuperfícies podem estar parcialmente fragmentadas ou reformuladas, mas que de maneira geral ainda podem ser reconhecidas suas formas originais (Widdowson, 1997). Algumas questões relativas à escala de trabalho aparecem implícita no termo paleosuperfície; como por exemplo, em todas as superfícies geomorfológicas identificadas, estas possuem um intervalo de tamanho e dimensão específica (por exemplo, terraços fluviais), sendo que através desta escala de erosão continental ou regional, estas unidades morfológicas podem ser caracterizadas como paleosuperfícies, enquanto que as formas morfológicas que apresentam feições de pequena a média escala, normalmente não estão sujeitas à pesquisa de paleosuperfícies, devido a pouca durabilidade e preservação das superfícies em áreas restritas, bem como as dificuldades apresentadas no reconhecimento de superfícies mais antigas. Em morfologias que exibem feições de grande escala, normalmente estas requerem períodos de tempo mais longos para formarem estas extensas superfícies de aplainamento, que são comumente consideradas como níveis de paleosuperfícies. Geralmente feições morfológicas desta natureza exibem uma melhor durabilidade em relação a outros níveis erosivos que foram geradas em um intervalo de tempo menor (Widdowson, 1997).

Os níveis de paleosuperfícies que apresentam uma extensão maior têm sido reconhecidos como um importante componente da paisagem, envolvendo questões sobre qual tipo de ambiente esta se originou, o seu desenvolvimento e subsequente preservação, representando um aspecto crucial para os modelos de evolução da paisagem a serem empregados. Muitos modelos geomorfológicos buscam explicações para a formação lateral de extensas superfícies erosivas, considerando os diferentes tipos de processos geomorfológicos e conceitos como a peneplanação (Davis, 1899), pedimentação (Penck, 1953, King, 1953) e etchplanação (Thomas, 1974, 1994). Outros modelos de evolução da paisagem propõem a existência de diferentes níveis de paleosuperfícies, devido às variações tectônicas e climáticas em que as mesmas foram geradas (Hills, 1961; Fairbridge e Finkl, 1980; Büdel, 1982; Bremer, 1985; Ollier, 1985).

Grande parte das paleosuperfícies é caracteristicamente de origem subaérea,

tendo como resultado uma associação direta com os depósitos residuais. A maioria das pesquisas sobre paleosuperfícies associam estes resultados juntamente com o exame sobre a evolução de depósitos de lateritas, silcretes e calcretes (Mcfarlane, 1976; Bowden, 1997). Este tipo de associação deve-se à preservação dos níveis de paleosuperfícies e o desenvolvimento de depósitos lateríticos muitas vezes como um pré-requisito para uma exposição subaérea mais lenta, caracterizado, por um período de quiescência tectônica e um aumento no grau de estabilidade climática. Entretanto, deve ser lembrado que no caso dos depósitos de bauxita, fatores como tamanho, espessura e o surgimento de um horizonte laterítico mais endurecido costumam surgir após a formação do nível de paleosuperfície, resultante dos processos de epirogenia, e por isso nem sempre devem ser consideradas contemporâneas com a formação do nível de paleosuperfície (Mcfarlane, 1983; Thomas, 1994).

Uns dos fatores de maior relevância para os estudos em grande escala abordando os níveis de paleosuperfícies têm sido empregados diretamente sobre a sua influência na sedimentação das bacias marginais adjacentes e na porção continental por meio do controle nas mudanças nos suprimentos de sedimentos, regimes fluviais e rejuvenescimento da paisagem (Summerfield, 1985, Widdowson, 1997), no entanto, um dos principais problemas em se estudar os níveis de paleosuperfícies é a determinação da idade dos mesmos. Em alguns casos, onde as superfícies são preservadas juntamente com um nível estratigráfico com cronologia conhecida, uma estimativa sobre a idade pode ser realizada por meio da datação das litologias adjacentes as estes níveis de erosão, seja por meio de métodos paleontológicos ou geocronológicos. Alguns estudos realizados podem auxiliar na determinação sobre a cronologia relativa dos níveis de paleosuperfícies, onde estes muitas vezes possuem uma evolução policíclica associada a mudanças relatadas nas suas condições tectônicas e climáticas durante sua história evolutiva. Neste trabalho de cunho regional, foram utilizados os dados disponíveis no *website* do Serviço Geológico dos Estados Unidos (*USGS/EROS Data Center*), nas quais foram extraídas as imagens SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) que possibilitaram gerar modelos digitais de terreno com resolução de aproximadamente 90 metros. A correção dos dados do SRTM foi realizada com o auxílio da base cartográfica digitalizada no programa AutoCAD R14 da área de estudo, utilizando as cartas

topográficas Ilha Grande, Santos, São Paulo, Iguape e Curitiba na escala 1: 250 000. A partir da confecção da base digital foi confeccionado o mapa de contorno (Figura-19). Para a confecção do mapa de níveis de Paleosuperfícies foram utilizadas as metodologias proposta por Lidmar-Bergström (1996) e Bonow *et al.* (2003, 2006), onde foram extraídas as curvas de nível que provavelmente representam os níveis de paleosuperfícies horizontais ou sub-horizontais em relação ao nível de base local. O mapa de níveis de paleosuperfícies foi dividido em intervalos de 200 metros, representando os principais níveis de erosão da área de estudo.

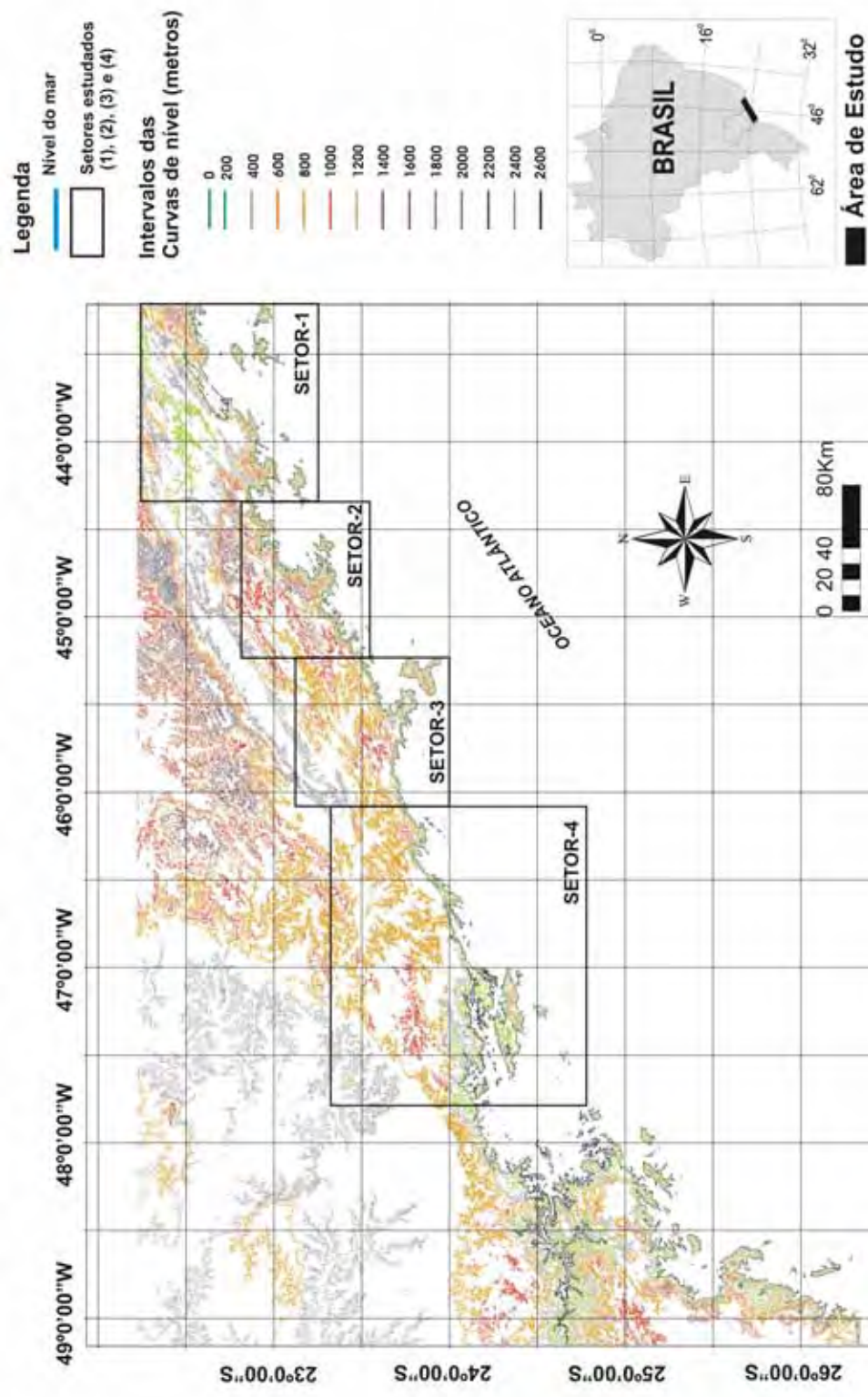


Figura-20: Mapa de Curvas de Nível (intervalo de 200 metros) utilizado para a extração dos níveis de Paleosuperfícies e confecção dos perfis topográficos da área de estudo (Setores: 1, 2, 3 e 4). Modelo Digital de Terreno resolução de aproximadamente 90 metros. Fonte: Shuttle Radar Topography Mission (SRTM/USGS/Eros Data Center).

8.3-METODOLOGIA DE TRAÇOS DE FISSÃO

8.3.1-Introdução

A evolução da paisagem é composta por uma história complexa que envolve reativações de antigas estruturas, soerguimentos tectônicos e isostáticos. Tais efeitos provocam variações térmicas nas rochas, tanto de resfriamento como aquecimento. Estas variações podem ser estudadas por meio de termocronômetros de baixa temperatura, como é o caso dos traços de fissão em apatitas e (U-Th)/He em apatitas.

Alguns parâmetros como os padrões e as taxas de denudação provêm informações fundamentais sob a paisagem em resposta aos vários processos tectônicos e uma calibração quantitativa sobre a evolução da superfície terrestre (Gleadow e Brown, 2000). A aplicação de termocronômetros de baixa temperatura auxilia na estimativa da taxa de denudação ao longo do tempo geológico.

A termocronologia pode ser definida como o estudo quantitativo da história térmica das rochas através do uso de métodos de datações radiométricas sensíveis a baixas temperaturas. Uma ampla variedade de métodos é utilizada em estudos sobre a evolução terrestre, como é o caso do método de datação por traços de fissão em apatitas, aplicado em estudos sobre superfícies denudadas, pois o método é sensível a temperaturas inferiores a 120°C na crosta terrestre. Uma das grandes vantagens do método de datação por traços de fissão em apatitas é a reconstrução de histórias térmicas em ambientes situados a níveis crustais rasos (<3km de profundidade).

8.3.2-Método de Datação por Traços de Fissão em Apatitas

O método de datação por traços de fissão baseia-se na análise de defeitos ou “traços” causados pela fissão espontânea do ^{238}U , o isótopo mais abundante do urânio natural, que tem meia vida de fissão espontânea de $8,2 \times 10^{15}$ anos. Quando este átomo de ^{238}U se fissiona, o mesmo se quebra em duas partículas liberando energia cinética através do lançamento de dois átomos filhos com direções

opostas, responsáveis pela formação dos traços latentes. Os traços latentes são representados pela zona desarranjada “defeitos” no retículo cristalino do mineral provocada pela passagem dos átomos filhos. Para que os traços latentes possam ser medidos via microscópio óptico são necessários tratamentos químicos prévios.

Estudos efetuados na década de 60 demonstraram que os traços apresentam forte sensibilidade a tratamentos térmicos (Bigazzi, 1967; Wagner, 1968), ou seja, o traço latente que resulta da fissão espontânea é um fenômeno reversível. A partir de tratamentos térmicos a rede cristalina dos mesmos pode se reorganizar na região do traço latente, o que pode levar ao “apagamento” (ou *annealing*) total do mesmo. Se a temperatura não for tão intensa, esse apagamento pode ocorrer apenas parcialmente. Os traços latentes são produzidos a uma taxa constante no mineral ao longo de sua história geológica. No caso da apatita, em escala de tempo geológica, eles são totalmente apagados quando a rocha hospedeira deste mineral experimenta temperaturas maiores do que 120°C, que é o limite superior da chamada zona de *annealing* parcial da apatita (Figura-23). De acordo com Hamza *et al.* (1989) esta temperatura situa-se a 3 km de profundidade em grande parte da porção sudeste brasileira.

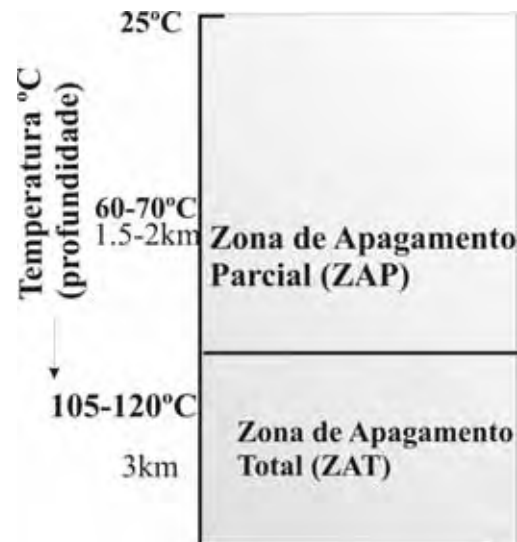


Figura-23: Conceito da zona de apagamento “*annealing*” para a apatita em perfil crustal. (Modificado de Brown *et al.* 2000).

8.3.3-Cálculo da Idade

No método de traços de fissão, os traços espontâneos são provenientes do decaimento por fissão espontânea do ^{238}U . Neste trabalho foi utilizado o método do detector externo que se baseia na datação de grãos individuais de apatita, permitindo medir a densidade de traços fósseis (^{238}U) e induzidos (^{235}U) em cada grão, onde é possível calcular a idade para cada grão analisado. Usualmente o detector externo utilizado é uma lamínula de muscovita, juntamente com a montagem dos grãos de apatita para posteriormente serem irradiados com nêutrons térmicos.

Para o cálculo das idades de traços de fissão em apatitas foi utilizado o método de calibração absoluta calculada por (Iunes, 1999, Iunes *et al.* 2002), e a constante de decaimento por fissão espontânea do ^{238}U medida por Guedes *et al.* (2003).

O método da calibração absoluta consiste na determinação da fração de átomos de ^{235}U contidos no mineral que efetivamente se fissionam ao serem irradiados sob um determinado valor de fluência total de nêutrons térmicos em que a amostra foi submetida em reator. Estes valores são possíveis de serem obtidos através da irradiação de um vidro dopado de ^{235}U . Nesta pesquisa foi utilizado o método da calibração absoluta, onde foram utilizados os parâmetros desenvolvidos por Iunes (1999) e Iunes *et al.* (2002), a partir da densidade de um vidro dopado de U que é descrito da seguinte forma (Iunes *et al.* 2002):

$$\rho_u^v = N_u^v \mathcal{E}^v R_U \quad (1)$$

Onde:

ρ_u^v é a densidade de traços formados no detector de mica.

\mathcal{E}^v é o número de átomos de urânio por unidade de volume do vidro.

R_U é a fração de eventos de fissão por núcleo alvo de urânio, ou a probabilidade de um átomo alvo de urânio tem de fissionar-se.

Neste caso, cada tipo de vidro (CN1, CN2, CN5, IRMM-540) possuem valores

de $N_u^v \mathcal{E}^v$ calibrados segundo Iunes *et al.* 2002.

Desta maneira, se isolar R_U na equação acima, tem-se:

$$R_U = \frac{\rho V_U^V}{N_U^V \epsilon^V} \quad (2)$$

Outro parâmetro utilizado no cálculo das idades de traços de fissão em apatitas foi a constante de decaimento por fissão espontânea do ^{238}U (λ_f) medida por Guedes *et al.* (2003), com o valor calculado de $8,37 \pm 0,17 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$. Para o cálculo de λ_f foi utilizado o parâmetro da dosimetria proposta por Iunes *et al.* (2002), através da determinação da densidade de traços de fissão espontâneos (^{238}U) em minerais que contêm o ^{238}U e densidade de traços de fissão induzidos em um detector externo, a partir da fissão induzida do ^{235}U por nêutrons térmicos.

No cálculo das idades aparentes são contadas as densidades dos traços fósseis (ρ_s) e as densidades dos traços induzidos (ρ_i) para cada grão analisado. Após a contagem é utilizada a seguinte equação para a obtenção da idade aparente.

$$T_{\text{aparente}} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\rho_s}{\rho_i} \frac{\lambda}{C_{238}} g \frac{R_u}{\lambda_f} + 1 \right] \quad (1)$$

Onde:

λ : é a constante de decaimento total do ^{238}U .

λ_f : é a constante de decaimento por fissão espontânea do ^{238}U .

C_{238} : é a concentração isotópica do ^{238}U .

R_u : é a dosimetria de nêutrons.

ρ_s : é a densidade traços de fissão fósseis deixados pela fissão do ^{238}U .

ρ_i : é a densidade traços de fissão induzidos deixados pela fissão do ^{235}U .

g : é o fator de geometria.

Estudos teóricos realizados por Guedes *et al.* (2004), utilizando dados de Tello Saenz (1998), Green (1988) e Carlson *et al.* (1999), mostraram a correlação entre os valores de encurtamento de traços confinados e a redução na razão da densidade de traços. Os autores através de dados experimentais e em trabalhos

anteriores propuseram um modelo que descreve esta relação em minerais como apatita, zircão e epidoto. Segundo Guedes *et al.* (2004) na equação (4) apresentada abaixo, descreve a curva de melhor ajuste da relação encurtamento/ redução da densidade que pode ser expressa da seguinte maneira:

$$(\rho_s/\rho_i) = (l/l_0)\{1 - [1 + (k l_0 (l/l_0))^n]^{-2}\} / \{1 + (k l_0)\}^{-2} \quad (4)$$

Onde k e n são parâmetros relacionados com características particulares de cada tipo de apatita analisada, segundo Guedes *et al.*, (2004) (Tabela-4).

Mineral	Cl (%)	F (%)	Cl/F	l_0 (μm)	k	n
Apatita Strontian Espontânea Induzida			~0	12.35±0.13 16.06±0.09	0.127	8
Apatita Renfrew Espontânea Induzida	0.03	3.62	0.01	13.81±0.10 16.13±0.09	0.113 0.097	8 13
Apatita Durango Espontânea Induzida	0.43	3.33	0.13	14.58±0.11 15.91±0.09	0.092	8
Apatita Itambé Induzida-basal Induzida-rof			0.03	16.30±0.08 16.34±0.09	0.091	19

Tabela-4: Parâmetros para cada tipo de apatita estudada em Guedes *et al.* (2004).

Para o cálculo das idades corrigidas são considerados as relações entre os dados de l/l_0 (medida de traços confinados espontâneos/induzidos), também denominada de r , que representa o grau de *annealing*. Neste trabalho foi utilizada a medida de l_0 (16.3 μm) proposta por Tello Saenz (1994) que corresponde à média de comprimento dos traços de fissão induzida no grão de apatita. A correção das idades aparentes foi realizada em decorrência dos efeitos do encurtamento dos traços, onde este processo de apagamento ocasiona uma redução do comprimento dos traços pré-formados, ao passo que alguns traços formados em períodos

pretéritos sofrem um apagamento total; conseqüentemente há uma relação do encurtamento *versus* redução da densidade. Estes irão encurtar e reduzir a densidade superficial, ocasionando uma redução da idade obtida anteriormente. Baseando-se no modelo *annealing* para a apatita nos trabalhos realizados por Tello Saenz (1998), Hadler Neto *et al.*, (2001), os autores propuseram a seguinte equação para a idade corrigida:

$$T_{\text{corrigida}} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\rho_s}{\rho_i} \frac{1}{C} \frac{C^{235}}{C^{238}} \frac{g_i}{g_s} \frac{R_u}{\lambda_f} \lambda + 1 \right] \quad (5)$$

Onde:

T_{corr} : é a idade corrigida.

C^{238} : é a concentração isotópica do ^{238}U .

C^{235} : é a concentração isotópica do ^{235}U .

λ : é constante de decaimento total do ^{238}U .

λ_f : é a constante de decaimento por fissão espontânea do ^{238}U .

R_u : é a dosimetria de nêutrons.

ρ_s : é a densidade traços fósseis deixados pela fissão do ^{238}U .

ρ_i : é a densidade traços de fissão induzidos deixados pela fissão do ^{235}U .

g : é o fator de geometria.

C : é um fator de correção que expressa a redução da razão da densidade de traços fósseis pelos induzidos.

8.3.4-Apagamento Termal (*Annealing*) dos Traços de Fissão em Apatitas

Para um melhor entendimento sobre as distribuições dos traços confinados em rochas do embasamento cristalino é necessário encontrar seqüências de áreas em que os traços pré-existentis tenham sido parcialmente apagados ou completamente apagados, em decorrência de sua exposição a temperaturas mais elevadas. Dois exemplos são colocados por Moore *et al.* (1986) e Green (1986), onde estes demonstram que a transição de amostras não afetadas pelos efeitos do *annealing* com relação as amostras que sofreram *annealing* parcial e total.

Geralmente as amostras que sofreram *annealing* parcial e total demonstram uma profunda mudança na distribuição do comprimento dos traços, os quais refletem uma mistura destas duas variações térmicas. Segundo Gleadow *et al.* (1986), a primeira é representada por traços confinados que foram formados sob um período de resfriamento constante em condições de baixa temperatura. O segundo padrão de distribuição de traços confinados é representado por fases com temperatura mais elevadas; representado por um progressivo encurtamento dos traços confinados, até o apagamento completo de todos os traços pré-existentes. A transição entre a zona de *annealing* total e parcial é caracterizada por uma ampliação na distribuição do comprimento dos traços confinados, tornando os dois padrões de distribuição bem distintos, onde temos o padrão de distribuição mista (Figura-24A). Quando esta distribuição de traços confinados apresenta-se de maneira bem individualizada, caracterizando dois padrões distintos de traços confinados, temos o padrão de distribuição bimodal (Figura-21B), e finalmente padrões de distribuições de traços confinados que não apresentaram períodos de aquecimentos significantes para a redução dos traços confinados, estas são caracterizadas por uma distribuição unimodal típica de resfriamento rápido (distribuição típica para o resfriamento de rochas vulcânicas) (Figura-21C).

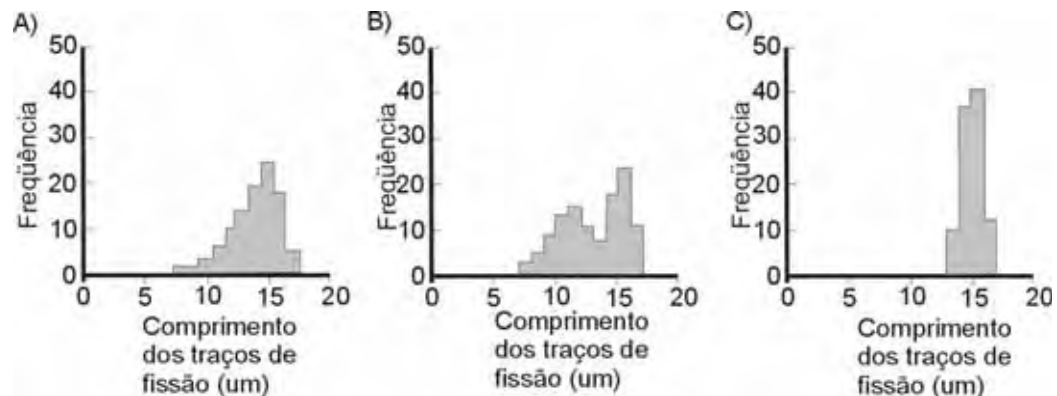


Figura-24: Distribuições do comprimento dos traços confinados. (A) Mista (B) Bimodal e (C) Unimodal. Modificado de Gleadow *et al.* (1986).

O *annealing* dos traços de fissão é um processo cinético no qual o efeito da temperatura e o tempo são em alguns graus permutáveis. Isto significa que o mesmo processo de apagamento "*annealing*" que ocorre nos traços espontâneos ao

longo do tempo geológico, pode ser reproduzido em laboratório, mas sob diferentes condições de tempo e temperatura.

Dados sobre o apagamento termal (*annealing*) dos traços de fissão em apatitas foram obtidos em experimentos laboratoriais, nos quais as amostras foram aquecidas durante intervalos de temperatura e tempo diferenciados. A descrição sobre o comportamento térmico dos traços de fissão foi realizada por Green *et al.* (1986), que analisaram quantitativamente o processo de *annealing* por meio de experimentos em laboratório, utilizando várias amostras de apatita Durango (padrão determinado por Young *et al.* 1969), sob temperaturas que variavam entre 95° e 400° C, com intervalos de tempo compreendidos entre 20 min e 500 dias.

Posteriormente outro estudo sobre o comportamento térmico dos traços de fissão foi realizado Laslett *et al.* (1987) utilizando os resultados anteriormente obtidos por Green *et al.* (1986). De acordo com o trabalho realizado por Laslett *et al.* (1987), estes descreveram matematicamente o processo de *annealing* dos traços de fissão em apatita em função do tempo e da temperatura; empregando a lei de Arrhenius, onde os dados foram representados em gráficos de *log* do tempo *versus* o inverso da temperatura absoluta, onde foi possível encaixar o modelo paralelo e *fanning* de Arrhenius.

O modelo paralelo de Arrhenius é descrito através da seguinte equação:

$$\ln(l-r)=3,87+0,219[\ln(t)-192270T^{-1}] \quad (6)$$

Onde *r* é o encurtamento (*l/l₀*), *t* representa o tempo de *annealing* e *T* é a temperatura de *annealing* em Kelvins. Neste modelo, as linhas de contorno de isovalores para *r* (encurtamento) são paralelas, como mostra a figura-25.

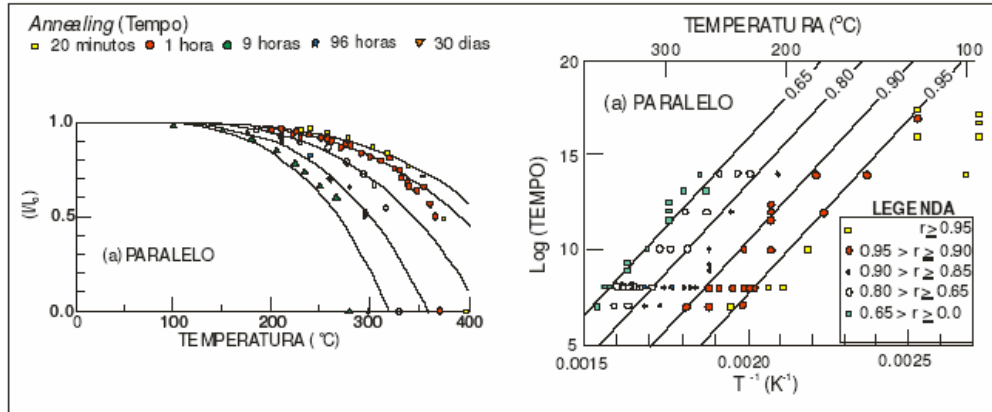


Figura-25: Dados de Green *et al* (1986) representados em um gráfico de isócronas e no gráfico paralelo de Arrhenius (Compilado de Godoy, 2006).

$$\left\{ \frac{(1-r) 2,7}{2,7} \right\} / 0,35 - 1 \Big/ 0,35 = -4,87 + 0,000168T [\ln (t) + 28,12]$$

Sendo que neste modelo as linhas de isovalores para r tendem a se aproximarem em direção à origem do gráfico (figura-26).

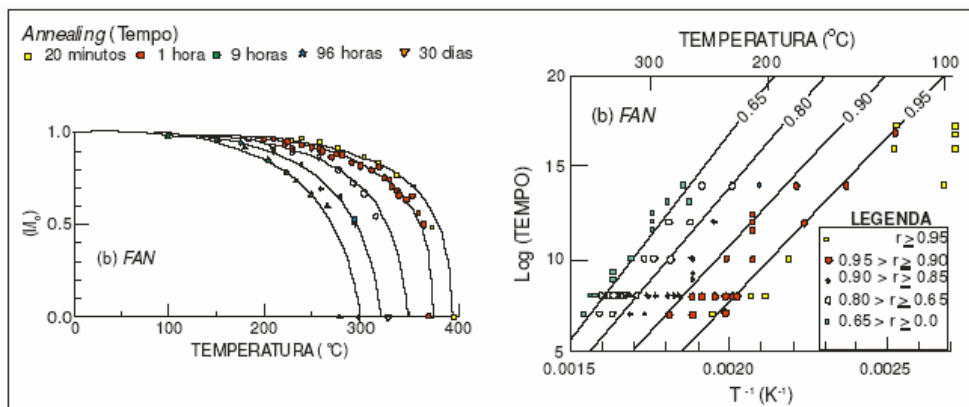


Figura-26: Dados de Green *et al*. (1986) representados em um gráfico de isócronas e no gráfico tipo *fanning* de Arrhenius (Compilado de Godoy, 2006).

Segundo Laslett *et al*. (1987), o modelo *fanning* descreve melhor o dado experimental, pois indica ser o modelo mais aconselhável para a aplicação em situações geológicas, desde que para isso se tenha cautela na extrapolação do modelo para intervalos de tempo fora do intervalo dos dados experimentais.

8.3.5-A utilização do Método dos Traços de Fissão para a Reconstrução de Histórias Térmicas

Os traços de fissão são formados na natureza por meio do decaimento radioativo por fissão espontânea do ^{238}U em condições de temperaturas relativamente baixas e estáveis ao longo de sua história geológica. Sob condições de temperatura mais elevadas, os traços são gradualmente apagados, devido à reorganização da estrutura cristalina do mineral. Estas variações de tempo e temperatura irão determinar o padrão de distribuição do comprimento dos traços. Desta maneira, o histograma de comprimento de traços confinados (aqueles paralelos à secção de polimento do mineral) irá conter a informação da evolução térmica à qual a amostra esteve submetida.

O comprimento dos traços confinados é um parâmetro importante, pois o *annealing* dos traços confinados reflete o tempo em que a rocha permaneceu dentro da zona de *annealing* parcial (Wagner e Storzer, 1972). Os fenômenos químicos e físicos que ocorrem durante o processo de *annealing* ainda não são bem entendidos. A dinâmica do *annealing* dos traços de fissão em apatitas foi estudada e descrita por pesquisadores australianos (Green *et al.* 1986, Laslett *et al.* 1987; Duddy *et al.* 1988), usando uma equação empírica. De acordo com o modelo teórico proposto pelo grupo, as distribuições dos traços confinados podem ser reconstruídas por meio do conhecimento das histórias térmicas de um grande número de amostras de traços de fissão em apatitas. O procedimento é deduzir a história térmica por meio de uma distribuição de traços confinados experimentais e calcular a idade das amostras pelo chamado “método inverso” (Lutz e Omar, 1991). Preferencialmente os traços horizontais à superfície do cristal de apatita são selecionados para serem medidos. As medições dos traços confinados em apatitas são utilizadas como uma ferramenta de diagnóstico para a construção de histórias térmicas (gráficos tempo *versus* temperatura), segundo Gleadow *et al.* (1986), o tamanho dos traços confinados irá depender de sua história geológica.

De acordo com o estudo realizado por Green *et al.* (1986) na apatita Durango foram obtidos dados experimentais. Neste trabalho Green *et al.* (1986),

descreveram quantitativamente o processo através de experimentos em laboratório. Os experimentos de Green consistiram em aquecer várias amostras de apatita Durango (padrão determinado por Young *et al.* 1969), sob temperaturas que variam entre 95° e 400° C, por intervalos de tempo entre 20 min e 500 dias. Cada aquecimento foi feito sob temperatura constante durante um determinado tempo e, posteriormente, as amostras foram montadas em resinas e submetidas à análise microscópica. Análises de composição química também foram realizadas nas amostras. Por meio do modelo empírico proposto por Laslett *et al.* (1987) utilizando os resultados experimentais descritos por Green *et al.* (1986) foram determinadas a temperatura (T) e o tempo de *annealing* (t), que foram analisados em função da redução do comprimento dos traços confinados (r). A partir deste modelo, pode-se obter a distribuição do comprimento dos traços e as idades aparentes das amostras de apatita, em função de uma história térmica. Entretanto, na prática os parâmetros que podem ser medidos são as distribuições dos comprimentos dos traços, bem como suas idades, auxiliando na investigação sobre o significado dos parâmetros em uma história termal. Neste trabalho foi utilizado o modelo inverso proposto por Lutz e Omar (1991).

As histórias térmicas foram obtidas usando-se caixas de simulação de Monte Carlo, que são áreas onde se delimitam a ocorrência aleatória de pontos simulados para a obtenção das histórias térmicas. Estes pontos são unidos por segmentos de reta, formando várias curvas dentro de um gráfico tempo *versus* temperatura. A história térmica representa um conjunto de semi-retas que unem os pontos sorteados em cada caixa. Somente o ponto final escolhido na última caixa é fixo (Tempo = 0 e Temperatura = 25°C), pois ele representa as condições atuais (Hadler Neto *et al.* 2001). Esta história térmica gera um valor de idade aparente e um histograma de comprimentos de traços de fissão teórico, os quais então são comparados com os valores experimentais correspondentes. Uma dada história térmica é aceita se ela preenche duas condições: a idade aparente calculada cai dentro do intervalo definido por seu valor experimental mais ou menos 2 desvios e se o histograma de comprimentos calculado e o experimental são compatíveis dentro do teste do χ^2 . Repetindo-se este procedimento entre 500 a 2000 vezes, por

amostra, é usual, pelo menos no início do processo que algumas amostras tenham histórias térmicas aceitas e outras não. A história aceita tem sua importância dada por servir de guia para que na próxima etapa do processo se possam diminuir as áreas das caixas de Monte Carlo ou para nova subdivisão destas caixas a fim de se obter aquela que melhor satisfaz, simultaneamente, o conjunto de dados geológicos pré-existentes e os dados experimentais. Em geral, uma história térmica comum a um grupo de amostras com características geológicas comuns tem sido obtida na grande maioria dos casos (Amaral *et al.* 1995; Amaral *et al.* 1997).

8.4-INTERPRETACAO DOS DADOS DE TRAÇOS DE FISSÃO

8.4.1-A utilização das idades de traços de fissão em apatitas em estudos de evolução da paisagem

A interpretação geológica e geomorfológica das idades de traços de fissão em apatitas vai depender do tipo de história termal, a qual dependerá diretamente do padrão de distribuição dos traços confinados. De acordo com a evolução tempo *versus* temperatura, as idades de traços de fissão podem datar diferentes processos geológicos e geomorfológicos, tais como a formação de rochas, resfriamento, soerguimento, erosão, sobreposição termal (Wagner, 1972). Dentro desta concepção diferentes tipos de modelagens tempo *versus* temperatura são obtidas através de frações de traços parcialmente apagados (Wagner e Van Den Haute, 1992).

Dentro deste contexto, as amostras datadas pelo método de traços de fissão em apatitas têm sido interpretadas de acordo com as condições ambientais em que foram submetidas ao longo de sua história geológica. Baseando-se nestas condições ambientais ao longo do tempo geológico, as idades de traços de fissão em apatitas podem ser classificadas em três diferentes tipos de perfis de idades correlacionando-as com a sua elevação (metros): o tipo (A) que representa os perfis de idades aparentes de traços de fissão correlacionadas ao resfriamento tardio da amostra datada, o tipo (B) correlacionadas os perfis de idades aparentes de traços de fissão em condições de resfriamento e soerguimento lento, e o tipo (C) é

representado por perfis de idades aparentes de traços de fissão complexas, indicando a sobreposição de eventos termais (Figura-27).

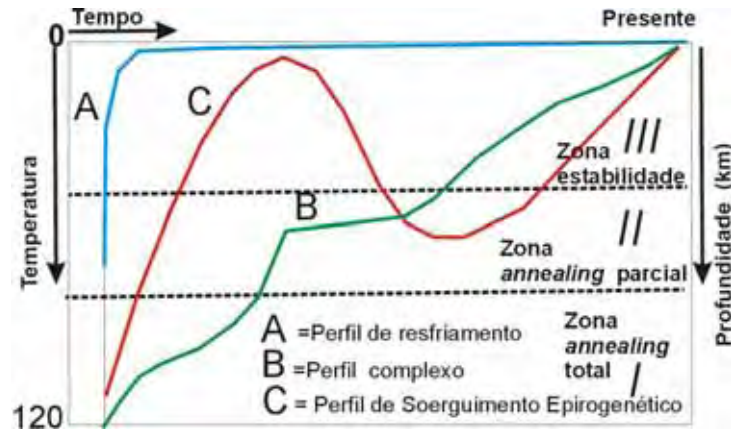


Figura-27: Tipos de perfis de idades aparentes de traços de fissão em apatitas (A, B e C) de acordo com as condições de temperatura. Modificado de Wagner & Van Den Haute, 1992.

Segundo Gleadow e Brown (2000), as variações de temperatura em subsuperfície na natureza registram os diferentes tipos de idades por meio dos sistemas termocronológicos. O significado deste três tipos de perfis de idades aparentes de traços de fissão pode ser interpretado por meio da análise do padrão de distribuição dos histogramas de traços confinados. Estes diferentes padrões de idades de traços de fissão e as distribuições dos traços confinados são demonstrados no modelo desenvolvido por Laslett *et al.* (1987). Todos os modelos mostram um resfriamento de 120° a 20 °C durante o período de 100 Ma, mas com uma apresentação de diferentes padrões de histórias térmicas modeladas ao longo deste período.

Em regiões tectonicamente estáveis em períodos de tempo extensos; as taxas de denudação são relativamente baixas (<30m/Ma), apresentando um crescimento progressivo da temperatura com o aumento da profundidade. O padrão de distribuição dos traços confinados e as idades aparentes poderão indicar se o período em que o mineral esteve sob diferentes condições de tempo e temperatura foram constantes ao longo do tempo geológico. De acordo com as condições de temperatura registradas, estes poderão apresentar uma redução progressiva na

média dos traços confinados e nas idades de traços de fissão, devido ao aumento da temperatura nas seções mais profundas da crosta terrestre. Segundo Brown *et al.* (1994), estas variações de temperatura e profundidade ocasionarão um decréscimo no comprimento dos traços confinados, conseqüentemente gerando um alargamento e aumento no desvio padrão da distribuição dos traços confinados. Este crescimento do desvio padrão da distribuição do comprimento dos traços confinados, juntamente com o decréscimo dos mesmos, deve-se aos efeitos decorrentes da anisotropia do encurtamento dos traços confinados, assim como a variação da composição química dos grãos de apatita (Green *et al.* 1986; Green, 1988).

8.4.2-Perfil de Resfriamento

O perfil de resfriamento das idades aparentes de traços de fissão é caracterizado por um resfriamento contínuo, apresentando uma elevação progressiva das idades, juntamente com a diminuição da temperatura (Figura-27A). O perfil de resfriamento dentro de uma coluna vertical se desenvolve durante um período de soerguimento lento e contínuo em decorrências da atuação de processos erosivos e equilíbrio nas condições de temperatura em subsuperfície.

8.4.3-Perfil Complexo

Os perfis complexos desenvolvem-se durante períodos de estabilidade tectônica, soerguimento lento (processos isostáticos), mudanças na taxa de soerguimento e subsidência (Figura-27B). A zona de *annealing* parcial neste cenário ocasiona um progressivo apagamento e geração de traços novos, resultando em um decréscimo da idade em relação com o aumento da profundidade. Quando as amostras situadas na zona de *annealing* parcial (ZAP) são soerguidas rapidamente na superfície, sua curva original é mais ou menos modificada devido a este resfriamento e soerguimento rápido. Os perfis de idades complexas existem em todos os cenários termotectônicos, onde a taxa de soerguimento fóssil pode ser

maior ou menor, influenciando diretamente no padrão de distribuição das curvas do gráfico tempo *versus* temperatura. Em todas as transições entre estabilidade tectônica e o soerguimento rápido não há distinção entre perfis complexos e os de resfriamento. Um exemplo foi colocado por Gleadow *et al.* (1984) e Gleadow e Fitzgerald (1987), onde os autores propuseram que a quebra na curva do perfil idades *versus* altitude nas Montanhas Transantárticas foi originalmente interpretada como o período em que o soerguimento foi mais acelerado; sendo o perfil composto por um soerguimento e uma seção complexa representada por uma quebra na curva, representando a base da paleo zona de *annealing* parcial soerguida.

Os perfis complexos são regularmente observados em apatitas provenientes de terrenos cristalinos. A distinção entre perfis de resfriamento e complexos têm se tornado muito difícil. Quando encontramos idades de traços de fissão crescendo com a altitude, torna-se fácil assumir uma história de resfriamento decorrente da atividade erosiva. Um perfil complexo é identificado quando este representa um nível de uma paleo zona de *annealing* parcial soerguida (zona de aquecimento), o que permite realizar avaliações sobre a taxa de soerguimento nestas seções estudadas (Gleadow e Fitzgerald, 1987, Wagner *et al.* 1989).

8.4.4-Soerguimento Epirogenético

A maior parte dos soerguimentos lentos estão associados com movimentos crustais epirogenéticos que podem ser detectados por meio de estudos termocronológicos. Movimentos epirogenéticos podem envolver períodos de baixo soerguimento interrompidos por longos períodos de quiescência tectônica ou até subsidência. Estes elementos são decisivos para evolução denudacional, sedimentar e geomorfológica das porções emersas e submersas.

A aplicação do método de traços de fissão para detectar a variação das idades de traços de fissão em apatitas e a distribuição dos comprimentos dos traços confinados ao longo de perfis verticais tem auxiliado nos estudos sobre o soerguimento epirogenético. No caso de soerguimento lento, o crescimento da

idade com a elevação pode ser diretamente associado com as condições de equilíbrio denudacional e gradiente geotérmico em uma taxa constante de soerguimento (Figura-27C). Entretanto, se a curva no perfil idade *versus* altitude é mais acentuada; provavelmente esta representa uma taxa de soerguimento epirogenética verdadeira, especialmente se as idades aparentes forem muito baixas (Gleadow e Fitzgerald, 1987, Van Den Haute, 1986b).

8.4.5-Distribuição dos Comprimentos dos Traços Confinados

Outro parâmetro de extrema importância para a análise de Traços de Fissão em Apatitas relaciona-se ao padrão de distribuição dos comprimentos dos traços confinados. As distribuições do tamanho do comprimento dos traços confinados refletem o tempo em que a rocha permaneceu dentro da zona de *annealing* parcial, podendo estimar se este período foi relativamente lento ou mais rápido ao longo do tempo geológico.

Segundo Brown *et al.* (1994), o padrão de distribuição dos traços confinados apresenta três diferentes estilos de histórias térmicas que são mostradas na figura-28. O modelo de distribuição do comprimento dos traços confinados foi produzido a partir de três diferentes histórias térmicas (a, b e c).

A história térmica (A) reflete uma história de resfriamento simples com comprimento médio dos traços confinados situados entre 14-15 μm , semelhante às registradas em rochas vulcânicas que se resfriam rapidamente e não sofrem aquecimentos posteriores.

Nas histórias térmicas (B), os padrões de resfriamento são complexos devido à distribuição não linear dos traços confinados. De acordo com as condições iniciais de temperatura, um determinado grupo de amostras pode sofrer um período de resfriamento com temperaturas inferiores a 100°C, por um período de tempo relativamente mais longo, antes de se resfriar rapidamente. Estas variações térmicas em condições de temperatura distintas irão ocasionar uma distribuição não linear nos comprimentos dos traços confinados.

No modelo de resfriamento da história térmica (C), esta sofre um padrão de resfriamento contínuo e relativamente baixo acima de 110°C, em resposta a baixa e moderada taxa de denudação (modelo C). A distribuição dos comprimentos dos traços confinados neste tipo de história termal apresenta uma ligeira inclinação, devido à preservação de traços confinados mais longos (Figura-28c).

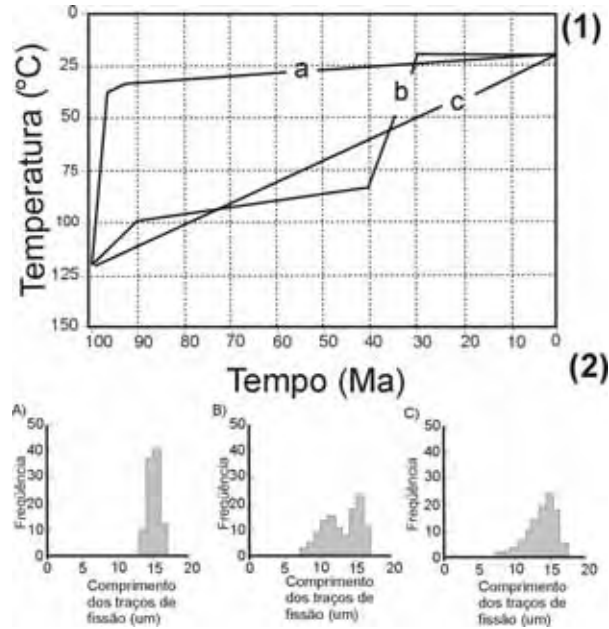


Figura-28: (1) Três estilos de histórias de resfriamento (A) padrão de resfriamento rápido, (B) padrão de resfriamento constante e apagamento parcial dos traços confinados, (C) padrão de resfriamento rápido com temperaturas próximas a base da zona de *annealing* parcial. (2) Distribuições do comprimento dos traços confinados. (A) Unimodal (B) Bimodal e (C) Mista. Modificado de Brown *et al.* (1994).

As interpretações baseadas nas relações entre as idades aparentes e as distribuições dos traços confinados fornecem diagnósticos mais precisos para a análise de perfis de resfriamento, complexos ou que apresentam influência proveniente de soerguimento epirogenético. Para ilustrar esta relação entre os dados, foram gerados várias distribuições de traços confinados representados em duas seções com pontos iniciais de (A-F), sendo o primeiro situado na seção superior da zona de *annealing* parcial (< 60°C) (Figura-29), e o segundo com pontos iniciais de (G-I), com distribuição situada na porção inferior da zona de *annealing* parcial (>60°C).

As distribuições dos comprimentos médios situados na seção superior da zona de *annealing* são constituídas por variáveis mais complexas, devido ao desequilíbrio nas condições de tempo e temperatura em que as idades de traços de fissão foram geradas ao longo do tempo geológico. Esta compreende duas populações distintas de traços confinados, a primeira representando os traços confinados que sofreram encurtamento e que foram gerados durante os primeiros 50 Ma sob condições de temperatura constante, e a segunda formada durante o estágio de resfriamento associado ao episódio de intensa denudação; provavelmente correlacionado a períodos soerguimentos de origem tectônica, o que acabou formando os traços confinados com comprimentos médios mais longos cerca de 15 μm . Outro fator que pode influenciar diretamente no tamanho dos traços confinados é a paleopropriedade em que os traços foram formados. O comprimento médio dos traços sofre um encurtamento, refletindo diretamente o aumento da temperatura (60°C) (Figura: 29 b-d) no ambiente em que estes traços foram acumulados. Em níveis de paleotemperaturas de aproximadamente 95°C, os traços são continuamente formados, sendo que posteriormente grande parte destes traços confinados sofre encurtamento (Figura: 29d-f). Estas oscilações de temperatura nos níveis de paleopropriedade em que os traços foram acumulados ocasionarão um padrão de distribuição bimodal, provavelmente decorrente da atuação de processos erosivos e tectônicos ao longo de sua história geológica.

Um outro tipo de distribuições dos traços confinados situados na porção inferior da zona de *annealing* parcial (>60°C), apresentou um padrão de distribuição de idades de resfriamento (Figura-29b). O padrão de distribuição unimodal dos traços confinados unimodal apresentou comprimento médio de ~14.5 μm . Este tipo de distribuição unimodal (G-I) reflete um história de resfriamento simples e constante ao longo do tempo geológico.

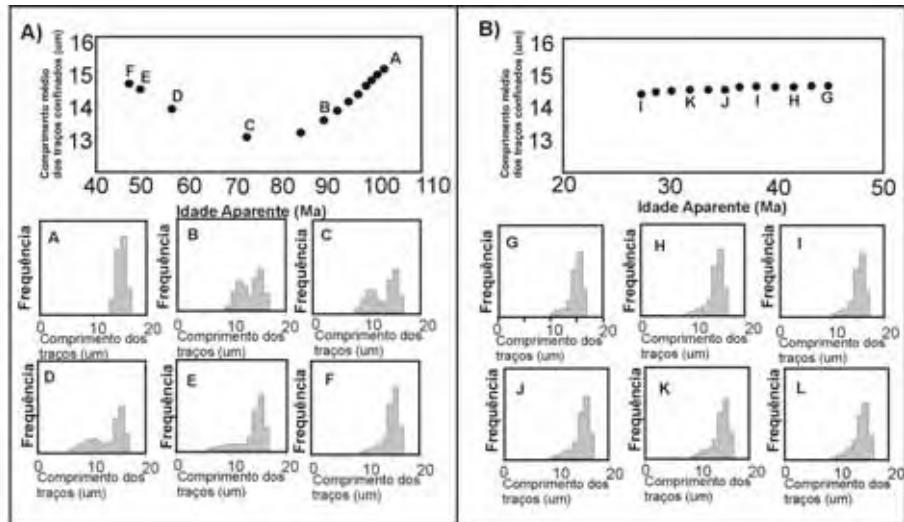


Figura-29: (A) Distribuição das idades de traços de fissão em apatitas na seção superior da zona de *annealing* parcial e sua relação com a distribuição com o comprimento médio dos traços confinados, e (B) distribuição das idades de traços de fissão em apatitas na seção inferior da zona de *annealing* parcial e sua relação com a distribuição com o comprimento médio dos traços confinados (Modificado de Brown *et al.* 1994).

8.5-Técnicas de datação-procedimento

8.5.1-Método de Análise da População

Este método baseia-se na análise microscópica de uma população de no mínimo 100 grãos de apatitas fósseis (sem irradiação no reator) e 100 grãos de apatitas induzidas. A porção da amostra que é encaminhada ao reator é submetida a um *annealing* total prévio em um forno durante 4 horas sob temperatura de 400°C. Após a contagem e medição dos traços fósseis e induzidos, e respectivamente os traços confinados fósseis e induzidos, a somatória dos traços de todos os grãos analisados, tanto da amostra induzida como da fóssil são utilizadas para o cálculo da densidade.

8.5.2-Método do Detector Externo (MDE)

Neste método os traços induzidos são analisados em um detector externo acoplado à amostra a ser irradiada. Neste caso é utilizada somente uma população de grãos, pois os mesmos são irradiados após a revelação dos traços fósseis, já os traços induzidos são revelados somente na mica (Fleisher e Hart, 1972).

O procedimento de análise dos grãos é efetuado no microscópio Zeiss Axioplan com aumento de 100x, ligado a um microcomputador que possui o *software* específico para a determinação dos quatro eixos de direção. Primeiramente a amostra é calibrada, ou seja, são selecionados 4 pontos na resina que contêm os grãos de apatitas, e posteriormente são calibrados os 4 pontos correspondentes na mica (Figura-30). Tal procedimento é realizado por um *software* que permite definir pontos de referência entre a resina e a mica, possibilitando o mapeamento dos grãos. Posteriormente para cada grão mapeado é possível focalizar a seu “espelho” contendo os traços de fissão induzidos na mica.



Figura-30: Esquema de montagem da amostras para ser analisada no microscópio (Método do detector externo).

8.5.3-Preparação de Amostras

Após a coleta de amostras estas foram tratadas no laboratório de preparação de amostras pedológicas e geológicas (LAPEGE) no Departamento de Petrologia e Metalogenia-Unesp-IGCE-Rio Claro-SP.

Primeiramente as amostras passam por um processo de moagem, em dois britadores de mandíbula, e posteriormente em um britador de rolo. Após serem britadas, as amostras são peneiradas automaticamente em peneiras com fração de 80 mesh, para que se possa separar a fração mais fina do material rochoso recém britado.

Com o peneiramento das amostras, o próximo passo é o bateamento manual das amostras onde são descartadas as frações mais leves dos minerais, restando apenas a fração mais pesada. Com a separação desta fração mais pesada, os mesmos serão separados em um separador magnético do tipo *Frantz* para separar as frações magnéticas e paramagnéticas. Este procedimento é repetido para correntes desde 0,0 até 1,4 A, quando finalmente, temos a fração não magnética que contém minerais como a apatita, o zircão e uma fração residual de minerais leves como quartzo e/ou feldspato.

Posteriormente, segue-se para separação por densidade, onde é utilizado o Bromofórmio. Neste tipo de separação; minerais como a apatita e zircão afundam na solução, enquanto que os demais minerais mais leves flutuam.

Após a separação química, o concentrado segue para a separação manual realizada com o auxílio de lupa com aumento máximo de 40x, nos quais são separados os melhores grãos de apatita. Estes grãos de apatita posteriormente são montados em moldes de silicones com tamanho aproximado de 1cm². Com a montagem finalizada, coloca-se resina epóxi nestes moldes. Após a secagem das resinas, as amostras são encaminhadas para o processo de polimento em uma politriz mecânica. Neste processo de polimento são utilizadas lixas com grana 800 a 1200 mesh, posteriormente as resinas são polidas em três seções com pano para polimento (Dp-Mol marca Struers), juntamente com pastas diamantadas de 0-1, 1-2 e 2-4 microns respectivamente; utilizando como lubrificante vaselina líquida.

Com a finalização do processo de polimento, as amostras são encaminhadas para o ataque químico para revelação dos traços fósseis. Este ataque é feito em uma solução aquosa de ácido nítrico, com 10% de ácido a 60%, sob temperatura de 20° C em um banho termostático. Cada amostra é deixada sob ataque durante 60 segundos, e em seguida é colocada em uma solução de bicarbonato de sódio para a

interrupção do ataque. Finalizado o ataque químico das amostras de apatitas, estas são montadas com auxílio de filme de PVC, utilizando uma placa de mica previamente atacada com ácido fluorídrico a 40% durante o período de uma hora, para que possam ser atacados os possíveis traços presentes neste mineral. Depois de montadas, as amostras estão prontas para a montagem com os vidros dosímetros para serem enviadas ao reator nuclear a fim de se induzir a fissão do ^{235}U . Ao retornar do reator as montagens são desfeitas e as micas são submetidas a um ataque químico para revelação dos traços induzidos. As micas são colocadas em HF 40% sob temperatura de 15°C durante 2 horas e meia e neutralizadas em solução de bicarbonato de sódio. Finalizado este processo, as amostras estão prontas para serem contadas e medidas através da utilização do microscópio óptico com aumento de 1000x.

8.6-TERMOCRONOMETRIA DE BAIXA TEMPERATURA POR U-TH/HE EM APATITAS

8.6.1-Introdução

O decaimento da série de isótopos naturais (U e Th) têm sido reconhecido desde o descobrimento da radiação, e subseqüentemente com o advento da geocronologia. Por meio das medidas de concentração de U e Th, alguns tipos de minerais puderam ser datados. Os primeiros estudos realizaram medições de hélio obtiveram idades muito recentes (Hurley, 1954). Uma causa provável para a obtenção de idades mais jovens foi descrita anteriormente por Rutherford 1905 (*apud* Lynn, 2005), sendo estas atribuídas à perda de hélio; neste caso as idades de hélio fornecem apenas uma estimativa mínima do tempo decorrido desde a sua formação (Reiners, 2002). Avanços posteriores principalmente com o método de datação por K-Ar e outras técnicas geocronológicas levaram a datação de (U-Th)/He a ser desconsiderada e rejeitada, devido a parâmetros incertos em sua técnica (Zeitler *et al.* 1987). Somente após os estudos realizados por Zeitler *et al.* (1987), tendo como mineral para a análise a apatita, mas especificamente a apatita Durango (fluorapatita) de Cerro Mercado (México) (Young *et al.* 1969), as idades de hélio puderam ser interpretadas, pois as mesmas indicaram ser um termocronômetro de baixa temperatura. Estudos posteriores têm confirmado a baixa temperatura de fechamento do sistema (U-Th)/He em apatitas (Lippolt *et al.* 1994, Wolf *et al.* 1996; Warnock *et al.* 1997).

Estudos sobre a calibração natural realizada por Warnock *et al.* 1997; Wolf *et al.* 1996 e House *et al.* 2000, e estudos laboratoriais (Farley, 2000) tem confirmado a sensibilidade do sistema (U-Th)/He em apatitas a baixas temperaturas. Tal técnica tem sido uma ferramenta muito importante nas questões relacionadas às interações entre a topografia e exumação (House *et al.* 1998).

8.6.2-Produção de Hélio

O nuclídeo de ${}^4\text{He}$ (partícula α) é produzido durante o decaimento radioativo das séries do ${}^{238}\text{U}$, ${}^{235}\text{U}$ e ${}^{232}\text{Th}$ (Farley, 2002), resultando na produção estável de ${}^{206}\text{Pb}$, ${}^{207}\text{Pb}$ e ${}^{208}\text{Pb}$. Uma quantidade insignificante de partículas α também são produzidas pelo decaimento do ${}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}$, gerado os nuclídeos radiogênicos de ${}^{143}\text{Nd}$, ${}^{140}\text{Ce}$, respectivamente (Reiners, 2002). A equação fundamental do sistema (U-Th)/He é dado por:

$${}^4\text{He} = 8 \cdot {}^{238}\text{U}(t)(e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7 \cdot {}^{235}\text{U}(t)(e^{\lambda_{235}t} - 1) + 6 \cdot {}^{232}\text{Th}(t)(e^{\lambda_{232}t} - 1) \quad (7)$$

Onde: ${}^4\text{He}(t)$, $\text{U}(t)$ e $\text{Th}(t)$ são as quantidades presentes no tempo t , λ são as constantes de decaimento e t é o tempo de acumulação ou idade de hélio (Farley, 2002, Reiners, 2002).

8.6.3-Emissão de partícula α

Um dos principais problemas encontrados no sistema (U-Th)/He ocorre durante o decaimento radioativo, no qual as partículas α produzidas pelo decaimento do U e Th são emitidas com uma energia cinética suficiente para atravessar muitos microns através da matéria sólida antes de se neutralizar (Farley *et al.* 1996). Uma consequência deste processo é a segregação espacial entre os elementos pais e filhos, onde a escala rochosa é negligenciada (Farley *et al.* 1996). Isto pode levar a áreas de manifestações de idades mais antigas ou mais novas. A existência de cristais zonados pode exercer um forte controle da distribuição de hélio, pois os efeitos da zonação presente nos minerais podem afetar na distribuição dos isótopos de U e Th, influenciando diretamente no controle de dissipação da partícula α .

8.6.4-Seleção do Cristal

Um dos grandes problemas e dificuldades que existe na datação por (U-Th)/He em apatitas é a presença de inclusões ricas em U e Th dentro dos cristais (Farley, 2002). Estas inclusões geralmente são compostas por zircão, monazita ou inclusões fluídas (Ehlers e Farley, 2003). A maioria destas inclusões podem ser visualizadas por meio de um microscópio binocular. Um bom critério de seleção de minerais para datação é dar preferência aos cristais com tamanhos homogêneos para que possam obedecer aos parâmetros de correção (F_T), onde se medem os eixos de maior e menor alongação do mineral a ser datado.

8.6.5-Efeitos da zonação

Os efeitos da zonação de U e Th nos cristais de apatita são os fatores que possuem maior influência na correção da idade final da amostra. Uma das proposições colocadas por meio da técnica de correção (F_T) é que a distribuição de U e Th são uniformes nos cristais a serem analisados, mas isto nem sempre é verdade. Muitas vezes, a distribuição de U e Th pode estar zonada com o enriquecimento na borda ou no núcleo do cristal, com fortes implicações na emissão de partículas α . Exemplos de cristais zonados são dados por Meeters e Dunai (2002b), onde a forte zonação é mostrada pela distribuição de traços de fissão, ambos espontâneos e induzidos.

Um empecilho para as amostras zonadas é a imprecisão da técnica de correção (F_T). O ideal neste caso é realizar uma caracterização da zonação do cristal e avaliar se o padrão de correção (F_T) será aplicado ou não.

8.6.6-Difusão do Hélio

Medidas de difusão do gás hélio em laboratório indicam que o hélio radiogênico é retido na apatita sob temperaturas médias da superfície da terra ($\pm 45^\circ\text{C}$), mas é em ambientes com altas temperaturas que a perda por difusão é

maior (Zeitler *et al.* 1987, Lippolt *et al.* 1994; Wolf *et al.* 1996). Como consequência, as idades de U-Th/He em apatitas são sensíveis à temperaturas muito baixas (<100°C), e em muitos casos irão registrar detalhes sobre a história de resfriamento da apatita, pois as idades de hélio em apatitas são sensíveis à temperatura menor do que outros termocronômetros, podendo prover novas informações sobre a evolução das rochas sob diferentes condições de temperatura *versus* tempo (Wolf *et al.* 1997). As temperaturas de fechamento propostas por Dodson (1973) provêm um dos meios mais eficazes para a interpretação das idades de resfriamento baseada na difusibilidade em laboratório, assumindo uma taxa de resfriamento de 10°C/Ma, e uma temperatura de fechamento, no caso para o U-Th/He em apatita cerca de 75°C (Wolf *et al.* 1996).

De acordo com o modelo de produção e difusão do hélio, este é emitido por meio de decaimento uniforme do urânio e tório. No modelo proposto por Wolf *et al.* (1996) a geometria esférica de difusão consiste em medidas de difusão em laboratório no mineral apatita. O local do gradiente de concentração de hélio resulta na emissão de partículas (α) de alta energia na superfície do grão (Farley *et al.* 1996 a), que podem ser ignoradas por causa do domínio de difusão ser muito menor do que o tamanho real dos grãos de apatita (Wolf *et al.* 1996).

A produção radiogênica e perda por difusão da concentração de hélio são em função da posição radial r com o domínio de difusão esférico do raio a :

$$\frac{\partial^4 He(r,t)}{\partial t} = \frac{D(t)}{a^2} \left[\frac{\partial^2}{\partial r^2} He(r,t) + \frac{2}{r} \frac{\partial}{\partial r} He(r,t) \right] + 8\lambda_{238} U(t) + 7\lambda_{235} U(t) + 6\lambda_{232} Th(t) \quad (8)$$

$D(t)$ é o tempo dependente do coeficiente de difusão em relação a Arrhenius:

$$\frac{D(t)}{a^2} = \frac{D_0}{a^2} \exp \left[-\frac{E_a}{RT(t)} \right] \quad (9)$$

Onde D_0 é a temperatura de difusibilidade infinita e E_a é a energia de ativação medida em experimentos de laboratório, R é a constante de gás, e $T(t)$ é uma história térmica arbitrária. Assume-se que o limite de concentração é igual a zero. As principais características da difusão do hélio proveniente da apatita tem sido investigada por vários grupos (Zeitler *et al.* 1987; Lippolt *et al.* 1994; Wolf *et al.* 1996). Muitas apatitas tem sido estudadas, especialmente as provenientes dos

granitos. A difusibilidade varia de acordo com a composição química e o tamanho do grão, no caso da apatita Durango, a temperatura de fechamento varia de $75\pm 5^{\circ}\text{C}$, assumindo uma taxa de resfriamento de $10^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$.

8.6.7-Separação dos cristais de apatita para a datação de (U-Th)/He

Para a obtenção dos cristais de apatitas são realizados todos os procedimentos laboratoriais descritos no item 8.5.3. Finalizada a etapa de concentração dos minerais pesados (apatita + zircão), estes concentrados são novamente repassados no separador magnético do tipo “Frantz”. Com o equipamento numa inclinação frontal de 5° , inicia-se a separação das frações não-magnéticas do concentrado de minerais pesados. A separação das frações não-magnéticas do concentrado se faz variando a amperagem em intervalos de 0.4 a 1.4 ampères. Tal procedimento é realizado para eliminar os grãos de apatitas que possuem uma grande quantidade de inclusões.

Após esta etapa, dá-se início dos processos de catação manual em uma lupa binocular com aumento de 40 vezes. O concentrado contendo os grãos de apatita podem ser colocados no vidro de relógio de fundo chato ou pedaço de cerâmica branca. Com o auxílio de um pincel (com um pedaço de fio de cabelo preso na sua extremidade) e umedecido com óleo retirado da pele (é só passar o pincel na porção lateral do nariz), tal procedimento é realizado para que, no momento em que o cristal for escolhido, este fique preso na ponta do pincel. Deste modo, pode ser feita a separação de grãos de apatitas com as mesmas características físicas (tamanho e forma).

Foram separadas sete amostras de apatitas, contendo aproximadamente 100 grãos de apatita para cada amostra, seguindo os procedimentos acima descritos. As amostras posteriormente foram enviadas para a Universidade do Kansas (EUA)-Departamento de Geologia sob os cuidados do Prof. Dr. Daniel Stockli. No laboratório de (U-Th)/He situado no Departamento de Geologia da Universidade do Kansas (EUA), seis das sete amostras enviadas foram analisadas. Nos procedimentos laboratoriais foram extraídos o He retidos no retículo cristalino de

3 grãos para cada amostra analisada, posteriormente foram analisadas a porcentagem de U e Th (ppm) presentes nos mesmos grãos que foram extraídos o He.

9. RESULTADOS E DISCUSSÕES

9.1-Introdução

De acordo com a proposta do trabalho foram analisados diferentes modelos de evolução da paisagem aplicados em ambientes de margem passiva, juntamente com a descrição dos episódios tectônicos e denudacionais do final do Mesozóico e decorrer do período Cenozóico no sudeste brasileiro. Visando esta correlação entre os diferentes elementos processuais que compõem os relevos da Serra do Mar foram reconhecidas, mapeadas e interpretadas uma série de níveis de paleosuperfícies distribuídos ao longo dos relevos que compõem a área de estudo. Associadas a estas análises geomorfológicas foram realizadas datações termocronológicas de baixa temperatura utilizando o método de datação por Traços de Fissão em Apatitas e (U-Th)/He em apatitas. As análises dos resultados destes termocronômetros de baixa temperatura permitiram correlacionar os dados de distribuição das idades aparentes *versus* altitude (metros), o padrão de distribuição dos histogramas de traços confinados, além das interpretações das histórias térmicas modeladas para cada setor estudado, visando caracterizar a história tectônica e denudacional da Serra do Mar principalmente no limite Cretáceo Superior e início do Paleógeno.

Em alguns níveis de paleosuperfícies não foi possível descrever indícios da atuação pretérita de processos tectono-denudacionais que contribuíram na configuração dos níveis de paleosuperfícies descritos; pois os processos erosivos tardios não permitiram a preservação destas morfologias distintas para oferecer indícios sobre a preservação de remanescentes erosivos mais antigos.

9.2-Mapa de Níveis de Paleosuperfícies

O mapa de níveis de paleosuperfícies foi confeccionado a partir das cartas topográficas e o modelo digital de terreno resolução de aproximadamente 90 metros, *Shuttle Radar Topography Mission-SRTM/USGS/EROS Data Center* das

áreas de Volta Redonda, Ilha Grande, Santos, São Paulo, Iguape e Curitiba na escala 1:250 000.

Foram reconhecidas as organizações de vários níveis de superfícies ao longo das unidades geomorfológicas nivelando altitudes diferenciadas a partir do mapa hipsométrico. Estas superfícies foram classificadas em nove grupos de níveis de paleosuperfícies distribuídas de norte para sul na área de estudo, segundo a nomenclatura proposta por Ponçano *et al.* (1981), Campanha *et al.* (1994) e Silva (2002, 2003) para as respectivas unidades geomorfológicas estudadas (Anexo-1).

A partir dos dados extraídos das cartas topográficas foi possível delimitar cinco intervalos de níveis de paleosuperfícies. Os níveis mais elevados, compreendidos entre 1800 a 1200 metros, representam em sua maioria regiões montanhosas situadas próximas ao Planalto da Bocaina (setor-2). Os níveis de paleosuperfícies compreendido entre 1000 e 800 metros são formados por relevos fortemente intemperizados, formando a porção interiorana dos planaltos (Planalto de Paraitinga) que compõem a Serra do Mar na seção voltada para o interior continental. Alguns dos níveis de paleosuperfícies mapeados associados com os dados de termocronologia de baixa temperatura representam níveis de antigas superfícies erosivas que foram soerguidas durante o Paleógeno, como é o caso na área formada pelo Planalto Paulistano, denominado localmente de Planalto de Moraes (setor-3) que constitui área da nascente do rio Tietê. Os níveis de paleosuperfícies compreendidos entre 700 metros no Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico e o Domínio Morfoestrutural das Depressões Tectônicas Cenozóicas (setor-1) em sua maioria perfazem morfologias formadas por vertentes côncavas e intensamente intemperizadas. Os demais níveis de paleosuperfícies, situados entre 600 e 200 metros situam-se na porção sul da área de trabalho (setor-4), representado pelas Baixadas Litorâneas em suas porções com menor elevação, enquanto que os níveis de paleosuperfícies mais elevados em sua maioria são formados por morros cristalinos residuais que margeiam as áreas mais dissecadas.

9.3-Descrição e Análise dos Níveis de Paleosuperfícies

9.3.1-Setor-1: Domínio Morfoestrutural das Depressões Tectônicas Cenozóicas e Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico (estado do Rio de Janeiro)

9.3.1.1-Análise Geomorfológica

Nos compartimentos geomorfológicos onde foram mapeados os níveis de paleosuperfícies, ambos apresentam controle na estruturação dos relevos decorrentes das antigas zonas de cisalhamento com direção NE-SW, e segmentadas por estruturas NW-SE.

No Domínio Morfoestrutural das Depressões Tectônicas Cenozóicas as serras seguem a direção estrutural (NE) dominante do substrato pré-cambriano, representado por relevos residuais ligados ao afloramento de rochas mais resistentes. Entretanto, a hipótese de erosão cíclica como determinante na compartimentação do relevo parece pouco provável face aos desajustes observados entre os diferentes níveis de paleosuperfícies mapeados. Em algumas áreas, as escarpas não apresentam grandes divisores de drenagem que as disseca; o que as acaba tornando inexpressivas como feições topográficas, perdendo-se no interior dos domínios de colinas. O problema das relações entre a rede de drenagem e os níveis de cimeira dos relevos tornam-se interessante também quando se observa que a drenagem encontra-se bem ajustada aos níveis topográficos que se apresentam ligeiramente rebaixados e embutidos no interior dos domínios colinosos. De modo geral, as altitudes dos domínios formados por colinas que acompanham os eixos dos principais coletores é inferior às das secções periféricas, independente das altitudes absolutas dos compartimentos (Meis *et al.*1982).

Foram mapeados dois níveis de paleosuperfícies (Anexo-1) (Setor-1) no Domínio Morfoestrutural das Depressões Tectônicas Cenozóicas situados entre 600 metros próximo ao limite do Planalto da Bocaina, e o segundo nível de paleosuperfície com 400 metros dentro das unidades morfológicas drenadas pelo rio Paraíba do Sul. Os níveis de paleosuperfícies situados entre 600 a 400 metros

são constituídos por conjuntos de colinas mais dissecadas e intemperizadas. Na porção adjacente na direção sudoeste destes níveis de paleosuperfícies, temos o contato com o início do Planalto da Bocaina, representando os níveis de paleosuperfícies superiores a 1000 metros de altitude. No Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico foi mapeado o nível de paleosuperfície situado a 800 metros de altitude (Anexo-1). Este nível de paleosuperfície representa o divisor de drenagem principal da área, sendo formado por conjuntos de colinas dissecados, com orientação nordeste em sua grande maioria.

9.3.2-Setor-2: Planaltos da Bocaina e Paraitinga (Serrania da Bocaina e do Quebra-Cangalha) (SP/RJ)

9.3.2.1-Análise Geomorfológica

No mapa de paleosuperfícies (Anexo-1) foram mapeados níveis com intervalos de altitudes entre 1800-1200 metros, representando os planaltos da Bocaina e Paraitinga (ver item 5.2.4- capítulo V). O Planalto da Bocaina é formado por relevos escalonados que constituem a Serrania da Bocaina. Na porção formada pelo Planalto do Paraitinga, os relevos são caracterizados por uma intensa dissecação e drenagens mais desenvolvidas, constituindo as morfologias que perfazem a Serrania do Quebra-Cangalha (ver item 5.2.4- capítulo V). Nas regiões próximas ao litoral, o nível de paleosuperfície situa-se em altitudes inferiores a 600 metros, sendo este representado pelo domínio das escarpas e morrotes que formam porções dos relevos de escarpas da Serra do Mar.

Os níveis de paleosuperfícies situados entre 1800 a 1200 metros apresentam uma distribuição fortemente controlada por lineamentos morfoestruturais na direção NE-SW. Esta direção coincide com a estruturação pré-cambriana dada pelas zonas de cisalhamento de Rio Bonito e Cubatão, correspondendo morfológicamente ao alinhamento de escarpas retilíneas e de cristas no Planalto da Bocaina (Hiruma *et al.* 2005).

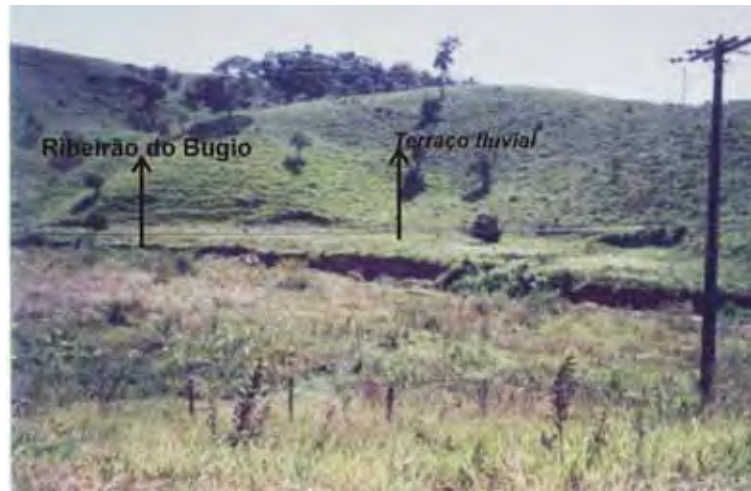
Na Serrania do Quebra-Cangalha foram mapeados os níveis de paleosuperfícies com altitudes entre 1100 a 900 metros. O relevo que compõem

estes níveis de paleosuperfícies é constituído por planaltos intermontanos, fortemente intemperizados, com vertentes côncavas-convexas, fundos de anfiteatros entulhados e amplas planícies fluviais com forte acumulação de sedimentos (Fotografia-1). As distribuições dos planaltos intermontanos encontram-se alinhado na direção nordeste, acompanhando as direções das principais falhas (NE) que recortam e delimitam os relevos na área.



Fotografia-1: Morfologias encontradas na região da Serrania do Quebra-Cangalha no nível de paleosuperfície situado no intervalo de altitude de 1100 a 900 metros. Estrada Cunha-Campos de Cunha (SP).

Os níveis de paleosuperfícies com altitudes entre 800-700 metros constituem a média Morraria do Paraitinga, representados por vales fluviais mais desenvolvidos, formada pelo alto curso da bacia do rio Paraitinga (Fotografia-2). Neste setor pode se verificar a existência de rios encaixados e terraços fluviais escalonados ao longo do vale assimétrico. As vertentes são côncavas, com forte grau de intemperismo, evidenciado pela espessura do manto de intemperismo na área.



Fotografia-2: Morfologias encontradas na Alta Morraria do Paraitinga no nível de paleosuperfície situado no intervalo de altitude de 800 a 700 metros. Próximo ao trevo de Cunha (SP). Rodovia Guaratinguetá -Cunha (SP).

9.3.3-Setor-3: Planalto de Paraitinga, Paulistano e Juqueriquerê

9.3.3.1-Análise Geomorfológica

Os compartimentos geomorfológicos, formados pelos Planaltos do Paraitinga, Paulistano e Juqueriquerê apresentaram três níveis de paleosuperfícies distintos (Anexo-1). O primeiro nível de paleosuperfície com intervalo de altitude entre 900 a 700 metros, situado no Planalto de Paraitinga, o segundo nível de paleosuperfície com altitudes entre 1400 a 1000 metros, localizado na zona de transição entre o Planalto de Paraitinga e o Planalto Paulistano, e o terceiro nível de paleosuperfície 600 a 200 metros no Planalto de Juqueriquerê.

O Planalto de Paraitinga é constituído por níveis de paleosuperfícies com intervalos de altitudes entre 900 a 700 metros (Fotografia-3). Estas paleosuperfícies formam as porções mais elevadas que constituem os interflúvios que bordejam as drenagens dos rios Paraitinga, representando as altitudes mais elevadas de aproximadamente 900 metros, e do rio Paraibuna, representando os níveis de paleosuperfícies mais baixos aproximadamente 700 metros, neste trecho os níveis de paleosuperfícies estão dispostos obedecendo à direção nordeste, enquanto que nas demais áreas elas praticamente não obedecem a uma direção preferencial.



Fotografia-3: Morfologias encontradas no Planalto de Paraitinga com nível de paleosuperfície situado no intervalo de altitude de 900 a 700 metros. Rodovia Natividade da Serra-Redenção da Serra (SP).

Na porção mais ao sul do Planalto do Paraitinga, próximo ao divisor principal entre os rios Paraíba do Sul e Paraitinga, os níveis de paleosuperfícies se apresentam mais elevados devido à presença de relevos que compõem a zona de transição com o Planalto Paulistano, localmente denominado por Campanha *et al.* (1994) por Planalto de Moraes (ver item 5.2.5- capítulo-V). Os níveis de paleosuperfícies neste setor chegam a atingir altitudes em torno de 1400 a 1000 metros (Anexo-1), nivelando os topo dos planaltos intermontanos que formam corredores com direção nordeste. Estes corredores morfológicos representam os vários degraus que compõem os relevos da Serra do Mar, onde também temos a presença das principais drenagens (rio Paraíba do Sul, Paraibuna e Paraitinga) que drenam paralelamente em relação as estes corredores.

Na área que constitui parte do Planalto de Moraes, o nível de paleosuperfície atinge intervalo de altitude de 1400 a 1200 metros, representando a porção mais elevada no setor (3) (Fotografia-4) (Anexo-1). Este setor é formado pelas nascentes do rio Tietê que se dispõem em altitudes mais elevadas em relação aos demais planaltos que compõem a área. Os níveis de paleosuperfícies mais elevados parecem obedecer a uma direção preferencial nordeste, sendo que o mesmo acontece para as paleosuperfícies de níveis inferiores.



Fotografia-4: Morfologias encontradas na zona de transição entre o Planalto de Moraes e o Planalto Paulistano situado no nível de paleosuperfície com intervalo de altitude de 1400 a 1200 metros. Rodovia Salesópolis-Santa Branca (SP).

O terceiro nível de paleosuperfície com altitudes entre 600-200 metros encontra-se no Planalto de Juqueriquerê (Anexo-1). Este planalto se apresenta como uma porção rebaixada em relação ao Planalto de Moraes. Os níveis de paleosuperfícies obedecem à direção preferencial nordeste ao longo do planalto. Os relevos que o constituem dispõem-se em patamares, onde o forte entalhamento da drenagem chega a isolar pequenos restos de planalto.

9.3.4-Setor-4: Serrania Costeira, Morraria Costeira e Baixadas Litorâneas

9.3.4.1-Análise Geomorfológica

Os compartimentos geomorfológicos, formados pela Serrania Costeira, Morraria Costeira e Baixadas Litorâneas apresentaram três níveis de paleosuperfícies distintos (Anexo-1).

A Serrania Costeira é formada por níveis de paleosuperfícies com intervalos de altitudes entre 1000-700 metros. Estas paleosuperfícies formam as porções mais elevadas que constituem os interflúvios que bordejam as drenagens dos rios Juquiá e Ribeira de Iguape, todas apresentando direção NE. O nível de paleosuperfície

com intervalo de altitude de 800 a 600 metros é formado pelo predomínio da Morraria Costeira, que se situa ao das principais zonas de cisalhamento com direção nordeste, desaparecendo nas áreas mais rebaixadas drenadas pelo rio Ribeira de Iguape (Anexo-1).

O terceiro nível de paleosuperfície com altitudes de 400 a 200 metros situa-se próximo à borda da zona litorânea. Os relevos que compõem este nível de paleosuperfície são formados por pequenos morrotes resistentes às ações erosivas, constituindo fragmentos em meio à vasta baixada litorânea que compõe este trecho do setor (4) (Anexo-1).

9.4-RESULTADOS DE TRAÇOS DE FISSÃO EM APATITAS

Os dados obtidos a partir da termocronologia por traços de fissão em apatitas coletados nos setores (1), (2), (3) e (4) da área de estudo, registraram idades diferenciadas ao longo das morfologias situadas nas porções interioranas da Serra do Mar. Nas porções que perfazem os planaltos interioranos da Serra do Mar, algumas seções amostradas, mostraram distribuições complexas nos dados idades *versus* altitude, mostrando a preservação de idades mais jovens nas porções mais elevadas, enquanto que nas seções adjacentes a porção litorânea, as idades de traços de fissão em apatitas apresentaram um perfil de resfriamento simples, predominado o aumento das idades em direção ao interior continental (Tabela-5). Foram utilizados na interpretação dos resultados termocronológicos a análise das distribuições das idades corrigidas e aparentes, e o comprimento médio dos traços confinados, e análises das modelagens de histórias térmicas. Estes dados, juntamente com a análise da relação entre idade *versus* elevação e as correlações geomorfológicas da área, possibilitaram averiguar os reflexos dos principais eventos tectônicos e denudacionais nas porções marginais e interioranas da Serra do Mar que contribuíram na configuração da paisagem. Os dados obtidos a partir da termocronologia por traços de fissão em apatitas indicaram variações nas idades obtidas ao longo dos distintos compartimentos geomorfológicos situados nos setores estudados (Figura-1).

Na análise das modelagens de histórias térmicas, as caixas de Monte Carlo foram definidas seguindo os principais registros geológicos e geomorfológicos da Serra do Mar descritos na literatura, principalmente durante o Cenozóico (capítulo-4).

Tabela-5: Idades de Traços de Fissão em apatitas no trecho compreendido entre Cunha (SP) e Bertioga (SP) englobando parte da província geomorfológica Serra do Mar. Legenda - ρ_s / ρ_f -densidade média dos traços de fissão na apatita e na mica; Φ -Fluência de nêutrons térmicos durante irradiação no Reator Nuclear no Instituto de Pesquisas Nucleares (IPEN). As datações foram calculadas utilizando a calibração absoluta proposta por Iunes (1999) e Iunes *et al.* (2002), a constante de decaimento por fissão espontânea do ^{238}U ($\lambda_f = 8.37 \pm 0.17$) $\times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$ proposta por Guedes *et al.* (2003). *Dados utilizando o Método da População referente ao Pós-Doutoramento de Carlos A. Tello Saenz (2002) e ** Dados referentes à dissertação de mestrado de Ribeiro (2003).

Amostra	Altitude (metros)	Nº de cristais	Φ (*10 ¹⁵ nêutrons/cm ²)	ρ_s/ρ_i (N)	L/Lo (N)	Idade Aparente	Idade Corrigida
Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico e o Domínio Morfoestrutural das Depressões Tectônicas							
Cenozóicas (setor-1).							
TF-685	98	28	5.177±0.369	1.02 (340/332)	10 (10)	35±15	62±26
TF-753	302	46	7.949±0.53	0.98 (391/397)	13.5 (5)	52±3	61±17
TF-755	661	89	7.949±0.53	1.09 (604/52)	12.6 (3)	57±4	73±15
TF-756	458	101	7.463±0.307	1.4 (1706/1201)	12.6 (45)	68±3	85±17
TF-758	73	54	10.6±0.25	0.62 (245/389)	11.8 (32)	45±4	61±6
Serrania da Bocaina e Quebra-Cangalha (setor-2)							
TF-119**	860	100	4.96±0.07	1.18 (680/579)	0.84 (100)	26±4	31±5
TF-120**	854	100	4.96±0.07	1.55 (856/550)	0.74 (100)	68±3	92±5
TF-121**	900	100	4.96±0.07	1.73 (468/252)	0.83 (100)	75±3	90±4
TF-122	1132	125	8.86±0.05	1.23 (1481/1627)	0.77 (55)	52±5	68±6
TF-123**	1268	100	4.96±0.07	1.39 (455/382)	0.82 (100)	61±3	74±4
TF-124	1376	142	8.86±0.05	0.77 (1773/1984)	0.76 (25)	48±4	62±6
TF-125	1088	87	4.96±0.07	0.78 (518/651)	0.74 (100)	42±4	54±5
TF-126	520	100	8.86±0.05	0.61 (926/963)		59±6	
TF-127	72	24	8.86±0.05	0.84 (266/314)		51±6	
TF-128**	259	100	4.96±0.07	1.67 (772/469)	0.86 (100)	31±5	36±6
TF-129A	35	67	8.86±0.05	1.1 (979/1755)	0.70 (15)	47±3	69±6
TF-130	35	100	4.96±0.07	1.2 (840/1065)	0.85 (29)	36±3	41±6
TF-499	954	35	7.15±0.178	1.7 (502/295)	12 (7)	84±4	113±50
Planalto do Paraitinga, Paulistano e Juqueriquerê (Setor-3).							
TF-29*	635	100	3.844(±3.5%)	1.34 (±12.3%)	0.79(±1.6%)	62 (±13%)	88.2 (±14%)
TF-30*	680	100	3.844(±3.5%)	1.14 (±11.3%)	0.80(±1.4%)	53(±12.1%)	71 (±13%)
TF-32*	684	100	2.251(±4%)	2.25 (±9.3%)	0.82(±1.1%)	61(±10%)	79 (±11%)
TF-33*	756	100	2.251(±4%)	2.36 (±10%)	0.82(±1.5%)	64 (±11%)	83 (±12%)
TF-34*	1072	100	2.251 (±4%)	2.26 (±10%)	0.81(±1.2%)	44 (±12%)	59 (±13%)
TF-35*	1027	100	2.251(±4%)	1.89 (±15%)	0.82(±1.2%)	51 (±12%)	66(±18%)
TF-39*	1063	100	2.251(±4%)	1.83(±9.7%)	0.81(±1.0%)	50 (±10%)	67(±11%)
TF-652	735	46	7.18±0.18	1.5 (743/480)	11.6 (48)	73±4	102±6
TF-653	747	54	10.58±0.25	0.73(243/389)	0.72	45±4	61±6
TF-654	699	62	8.796±0.55	0.52(696/1338)		64±9	
TF-655	710	31	10.58±0.25	0.73(164/189)	0.73(25)	63±8	85±10
TF-657	655	24	10.58±0.25	0.65(136/238)	0.66(16)	42±5	64±8
TF-660	843	72	10.58±0.25	0.73(551/694)	0.73(29)	64±4	87±5
TF-661	1027	72	10.58±0.25	0.75(651/694)	0.74(29)	49±23	65±21
TF 664 ^a	975	21	1.00±0.0015			61±5	
TF 665 ^a	639	96	10.58±0.25	0.77(456/498)	0.76(9)	59±6	76±8
TF-665B	639	31	10.58±0.25	0.77(768/731)	0.76(11)	48±4	62±5

TF-666	77	14	5.177±0.369	1.34(343/255)		48±15	
TF-728	608	69	5.177±0.369	0.64(854/697)	10.6(11)	44±2	68±4
TF-732	765	65	10.58±0.25	(362/595)	(95)12.38	47±2	54±3
Baixas Litorâneas, Serrania Costeira, Morraria Costeira e Baixadas Litorâneas (Setor-4).							
TF-734	70	30	8.796±0.55	1.05(656/623)	10.1(16)	61±27	100±46
TF-735	70	39	8.796±0.55	1.17(302/256)		71±24	
TF-813	62	31	1.00±0.0015	0.86(251/290)		57±3	
TF-814	77	41	5.177±0.369	0.88(592/669)	9.3 (28)	34±3	70±4
TF-815	66	20	1.00±0.0015	1.22 (204/167)		75±4	
TF-816	65	31	1.00±0.0015	0.86 (251/290)		57±3	
TF-818	89	14	1.00±0.0015	1.4 (180/128)		95±10	
TF-819	50	35	1.00±0.0015	0.82 (464/562)	11.4(29)	55±14	78±20
TF-820	188	55	5.177±0.369	1.0 (460/455)		43±3	
TF-823	53	14	1.00±0.0015	1.1(83/76)		74±4	
TF-825	81	35	1.00±0.0015	1.17 (720/614)	10(30)	73±3	125±49
TF-826	60	35	5.177±0.369	1.1 (461/440)		40±4	

Tabela-5: Principais registros geológicos e geomorfológicos da Serra do Mar descritos na literatura.

9.5-Análise dos Resultados

9.5.1-Setor-1: Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico e Domínio Morfoestrutural das Depressões Tectônicas Cenozóicas

9.5.1.1-Interpretação das idades corrigidas de traços de fissão em apatitas

No norte da área de estudo no estado do Rio de Janeiro (Setor-1), foram coletadas amostras para a análise de traços de fissão em apatitas nos Domínios Morfoestruturais do Planalto Atlântico e das Depressões Tectônicas Cenozóicas (Figura-31).

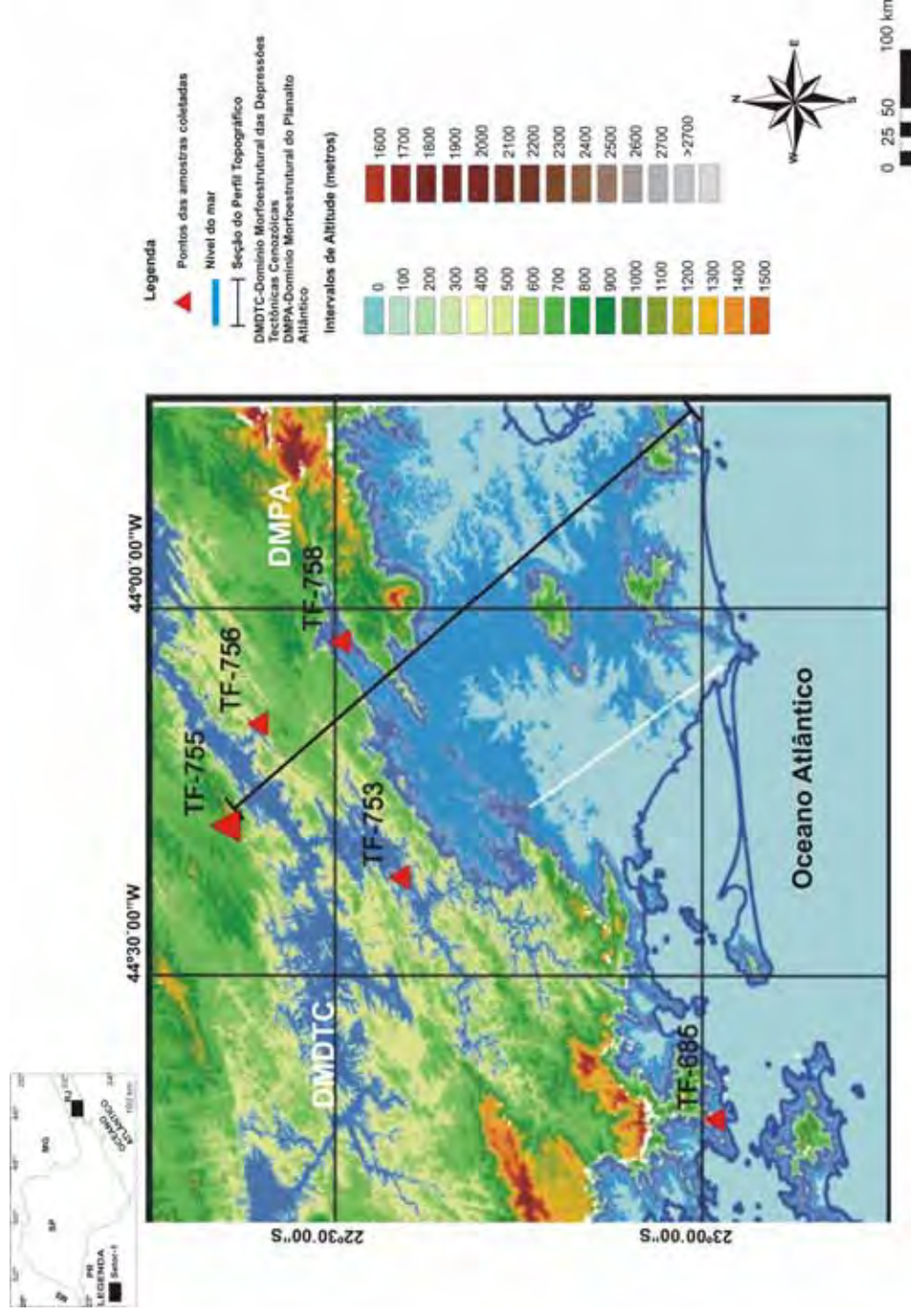


Figura-31: Mapa de pontos amostrados para a datação por Traços de Fissão em apatitas no setor (1). Modelo digital de terreno resolução de aproximadamente 90 metros, Shuttle Radar Topography Mission-SRTM/USGS/EROS Data Center

Os resultados das análises de traços de fissão em apatitas (ATFA) indicaram idades corrigidas com intervalo entre o Cretáceo Superior ao Paleoceno. Analisando o padrão de distribuição das idades corrigidas, constata-se que há um aumento das idades (Cretáceo Superior) nas porções formadas pelo Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico; enquanto que na região constituída pelo Domínio Morfoestrutural das Depressões Tectônicas Cenozóicas, correspondentes às superfícies aplainadas das baixadas litorâneas foram registradas idades do Paleoceno (Tabela-5).

Embora neste setor tenham sido realizadas poucas datações por meio da análise de traços de fissão em apatitas (ATFA), a maioria dos dados existentes na literatura (Gallagher *et al.* 1994, Carmo, 2005, Silva, 2006), registraram idades compreendidas entre o Cretáceo Superior-Paleoceno. De acordo com os autores, estas idades associam-se com a atuação do magmatismo alcalino na área. Movimentações rápidas de blocos em decorrência da atuação do magmatismo alcalino na região do Gráben da Guanabara, mais especificamente em São José do Itaboraí, propiciaram a reativação de antigas zonas de cisalhamento no Paleoceno (Klein e Valença, 1984), o que teria levado à formação das bacias tectogênicas (Riccomini *et al.* 1991). Este alçamento do relevo no intervalo Cretáceo Superior-Paleoceno formou o traçado geral das morfologias que compõem o setor (1) com direção NE-SW, onde os compartimentos de colinas por eles limitados tenderam a se orientar e alongar, em sua maioria, nesta mesma direção, o que condicionou a maioria dos níveis de paleosuperfícies nesta seção com direção NW-SE.

9.5.1.2-Relação dos valores de idades aparentes *versus* altitude (RIA)

No setor (1) foram coletadas cinco amostras do embasamento pré-cambriano situadas em intervalos de altitude de aproximadamente 200 metros.

As análises das idades aparentes apresentaram um padrão de resfriamento constante (ver capítulo-VIII, item 8.4.5), com traços mais longos na porção, apresentando um comprimento médio dos traços de 13 e 11.5 μ m, caracterizado por um padrão de distribuição.

Analisando o padrão de distribuição misto do histograma e a preservação de traços confinados mais longos na porção mais elevada do setor (1), constata-se que esta área sofreu um resfriamento constante durante o limite entre o Cretáceo Superior ao Paleoceno, o que gerou a passagem rápida pela zona de *annealing* parcial. Na porção com altitudes inferiores (<200 metros), a presença de idades mais jovens e comprimento médio dos traços confinados na ordem de 11.5 μm , indicaram que esta área permaneceu por mais tempo dentro da zona de *annealing* parcial, o que acabou gerando o encurtamento dos traços confinados e redução nas idades aparentes (Figura-32).

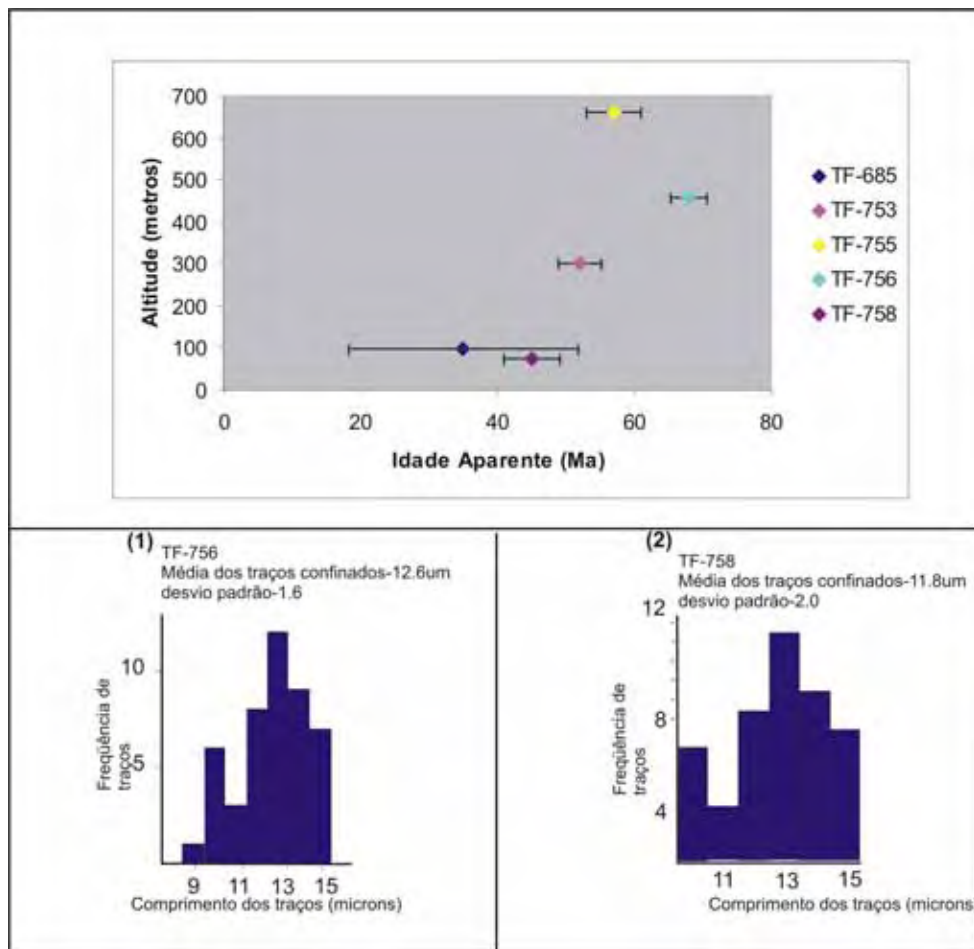


Figura-32: Distribuição das idades aparentes *versus* altitude (metros). No detalhe os respectivos histogramas do comprimento dos traços confinados para cada amostra datada.

Utilizando o modelo numérico termal proposto por Stüwe e Hintermüller (2000) e Braun (2002a), no setor (1) (Figura-33), os valores de idade aparente *versus* altitude (metros), sugerem um resfriamento contínuo; embora a distribuição do comprimento médio dos traços confinados indique uma história de resfriamento mais acentuada durante o início do Paleoceno, sendo esta correlacionada a um período em que a área passou subitamente pela zona de *annealing* parcial, ocasionando a preservação de traços confinados longos, ao contrário das amostras situadas nas porções com altitudes inferiores que apresentaram comprimento médio dos traços confinados mais curtos.

De acordo com a distribuição dos valores de idades *versus* altitude, as idades referentes às porções situadas em altitudes superiores a 350 metros, indica que esta área sofreu um período de intensa exumação durante o Paleoceno (Figura-33 a, b), expondo rapidamente as rochas que anteriormente estavam em subsuperfície, provavelmente em condições de temperaturas superiores a 60°C, enquanto nas áreas com altitudes inferiores a 200 metros de altitude, a distribuição das idades aparentes indicou que o resfriamento deu-se de maneira lenta e contínua (Figura-33b), associadas a processos erosivos responsáveis pela dissecação dos relevos que compõem o Domínio Morfoestrutural das Depressões Tectônicas Cenozóicas (Figura-33a).

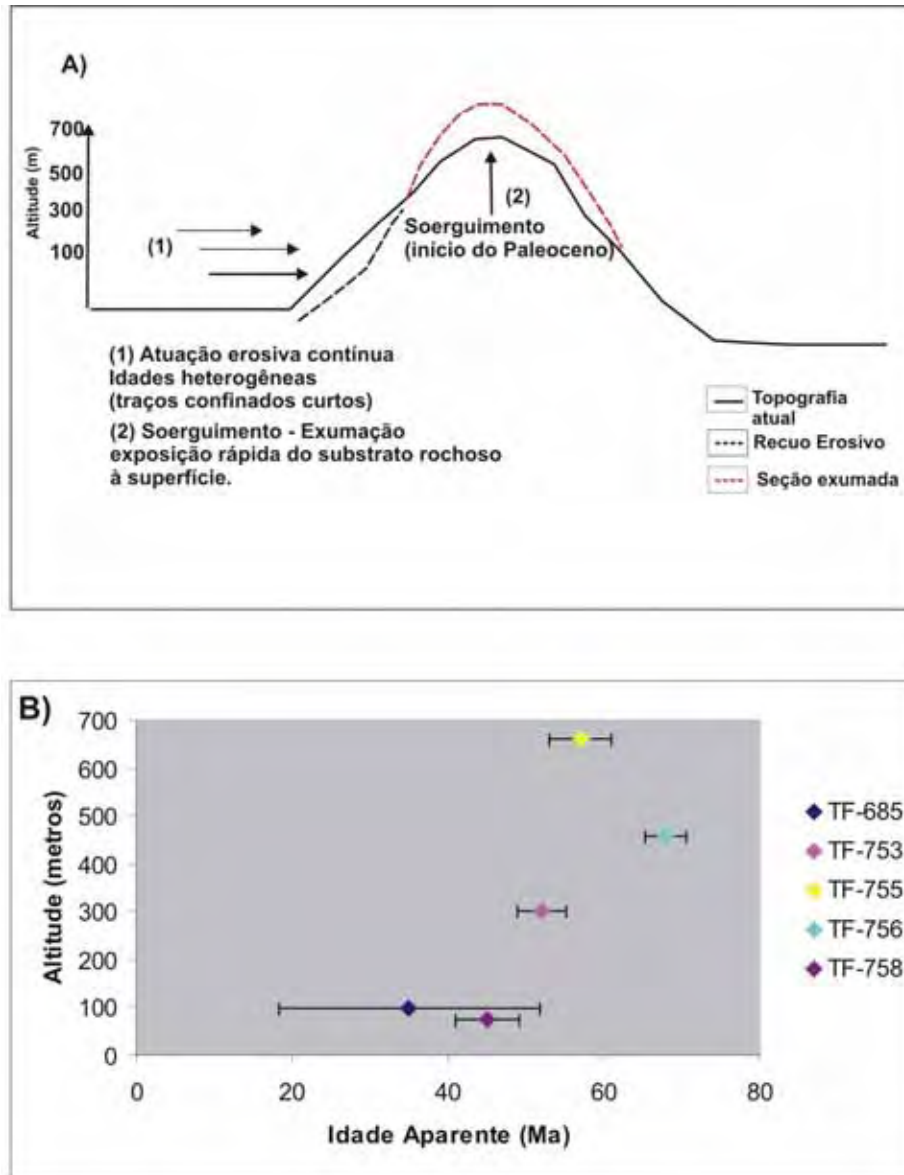


Figura-33: Modelo esquemático de desenvolvimento do relevo baseado no modelo numérico proposto por Stüwe e Hintermüller (2000) e Braun (2002a) correlacionado a distribuição das idades aparentes. A) Modelo esquemático dos processos morfogenéticos envolvidos na configuração das morfologias descritas no setor (1) da área de estudo. B) Distribuição das idades aparentes (resfriamento contínuo) obtidas pela ATFA *versus* altitude (metros).

9.5.1.3-Análises das Modelagens de Histórias Térmicas

9.5.1.3.1-Setor-1: Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico e Domínio Morfoestrutural das Depressões Tectônicas Cenozóicas

As histórias térmicas obtidas no Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico e Domínio Morfoestrutural das Depressões Tectônicas Cenozóicas apresentaram padrões de resfriamentos diferenciados. A primeira história térmica (TF-756) (Figura-34), situada no Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico registrou um período de resfriamento acelerado entre o Cretáceo Superior e Eoceno, seguido por um período de resfriamento gradual (estabilização nos valores de temperatura) do Eoceno até o período atual. O padrão de distribuição dos traços confinados indicou a preservação de traços maiores que 14 μm , provavelmente associado ao período de resfriamento acelerado entre o Cretáceo Superior e Eoceno, que ocasionou uma passagem rápida da amostra pela zona de *annealing* parcial durante este período. O período associado ao resfriamento rápido entre o Cretáceo Superior e Eoceno demonstra que este compartimento foi rapidamente exposto, devido às reativações de antigas zonas de cisalhamento que condicionaram estruturalmente os relevos que formam o Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico.

A história térmica da amostra TF-758, situada no Domínio Morfoestrutural das Depressões Tectônicas Cenozóicas (Figura-35), foi marcada por um período de resfriamento lento do Cretáceo Superior ao Eoceno, acompanhado por um resfriamento rápido do Eoceno ao Oligoceno seguido por um resfriamento gradual (estabilização nos valores de temperatura) do Oligoceno até o período atual. Analisando o padrão de distribuição dos traços confinados, constata-se um apagamento parcial dos traços confinados associados ao período de resfriamento lento registrado na história térmica da amostra TF-758. Este apagamento parcial dos traços confinados decorreu da baixa atuação dos processos erosivos durante o Cretáceo Superior ao Paleoceno. Após este período de poucas variações na taxa de resfriamento, o aceleração da atuação erosiva em decorrência dos processos tectônicos responsáveis pela implantação do sistema de riftes Cenozóicos do

sudeste do Brasil, propiciou um período de resfriamento rápido do Eoceno ao Oligoceno, o que acabou auxiliando no padrão de distribuição bimodal dos traços confinados nesta seção do setor (1).

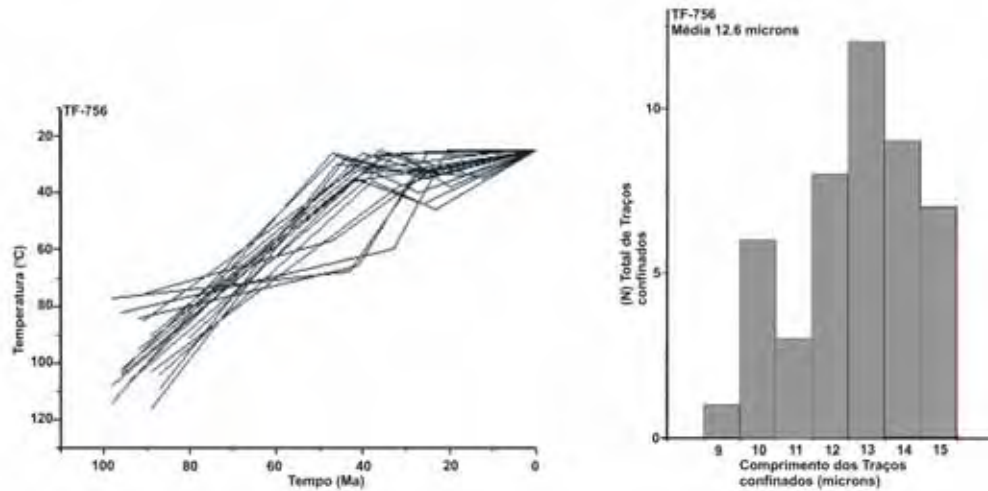


Figura-34: História térmica e histograma de distribuição do comprimento dos traços confinados obtidos na amostra TF-756, coletada no Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico.

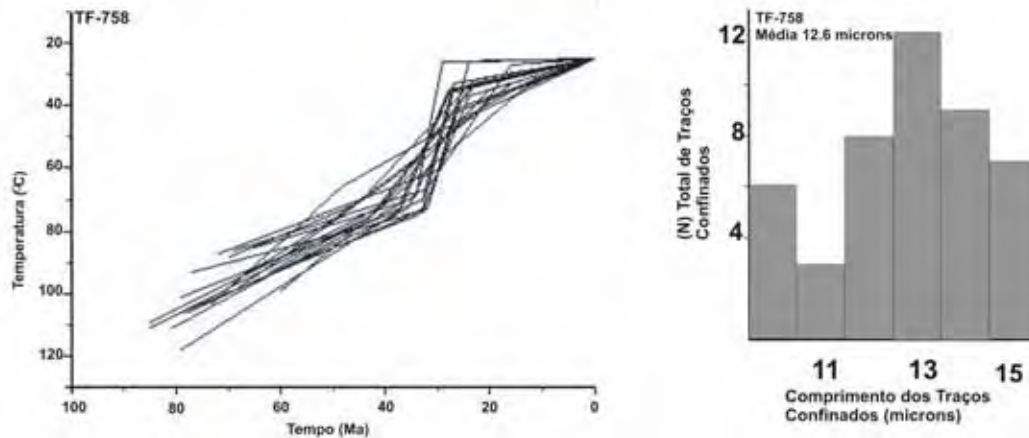


Figura-35: História térmica e histograma de distribuição do comprimento dos traços confinados obtidos na amostra TF-758, coletada no Domínio Morfoestrutural das Depressões Tectônicas Cenozóicas.

9.5.1.4-Correlação das Análises Geomorfológicas e Termocronológicas (Traços de Fissão em Apatitas)-Setor (1)

No setor (1) três níveis de paleosuperfícies foram mapeados, o primeiro com altitude de 800 metros, o segundo com altitudes entre 600 a 400 metros, e o terceiro com altitudes inferiores a 300 metros. Estes diversos níveis de paleosuperfícies são segmentados pelas principais zonas de falhas que recortam a área (Anexo-1).

Nos níveis de paleosuperfícies situados entre 800 a 400 metros, os resultados obtidos pela ATFA registraram idades corrigidas do Cretáceo Superior, apresentando o padrão de distribuição bimodal do comprimento dos traços confinados, enquanto que nas porções onde se situam os níveis de paleosuperfícies inferiores a 300 metros, foram registradas idades corrigidas do Paleoceno e padrão de distribuição mista do comprimento dos traços confinados. As modelagens de histórias térmicas efetuadas no setor (1) permitiram identificar dois episódios distintos de resfriamento. O primeiro do Cretáceo Superior ao Eoceno (R1), presentes nos diferentes níveis de paleosuperfícies. O segundo do Eoceno ao Oligoceno (R2), presente apenas no nível de paleosuperfície de 400 metros.

As análises dos resultados geomorfológicos e termocronológicos (ATFA) permitiram identificar dois episódios distintos para o desenvolvimento dos níveis de paleosuperfícies (Figura-36). O primeiro episódio de resfriamento apresentou idades corrigidas do Cretáceo Superior, sendo estas associadas com os processos tectônicos que propiciaram o soerguimento e a dissecação dos relevos da Serra do Mar neste setor. Após este período de desestabilização no nível de base registrado pela análise de traços de fissão em apatitas no Cretáceo Superior, iniciaram os processos erosivos desencadeados em função do primeiro episódio de resfriamento (R1), do Cretáceo Superior ao Eoceno, culminando com a implantação dos níveis de paleosuperfícies entre 800 a 600 metros, correlacionados com o ciclo de erosão Sul-Americana (King, 1956).

O segundo episódio de resfriamento rápido (R2), do Eoceno ao Oligoceno, com idades corrigidas datadas do Paleoceno, foi responsável pelo soerguimento e dissecação dos antigos níveis de paleosuperfícies que até então formavam a área.

Após este período, iniciou-se a expansão dos vales fluviais e dissecação do relevo, formando os níveis de paleosuperfícies com altitudes inferiores a 400 metros.

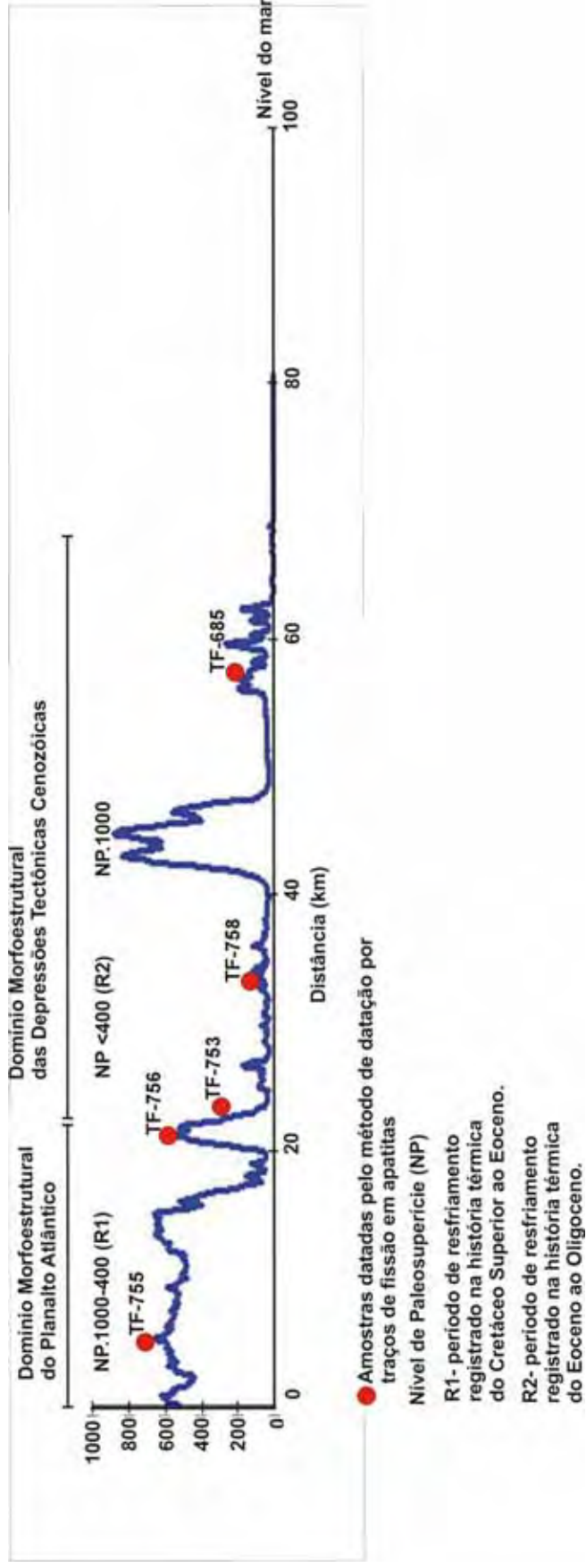


Figura-36: Perfil topográfico mostrando a distribuição dos níveis de paleosuperfícies mapeados, as amostras datadas pelo método de datação por Traços de Fissão em apatitas e os Domínios Morfoestruturais que compõem o setor (1) da área de estudo.

9.6-Análise dos Resultados

9.6.1-Setor-2: Planaltos da Bocaina e Paraitinga (Serrania da Bocaina e do Quebra-Cangalha) (SP/RJ).

9.6.1.1-Interpretação das idades corrigidas de traços de fissão em apatitas

No setor (2) da área de estudo, composto pela Serrania da Bocaina, Serrania do Quebra-Cangalha e Morraria Costeira, nas regiões entre Cunha (SP) e Parati (RJ) (Figura-37) foram datadas 13 amostras através da análise por traços de fissão em apatitas (ATFA) (Tabela-5), e foram modeladas 9 histórias térmicas.

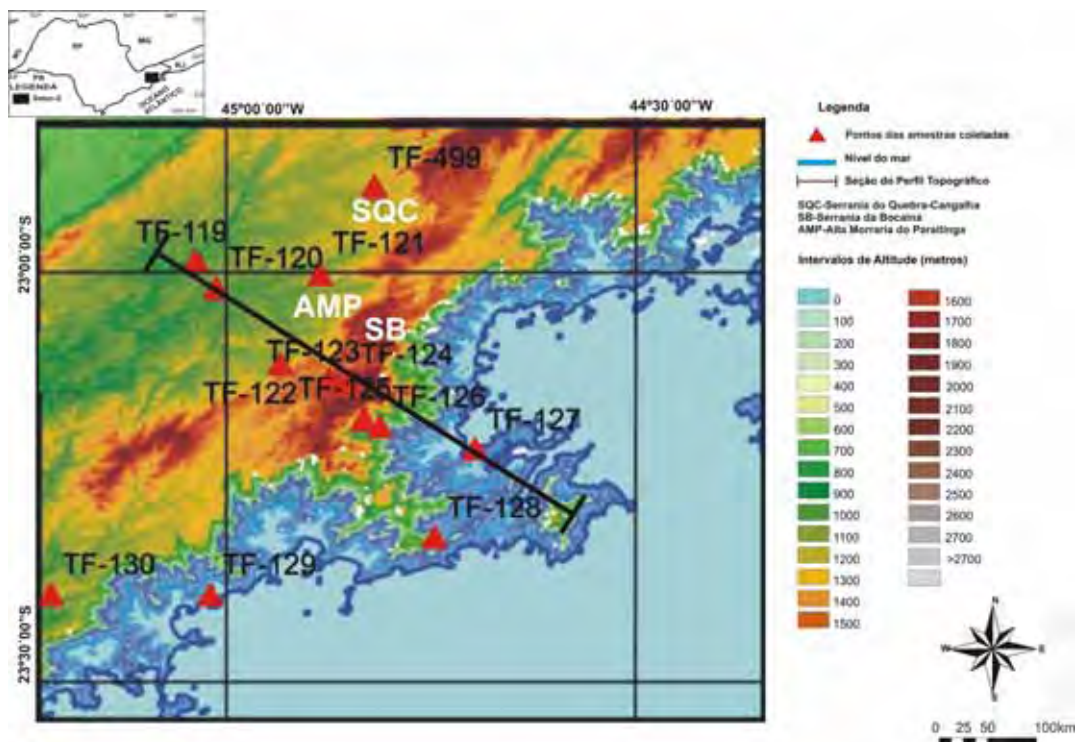


Figura-37: Mapa de pontos amostrados para a datação por Traços de Fissão em apatitas no setor (2). Modelo digital de terreno resolução de aproximadamente 90 metros, Shuttle Radar Topography Mission-SRTM/USGS/EROS Data Center.

No contexto geológico regional, a área está inserida dentro dos sistemas de falhamentos Taxaquara-Valença e Cubatão (Sadowski e Campanha, 2004). Estudos realizados por Gontijo *et al.* (1998), Gontijo (1999) e Hiruma *et al.*, (2005) demonstram que as morfologias existentes neste setor são fortemente controladas

por lineamentos morfoestruturais de direções NW-SE, NE-SW, e subordinadamente WNW-ESE. A direção NE-SW coincide com a estruturação pré-cambriana dada pelas zonas de cisalhamento de Rio Bonito e Cubatão, correspondendo ao alinhamento de interflúvios e os canais fluviais de primeira ordem no Planalto da Bocaina. As direções NW-SE e E- W, segundo Almeida & Ebert (2003) são concordantes com os traços dos lineamentos gravimétricos secundários, onde a crosta sofre um adelgaçamento da ordem de 43 km na região da Serra da Mantiqueira para 34 km na área formada pela Serra do Mar na região de Cunha (SP), que correspondem a estruturas rúpteis retilíneas pouco extensas. Estes lineamentos estruturais possuem papel predominante na dissecação do relevo, gerando vertentes assimétricas e pequenos esporões alongados (Gontijo, 1999).

De acordo com os resultados obtidos através da ATFA no setor (2) (Figura-34), foram registrados 3 intervalos de idades corrigidas: (1º) Idades do final do Cretáceo Inferior ao Superior (113 a 90 Ma), o (2º) Idades do Cretáceo Superior ao Paleoceno (74 a 54 Ma) e o (3º) Idades do Paleoceno ao Eoceno (69 a 31Ma) (Tabela-5).

O primeiro intervalo de idades corrigidas, no final do Cretáceo Inferior ao início do Cretáceo Superior, situa-se entre 1000 a 800 metros de altitude, constituindo a área de transição entre a Serrania do Quebra-Cangalha e a Serrania da Bocaina. As idades corrigidas registradas no (2º) intervalo, com idade do Cretáceo Superior ao Paleoceno situam-se nas altitudes situadas nas porções mais elevadas entre 1400 a 1200 metros, perfazendo parte dos planaltos dissecados que compõem a Serrania do Quebra-Cangalha e Serrania da Bocaina. As corrigidas registradas no (3º) intervalo, com idades do Paleoceno ao Eoceno, situam-se entre as altitudes de 400 a 200 metros de altitude.

Analisando a distribuição dos dados obtidos por meio das ATFA no setor (2), estes evidenciam cenários de uma história complexa, devido à interação entre os processos tectônicos e erosivos que envolveram pelos menos dois episódios distintos e marcantes que configuraram a evolução policíclica das morfologias que constituem o setor (2). O primeiro episódio associa-se com as idades corrigidas do

início do Cretáceo Superior obtidas na zona de transição entre a Serrania do Quebra-Cangalha e Serrania da Bocaina. De acordo com as características morfológicas, como a presença de extensos planaltos intermontanos e suspensos em meio às porções mais elevadas ao redor (a nordeste da Serrania da Bocaina e a leste as escarpas da Serra do Mar), estas indicaram que a atividade erosiva esteve atuante na área por um período de tempo superior aos episódios de soerguimento que afetaram boa parte da área, o que acabou propiciando um decréscimo na elevação média do relevo, acompanhado por um forte aprofundamento do manto intemperismo na área. Os níveis de paleosuperfícies mapeados entre 1000 e 800 metros de altitude são representados por espessos mantos intemperizados. Estes níveis de paleosuperfícies parecem indicar que parte das paleosuperfícies formadas após o soerguimento registrado no início do Cretáceo Superior permaneceram estáveis ao longo do tempo geológico.

O segundo episódio registrou idades corrigidas do Cretáceo Superior ao Paleoceno correlacionadas com soerguimento tectônico que ocasionou o rejuvenescimento das morfologias em boa parte do sudeste brasileiro. De acordo com os resultados referentes às distribuições das idades corrigidas, estas representam um perfil de soerguimento epirogenético, devido à preservação de idades mais jovens situadas em níveis topográficos superiores, evidenciando o alçamento do relevo no final do Cretáceo Superior e início do Paleógeno. Geomorfologicamente os níveis de paleosuperfícies mapeados em altitudes superiores a 1000 metros, estão correlacionados às fragmentações dos níveis de paleosuperfícies formados após o soerguimento datado do início do Cretáceo Superior.

9.6.1.2-Relação dos valores de idades aparentes *versus* altitude (RIA)

No setor (2) foram analisadas 13 amostras do embasamento pré-cambriano situadas em diferentes altitudes (Figura-38). A relação entre as idades aparentes e altitude foram plotados em gráfico, juntamente com as amostras que apresentaram

traços confinados suficientes para a elaboração dos histogramas de distribuição (Figura-39).

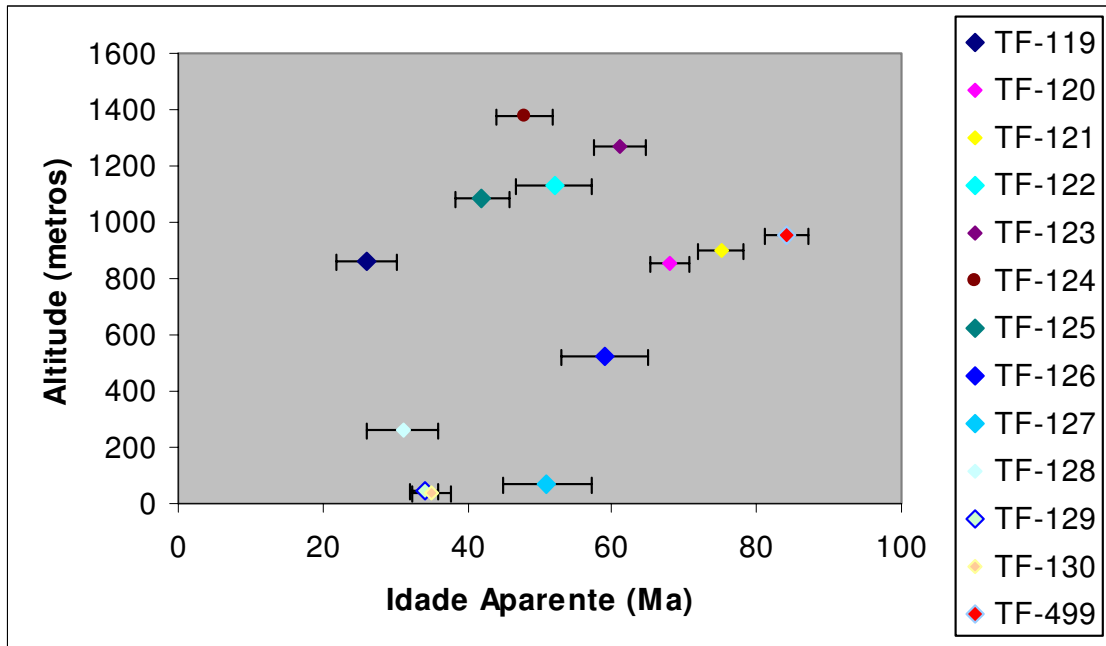


Figura-38: Distribuição das idades aparentes *versus* altitude (metros).

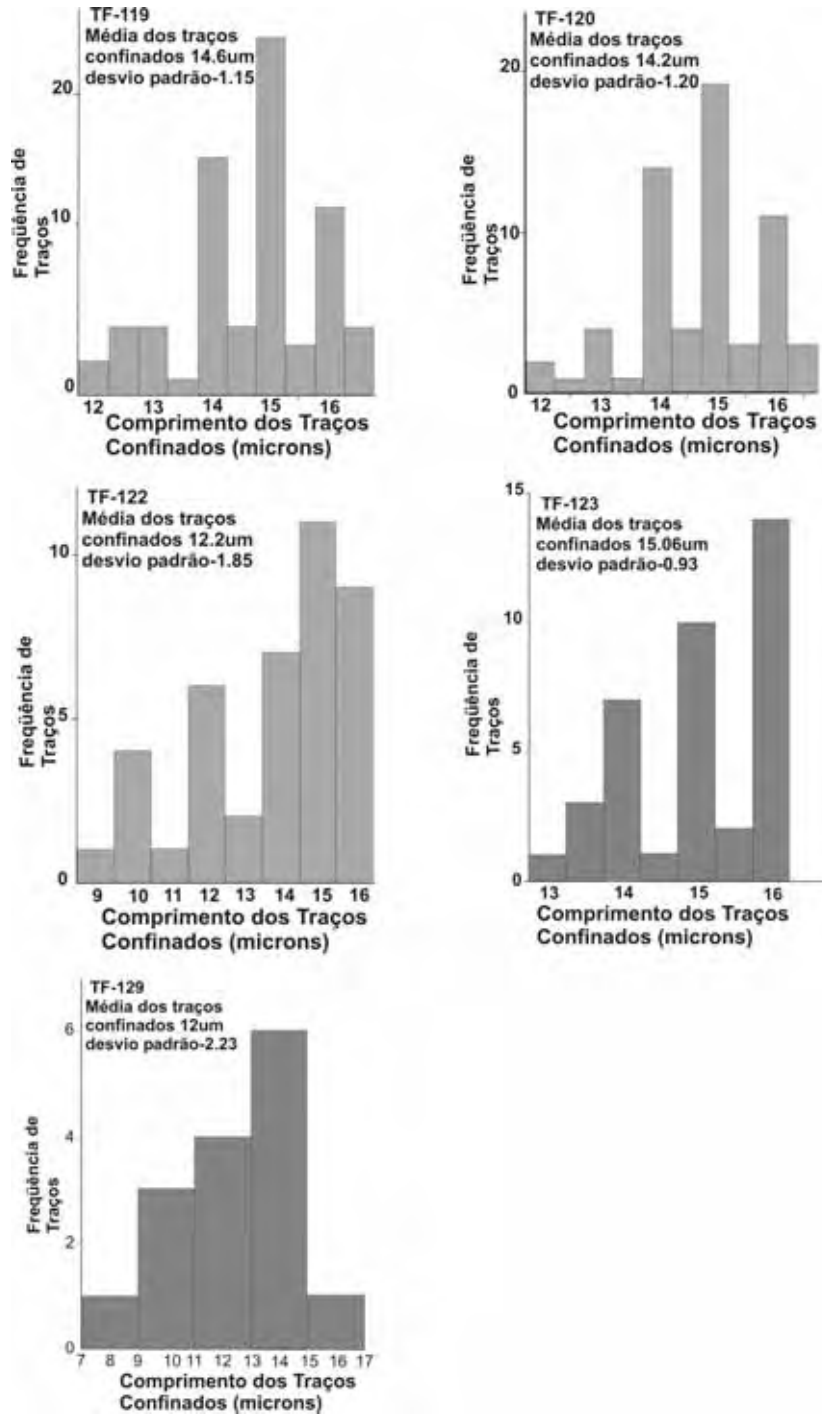


Figura-39: Distribuição dos histogramas do comprimento dos traços confinados para as amostras que apresentaram traços confinados suficiente para a confecção dos mesmos.

As análises das idades aparentes apresentaram uma distribuição complexa, com dois episódios bem distintos de resfriamento, o primeiro do Cretáceo Superior-Paleoceno, e o segundo do Paleoceno-Eoceno. Utilizando o modelo numérico termal proposto por Stüwe e Hintermüller (2000) e Braun (2002a), no setor (2), os valores de idade aparente *versus* altitude (metros), demonstraram que a evolução das morfologias deu-se de maneira rápida durante o intervalo Paleoceno-Eoceno, propiciando o soerguimento e aceleração dos processos denudacionais na área (Figuras-40).

O primeiro intervalo de idades aparentes do Cretáceo Superior-Paleoceno apresentou um comprimento médio dos traços confinados de 14 μm (TF-120) e um padrão de distribuição mista ou complexa. O segundo intervalo com idades aparentes entre o Paleoceno-Eoceno, com comprimento médio dos traços confinados de 12 μm (TF-129), apresentando padrão de distribuição bimodal e o terceiro grupo que registrou idade do Oligoceno, com padrão de distribuição bimodal e com comprimento médio dos traços 14.6 μm (Figura-39).

Analisando o comprimento médio dos traços confinados e as idades aparentes obtidas na porção mais elevada do setor (2) (Figura-39), constata-se que esta área sofreu um resfriamento rápido no limite entre o Cretáceo Superior-Paleoceno, passando rapidamente pela zona de *annealing* parcial (ZAP), o que propiciou a exumação e formação de parte das morfologias que atualmente compõem os níveis de paleosuperfícies situados a 1000 a 800 metros de altitude (Figura-39). De acordo com as idades aparentes obtidas, estas demonstraram que a área sofreu um resfriamento rápido, conseqüentemente gerando a preservação de traços longos (Figura-39).

Nas amostras situadas nas porções acima de 1000 metros foram registradas idades aparentes compreendidas entre o Paleoceno-Eoceno. Estas idades estão associadas com o início dos processos tectônicos que geraram o soerguimento epirogenético que ocasionou a ascensão das morfologias neste setor (Figura-40). A preservação de traços confinados longos na área deve-se a passagem rápida

através das amostras pela zona de *annealing* parcial, em decorrência dos processos tectônicos que ocorreram no início do Paleógeno.

O terceiro grupo de idade, representado apenas por uma amostra, registrou idade oligocênica. Esta amostra foi coletada nos limites entre a Serrania do Quebra-Cangalha e alta Morraria do Paraitinga. De acordo com o comprimento médio dos traços confinados de 14.6 μm , esta seção foi rapidamente exposta à superfície, provavelmente de mudanças rápidas dos níveis de base, em decorrência de movimentos tectônicos na área.

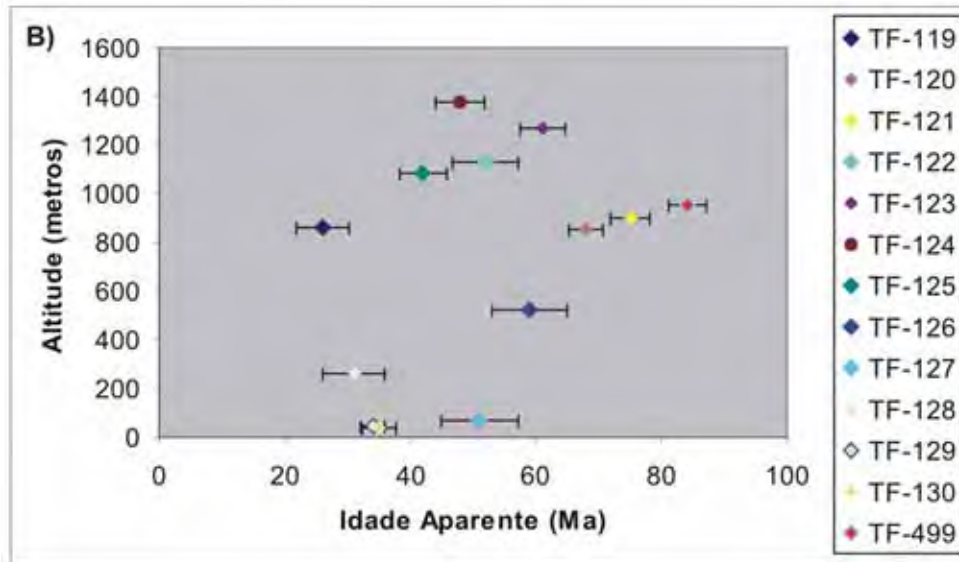
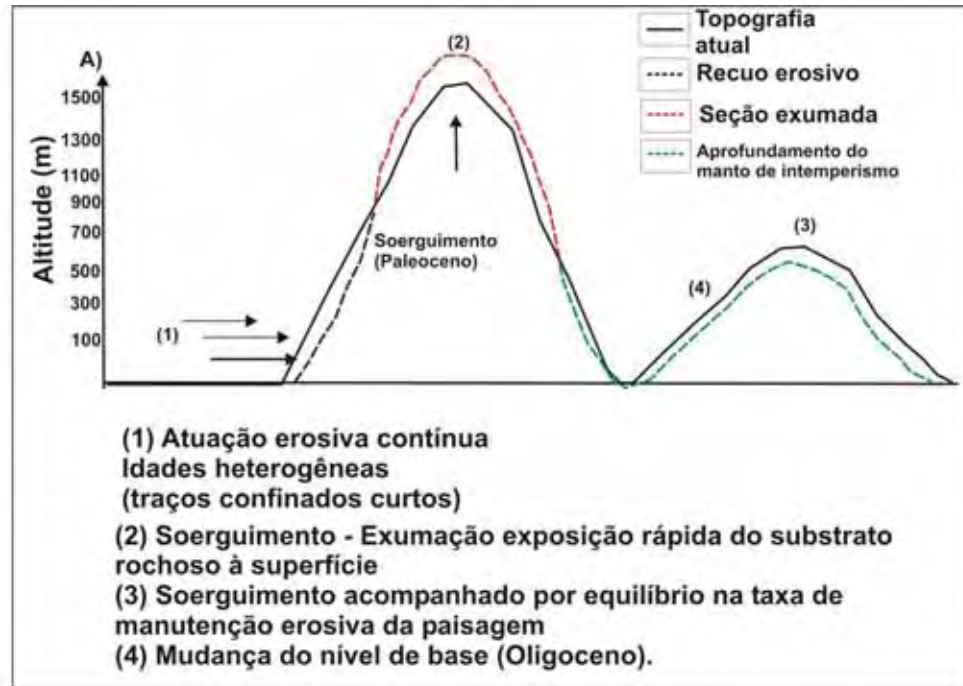


Figura-40: Modelo esquemático de desenvolvimento do relevo baseado no modelo numérico proposto por Stüwe e Hintermüller (2000) e Braun (2002a) correlacionado com a distribuição das idades aparentes (resfriamento) obtidas pela ATFA *versus* altitude (metros).

9.6.1.3-Análises das Modelagens de Histórias Térmicas

9.6.1.3.1-Setor-2: Planaltos da Bocaina e Paraitinga (Serrania da Bocaina e do Quebra-Cangalha) (SP/RJ).

As histórias térmicas (HT) modeladas no setor (2) referente à Serrania do Quebra-Cangalha e Serrania da Bocaina (SP/RJ), registraram em sua totalidade períodos de resfriamento entre o Cretáceo Superior ao Eoceno, e períodos de aquecimentos distribuídos nos intervalos Oligoceno ao Mioceno. Regionalmente o período de resfriamento entre o Cretáceo Superior ao Eoceno está associado com o soerguimento da Serra do Mar, como proposto por Hackspacher *et al.* (2003, 2006), através dos resultados obtidos através da análise de Traços de Fissão em Apatitas. Os intervalos de aquecimento registrados entre o Oligoceno-Mioceno, embora com registro de pequena magnitude na área de estudo, vêm sendo associado com as reativações de falhas em períodos mais recentes. Trabalhos sobre a ação do neotectonismo próximo a área de estudo realizados por Gontijo (1999), Gontijo *et al.* (1998), Gontijo *et al.* (2002) ressaltam a importância das reativações neotectônicas controlando a distribuição do padrão de dissecação do relevo e o alojamento dos depósitos recentes.

Na história térmica da amostra TF-119 foi registrado o período de em que a amostra permaneceu dentro da ZAP (Oligoceno ao Mioceno). Este período de estabilização dentro da ZAP propiciou o apagamento parcial dos traços confinados, gerando um padrão de distribuição bimodal, o que indica que a área esteve sujeita as poucas variações de temperatura ao longo de sua história geológica (Figura-38). Geomorfologicamente a amostra situa-se ao longo de uma área topograficamente rebaixada, condicionada por falhas normais, localmente denominada de Falha do Bugio (Basei e Vlach, 1981). O episódio de aquecimento registrado durante o Mioceno, provavelmente está relacionado com a reativação do falhamento do Bugio (Figura-39), que propiciou a dissecação do relevo na área.

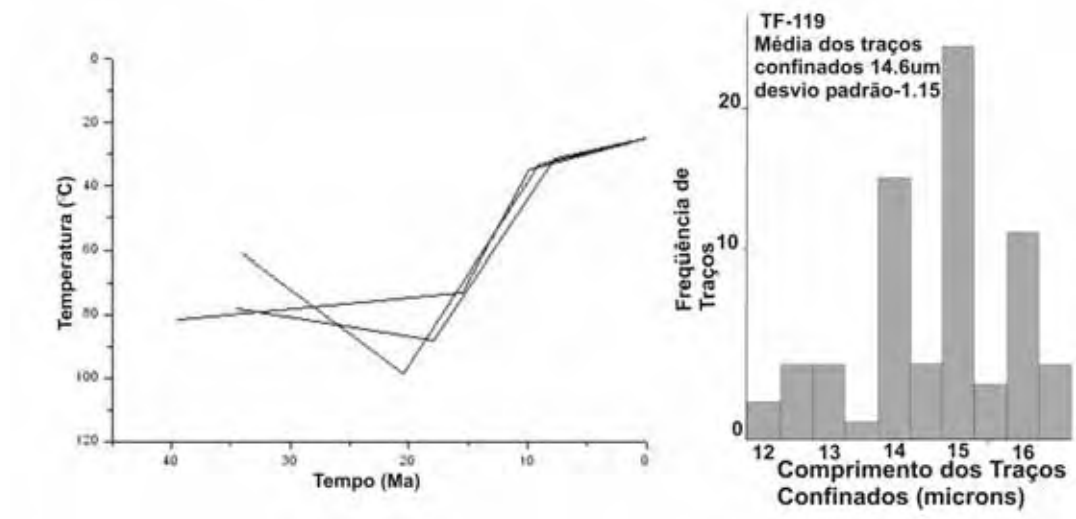


Figura-41: História Térmica e histograma de comprimento de traços confinados da amostra TF-119.

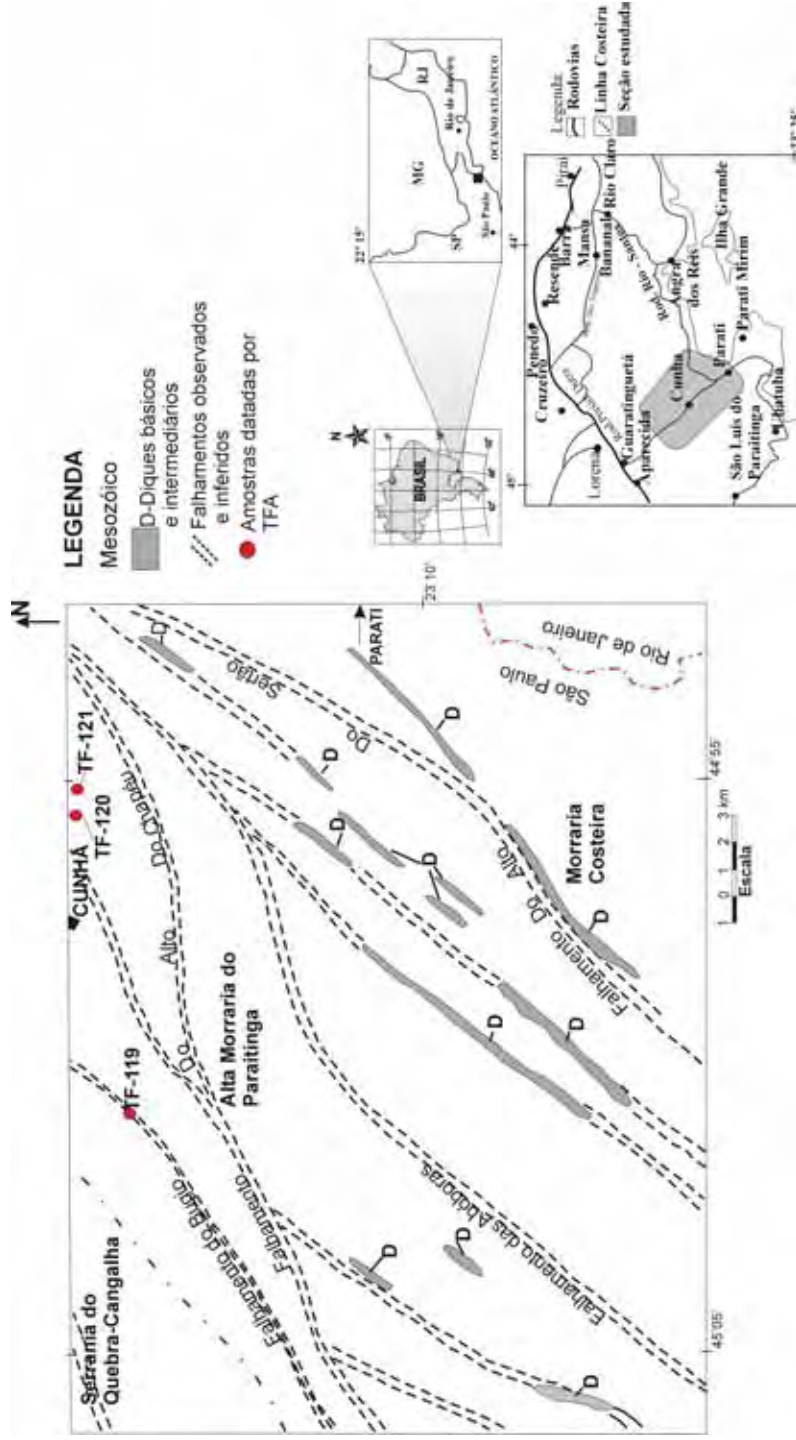


Figura-42: Principais falhas na região de Cunha (SP) (Modificado de Baisei e Vlach, 1981).

As histórias térmicas das amostras TF-120 e 121 apesar de ocuparem a mesma cota altimétrica (Figuras-43 e 44), estas apresentaram um padrão diferenciado nos intervalos de resfriamento e aquecimento. A HT da amostra TF-120 apresentou um período de poucas variações na temperatura durante o intervalo de Cretáceo Superior ao Oligoceno, indicando que a área não apresentou mudanças bruscas no nível de base. Após o Oligoceno, o padrão de resfriamento sofre uma forte inflexão abrupta, ocasionada por um período de aquecimento até o Mioceno, após este período de aquecimento sucedeu-se novamente um evento de resfriamento rápido até o período atual. O padrão de distribuição misto ou complexo do comprimento médio dos traços confinados deve-se as variações de temperatura ao longo do tempo geológico, onde os períodos de resfriamento rápido preservaram os traços confinados mais longos, enquanto que os períodos de aquecimento geraram o encurtamento dos traços confinados. Trabalho realizado por Gunnell (2000) na Índia, coloca que períodos de estabilização nas modelagens tempo *versus* temperatura podem ser indícios de períodos de equilíbrio na relação entre os processos de soerguimento e erosão, os quais seriam as condições propícias para a formação de superfícies erosivas. No caso de período de aquecimento durante o Oligoceno, este estaria relacionado com a mudança do nível de base nos planaltos intermontanos, que se situam ao longo das zonas de falhas do Bugio e Alto do Chapéu (Figura-42), preservando o nível de paleosuperfície situados entre níveis inferiores a 1000 metros de altitude.

A HT da amostra TF-121 demonstrou um padrão de resfriamento contínuo desde o Cretáceo Inferior até o Paleoceno, após este intervalo de tempo este sofreu um período de resfriamento rápido até o Oligoceno (Figura-44). Após o Oligoceno sucedeu-se um período de resfriamento lento indicando que a área não sofreu mudanças significantes no nível de base local.

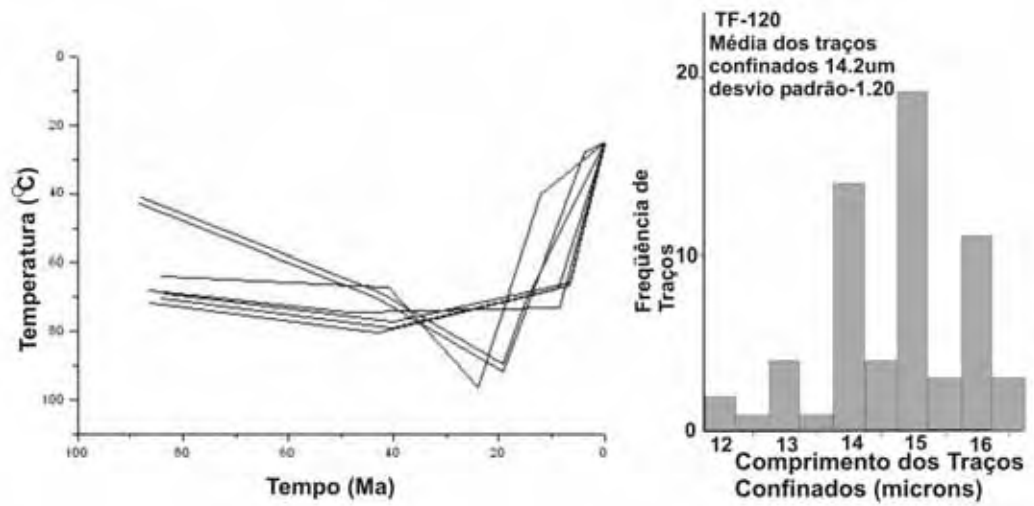


Figura -43: História Térmica e histograma de comprimento de traços confinados da amostra TF-120.

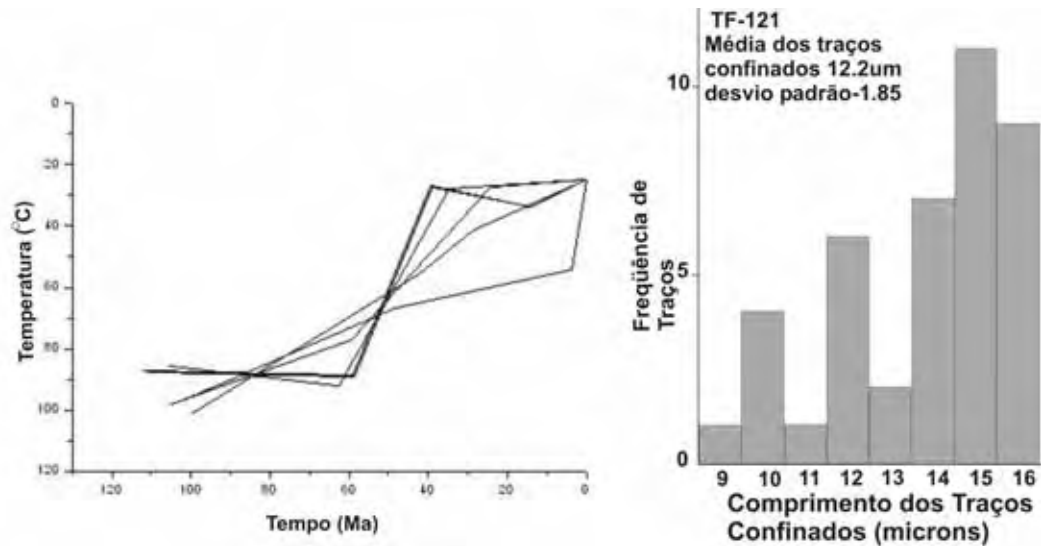


Figura -44: História Térmica e histograma de comprimento de traços confinados da amostra TF-121.

Para a história térmica da amostra TF-123 foi constatado o resfriamento no início do Cretáceo Superior até o começo do Eoceno (Figura-45), após este período esta apresentou um resfriamento rápido do Eoceno até o Oligoceno, sucedido por um resfriamento gradual do Oligoceno até o período atual. O padrão de distribuição misto ou complexo no comprimento médio dos traços confinados deve-se as variações de temperatura ao longo do tempo geológico, onde estes períodos de resfriamento rápido ocasionaram a preservação dos traços confinados mais longos; enquanto que os períodos de aquecimento geraram o encurtamento dos traços confinados. Localmente estes períodos de resfriamento rápido entre Cretáceo Superior ao Eoceno estão associados com o soerguimento dos limites entre a Serrania do Quebra-Cangalha e a Serrania da Bocaina, representado por um conjunto de relevos escalonados formados por altos (interflúvios) e baixos (planaltos intermontanos) com níveis de paleosuperfícies de 1000 metros de altitude embutida em meio a estes planaltos mais elevados.

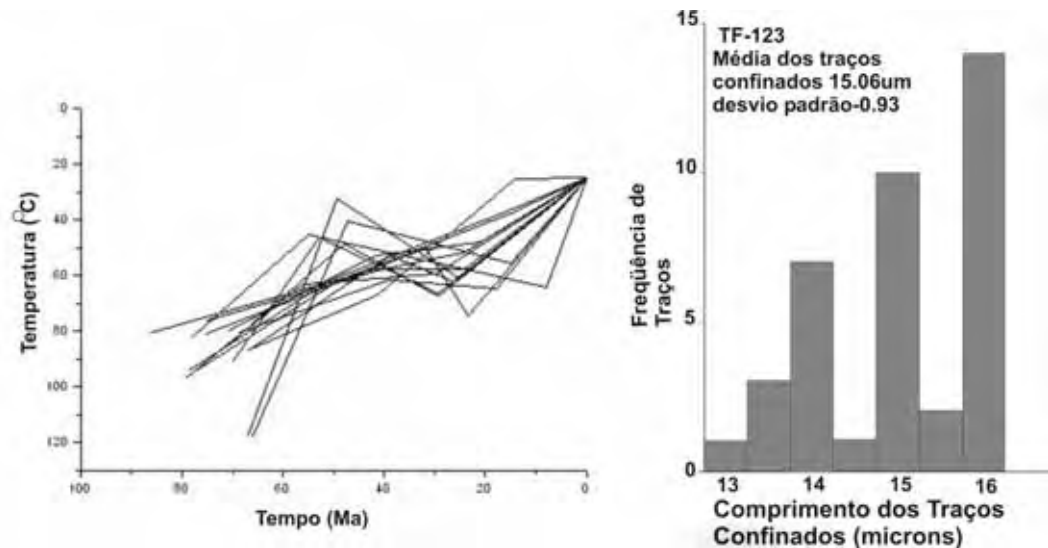


Figura -45: História Térmica e histograma de comprimento de traços confinados da amostra TF-123.

As modelagens de histórias térmicas (Figuras-46 e 47) das amostras TF-129 e TF-130 apresentaram um padrão de resfriamento gradual, marcado por uma fase de aquecimento com início no Oligoceno. Estas fases de aquecimento ocasionaram

o encurtamento no tamanho médio dos traços confinados, configurando um padrão de distribuição mista ou complexa para os histogramas confeccionados.

A HT da amostra TF-129 (Figura-46) registrou um período de resfriamento do Paleoceno ao Mioceno. Para HT da amostra TF-130 este registrou resfriamento do Paleoceno ao Oligoceno, com um resfriamento gradual posteriormente (Figura-47).

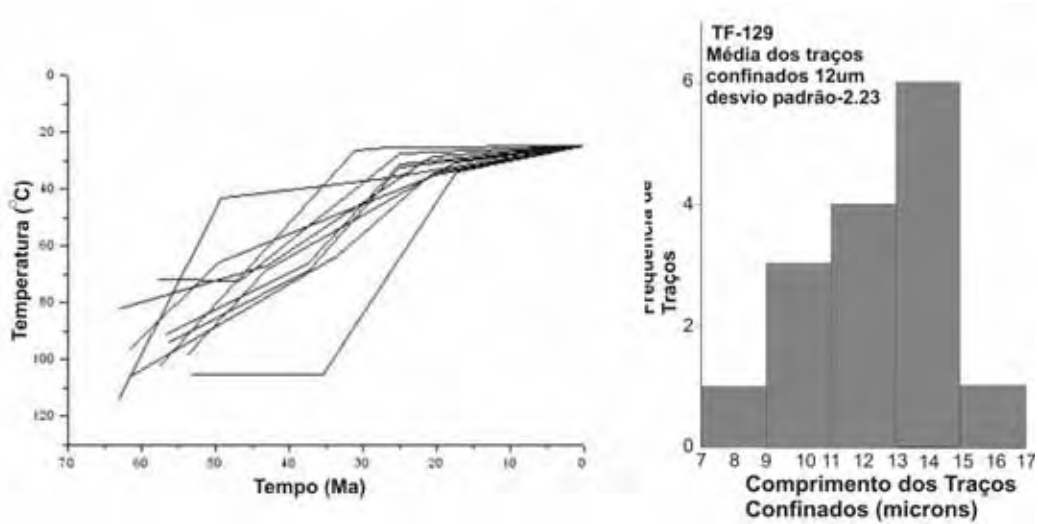


Figura-46: História Térmica e histograma de comprimento de traços confinados da amostra TF-129.

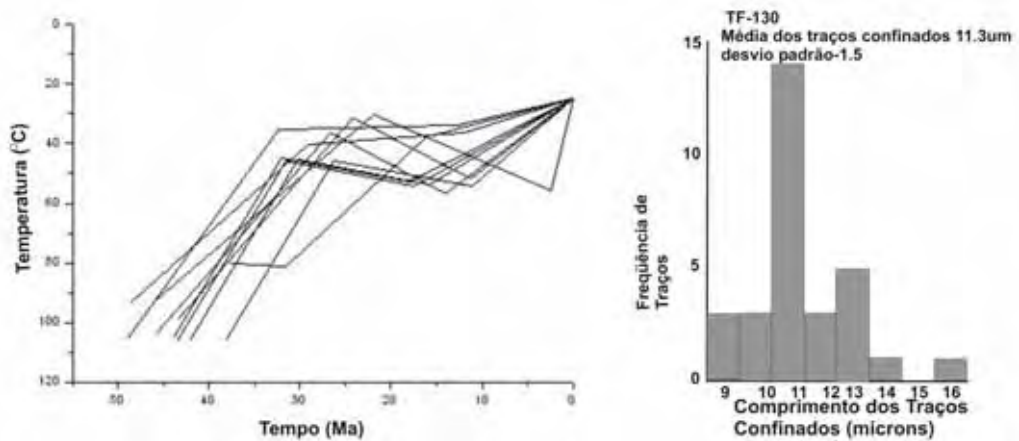


Figura-47: História Térmica e histograma de comprimento de traços confinados da amostra TF-130.

9.6.1.4-Correlação das Análises Geomorfológicas e Termocronológicas (Traços de fissão em apatitas)-Setor (2)

No setor (2) foram reconhecidos quatro níveis de paleosuperfícies (Anexo-1). O primeiro com níveis de paleosuperfícies com altitudes entre 1800 a 1200 metros, situada na zona de transição entre a Serrania do Quebra-Cangalha e Serrania da Bocaina; o segundo nível de paleosuperfície com altitudes entre 1100 a 900 metros, representada pela zona de transição entre a Serrania do Quebra-Cangalha e a alta Morraria do Paraitinga; o terceiro nível de paleosuperfície com altitudes entre 800 a 700 metros, constituído pela baixa Morraria do Paraitinga; e o quarto nível de paleosuperfície com altitudes entre 400 a 200 metros, formado pelos morros que compõem a Morraria Costeira (Figura-48 e Anexo-1).

Os resultados obtidos utilizando a análise de Traços de Fissão em Apatitas registraram idades corrigidas distintas ao longo dos diversos níveis de paleosuperfícies identificados no setor (2) da área de estudo. Nos níveis de paleosuperfícies situados entre 1800 a 1200 metros de altitude foram registradas idades corrigidas do Cretáceo Superior ao Paleoceno, com comprimento médio dos traços confinados de 13 μm e padrão de distribuição do comprimento médio dos traços confinados misto ou complexo. Para os níveis de paleosuperfícies situados entre as altitudes de 1100 a 900 metros foram obtidas idades corrigidas do final do Cretáceo Inferior ao Cretáceo Superior, com comprimento médio dos traços confinados de 14 μm e padrão de distribuição bimodal. Nas porções com níveis de paleosuperfícies inferiores a 400 metros foram obtidas idades corrigidas do Paleoceno ao Eoceno.

As modelagens de histórias térmicas obtidas permitiram identificar dois episódios de resfriamento, e um episódio de aquecimento ao longo dos níveis de paleosuperfícies identificados no setor (2).

O primeiro episódio de resfriamento (R1) ocorreu de maneira menos acentuada do Cretáceo Inferior até o Paleoceno, registrado ao longo do segundo nível de paleosuperfície entre 1100 a 900 metros. O segundo episódio de

resfriamento (R2) foi marcado por um resfriamento rápido do Paleoceno ao Oligoceno, situado nas morfologias que compõem o primeiro nível de paleosuperfície entre 1800 a 1200 metros. O episódio de aquecimento registrado durante o Mioceno, provavelmente está relacionado com a reativação do falhamento do Bugio (Figura-42), que propiciou a dissecação do relevo na área.

De acordo com as análises geomorfológicas e termocronológicas (ATFA) foi possível identificar três períodos distintos que marcaram a configuração e o início do desenvolvimento dos níveis de paleosuperfícies: o primeiro período datado do início do Cretáceo Superior, o segundo do Cretáceo Superior ao Paleoceno; e o terceiro do Oligoceno.

O primeiro episódio datado do início do Cretáceo Superior está correlacionado com o evento de soerguimento tectônico associado à formação da Serra do Mar (Almeida e Carneiro, 1998; Hackspacher *et al.* 2003, Zalán e Oliveira, 2005) que foram marcados nas histórias térmicas por um período de resfriamento lento (R1) do início do Cretáceo Superior. Após este período de resfriamento teve-se início a formação dos níveis de paleosuperfícies situados entre 1100 a 900 metros (Figura-49).

O segundo episódio com idades corrigidas do Cretáceo Superior ao Paleoceno estão associados com o segundo período de resfriamento rápido (R2), que foi responsável pelo soerguimento e exumação dos níveis de paleosuperfícies situados entre 1800 a 1200 metros (Figura-48), propiciando o desnivelamento e erosão dos níveis de paleosuperfícies que foram formados após o episódio de resfriamento (R1), com registro do final do Cretáceo Inferior e início do Cretáceo Superior, correlacionado ao início da implantação do ciclo de erosão Sul-Americana, proposto por King (1956). De acordo com o registro estratigráfico na Bacia de Santos durante este mesmo período, mais precisamente durante o Campaniano e Maastrichtiano (84-65 Ma), o soerguimento e a erosão da paleo Serra do Mar, propiciaram a deposição de cunhas clásticas progradantes na bacia marginal.

O terceiro episódio correlacionado ao evento de aquecimento com início do Oligoceno ao Mioceno (A) foi registrado na amostra com idade oligocênica;

situada no terceiro nível de paleosuperfície com altitudes entre 800 a 700 metros, formada pela Alta Morraria do Paraitinga. A idade corrigida indicou que as reativações das falhas iniciou-se no Oligoceno perdurando até o Mioceno, de acordo com o evento de aquecimento registrado na história térmica. Este evento de aquecimento (A) gerou o abatimento das morfologias que atualmente configuram os níveis de paleosuperfícies situados entre 1100 a 900 metros (Figura-48), gerando uma baixa taxa de erosão nos relevos que compõem estes níveis de paleosuperfícies.

Na porção adjacente à margem continental, o evento de aquecimento ocorrido durante o Oligoceno foi registrado na maioria das histórias térmicas modeladas, onde este período de aquecimento está correlacionado com a mudança do nível de base (soerguimento) da porção marginal emersa durante este período.

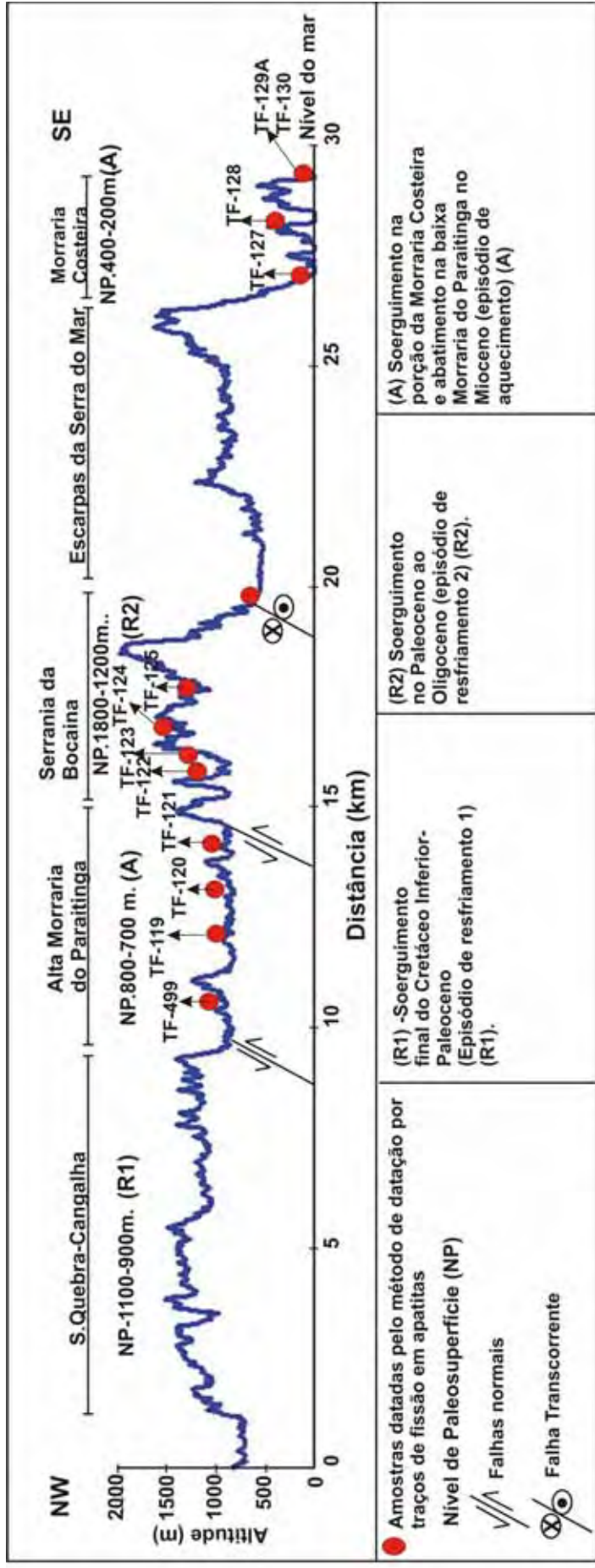


Figura-48: Perfil topográfico situado entre a Serrania do Quebra-Cangalha e as Escarpas da Serra do Mar (Setor-2).

9.7-Análise dos Resultados

9.7.1-Setor-3: Planalto de Paraitinga, Paulistano e Juqueriquerê.

No setor (3) da área de estudo (Figura-49), composto pelo Planalto de Paraitinga, Planalto de Moraes e Juqueriquerê, nas áreas compreendidas entre Lagoinha a Santa Branca (SP), foram datadas através da análise por traços de fissão em apatitas (ATFA) 13 amostras, e utilizadas 7 amostras do trabalho de Tello Saenz (2002) (Tabela-5), e foram modeladas 9 histórias térmicas.

As idades corrigidas de traços de fissão em apatitas, de acordo com os compartimentos geomorfológicos estudados, distribuem-se entre o Cretáceo Superior e Paleoceno (87-60 Ma) ou concentrou-se no Paleoceno (65-59 Ma) (Tabela-5).

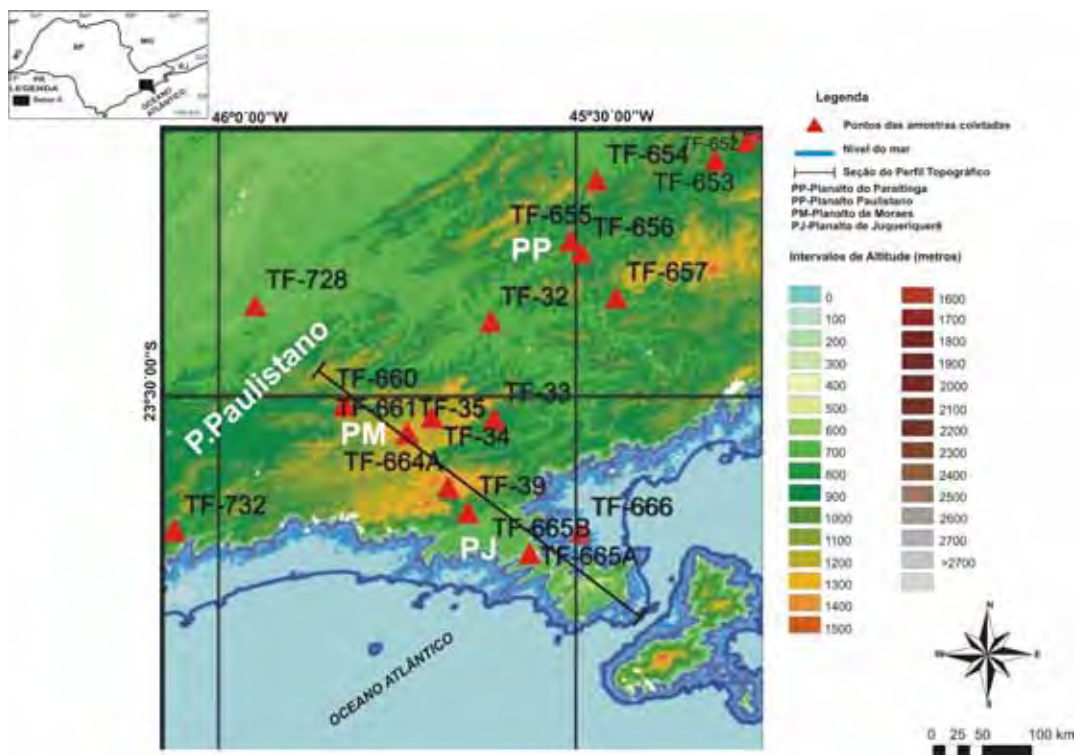


Figura-49: Mapa de pontos amostrados para a datação por Traços de Fissão em apatitas no setor (3). Modelo digital de terreno resolução de aproximadamente 90 metros, Shuttle Radar Topography Mission-SRTM/USGS/EROS Data Center.

9.7.1.1-Interpretação das idades corrigidas de traços de fissão em apatitas

Os resultados das análises de traços de fissão em apatitas apresentaram dois intervalos de idades entre os diferentes compartimentos geomorfológicos reconhecidos no setor (3). O primeiro intervalo de idades corrigidas vai do Cretáceo Superior ao início do Paleoceno na seção que perfaz o interior do Planalto do Paraitinga (1) e a porção do Planalto de Juqueriquerê (2), e o segundo grupo com idades corrigidas do Paleoceno, no Planalto Paulistano, localmente denominado de Planalto de Moraes (3).

9.7.1.2-Relação dos valores de idades *versus* altitude (RIA)

No setor (3) foram analisadas 20 amostras do embasamento pré-cambriano situadas em diferentes altitudes e unidades geomorfológicas. A relação entre idades aparentes e altitude foram plotados em gráfico, juntamente com as amostras que apresentaram traços confinados suficientes para a elaboração dos histogramas de distribuição dos traços confinados.

As amostras coletadas no setor (3) apresentaram uma distribuição complexa, com dois episódios bem diferenciados de resfriamento. Utilizando o modelo numérico termal proposto por Stüwe e Hintermüller (2000) e Braun (2002a), a relação entre os valores de idade aparente *versus* altitude (metros) demonstraram que a evolução das morfologias deu-se de maneira rápida durante o intervalo Cretáceo Superior-Paleoceno.

O primeiro intervalo de idades (Cretáceo Superior-início do Paleoceno) apresentou um comprimento médio dos traços confinados de 11.6 μm , com padrão de distribuição mista e bimodal. O segundo intervalo, com idades do Paleoceno apresentaram comprimento médio dos traços confinados de 12 μm e histogramas com padrões bimodais, o terceiro intervalo de amostras com idades entre o Cretáceo Superior-Paleoceno com comprimento médio dos traços confinados de 11 μm caracterizados por histogramas bimodais e unimodais (Figura-50).

Analisando o comprimento médio dos traços confinados do primeiro e terceiro intervalo, com 11.6 e 11 μm , respectivamente, juntamente com a distribuição das idades aparentes e distribuição dos histogramas, constata-se que esta área sofreu um resfriamento lento durante o limite entre o Cretáceo Superior-Paleoceno, associado à passagem lenta das amostras pela zona de *annealing* parcial (ZAP), o que propiciou o encurtamento dos traços confinados (Figura-50). Este resfriamento lento, geomorfologicamente pode estar relacionado a um estado de equilíbrio entre os processos erosivos e epirogenéticos, indicado pela baixa taxa de dissecação da área, o que acabou propiciando o aumento do aprofundamento do manto de intemperismo na área que compõem o Planalto do Paraitinga (Figura-51). O perfil de resfriamento obtido na área formada pelos Planaltos de Paraitinga e Juqueriquerê foi gerado essencialmente em decorrência dos processos erosivos atuantes na área durante o Cretáceo Superior-Paleoceno.

As amostras coletadas no Planalto de Moraes, situadas nas porções acima de 1000 metros, com idades compreendidas entre o Paleoceno-Eoceno, registraram uma mudança brusca no nível de base em decorrência dos soerguimentos epirogenéticos que provocaram o alçamento das morfologias (Figura-51). Os histogramas bimodais e mistos nesta seção estão correlacionados com a interação entre os processos tectônicos e erosivos que configuraram os relevos da área. Os períodos relacionados a intensa atividade tectônica durante o Paleoceno propiciaram a passarem rápida pela zona de *annealing* parcial, ocasionando à exumação acompanhada por aumento da dissecação das morfologias pertencentes ao Planalto de Moraes.

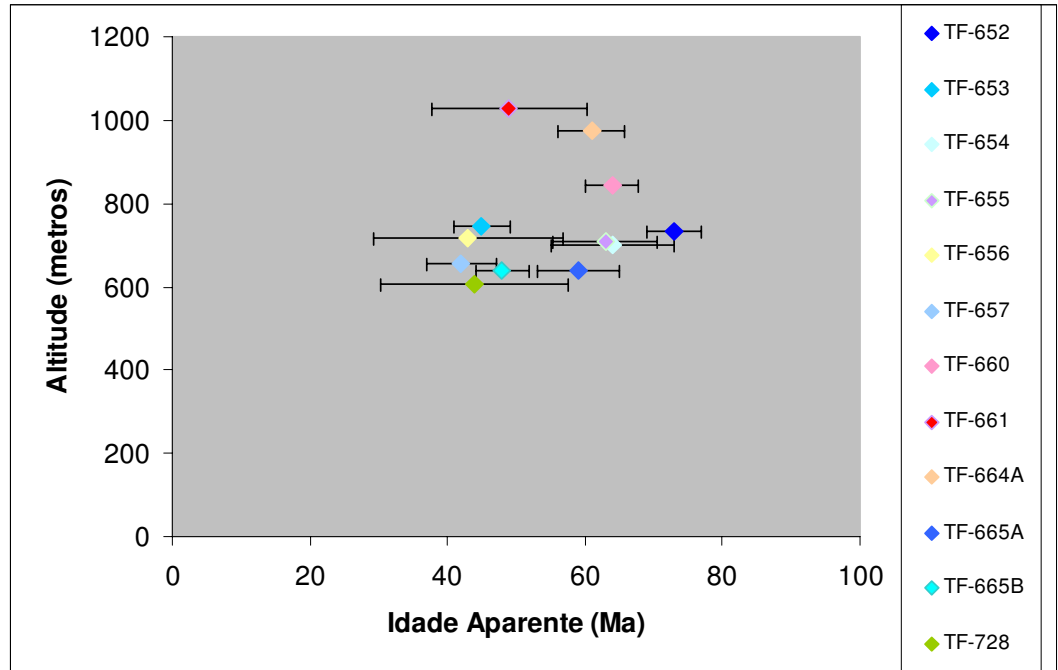


Figura-50: Distribuição das idades aparentes *versus* altitude (metros).

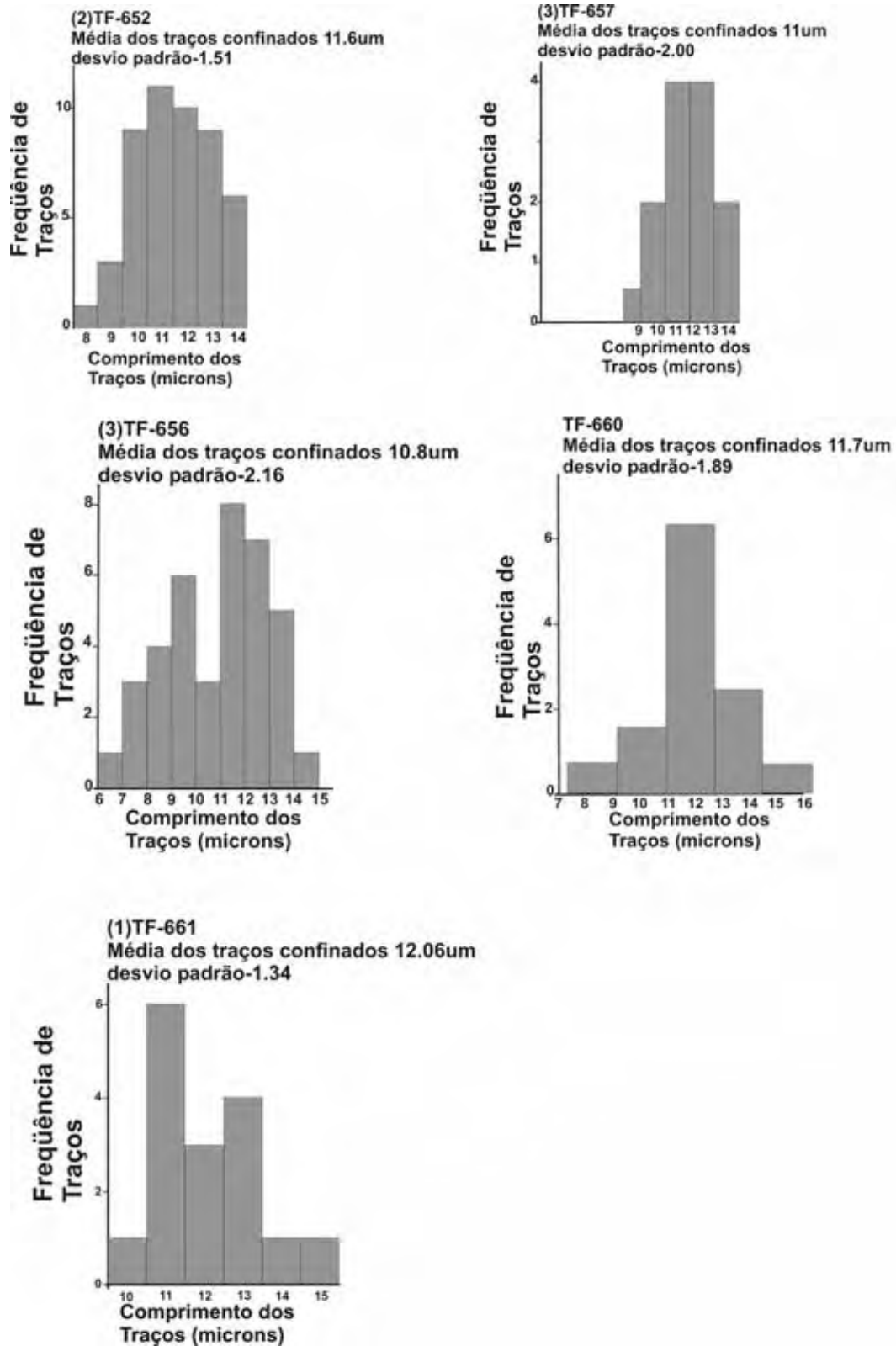


Figura-51: Distribuição dos histogramas do comprimento dos traços confinados para as amostras que apresentaram traços confinados suficiente para a confecção dos mesmos.

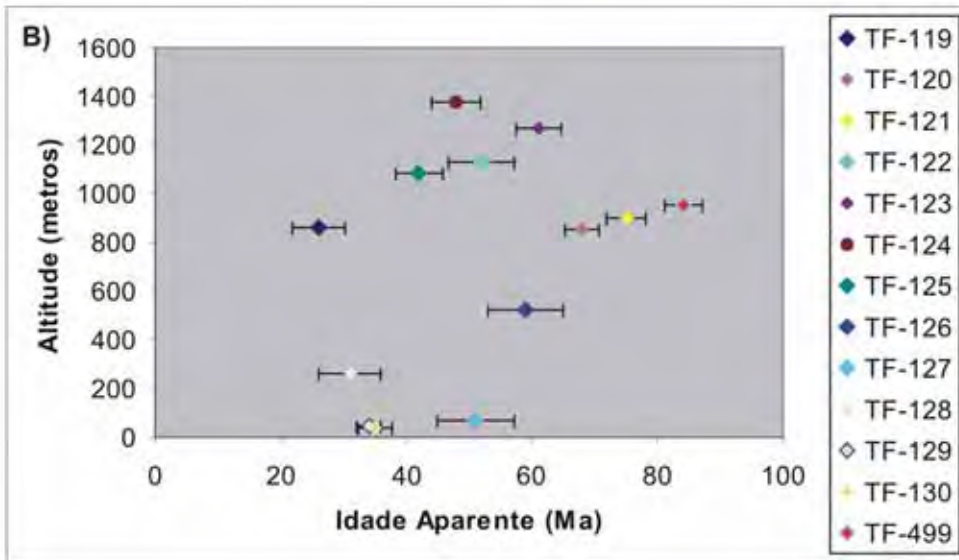
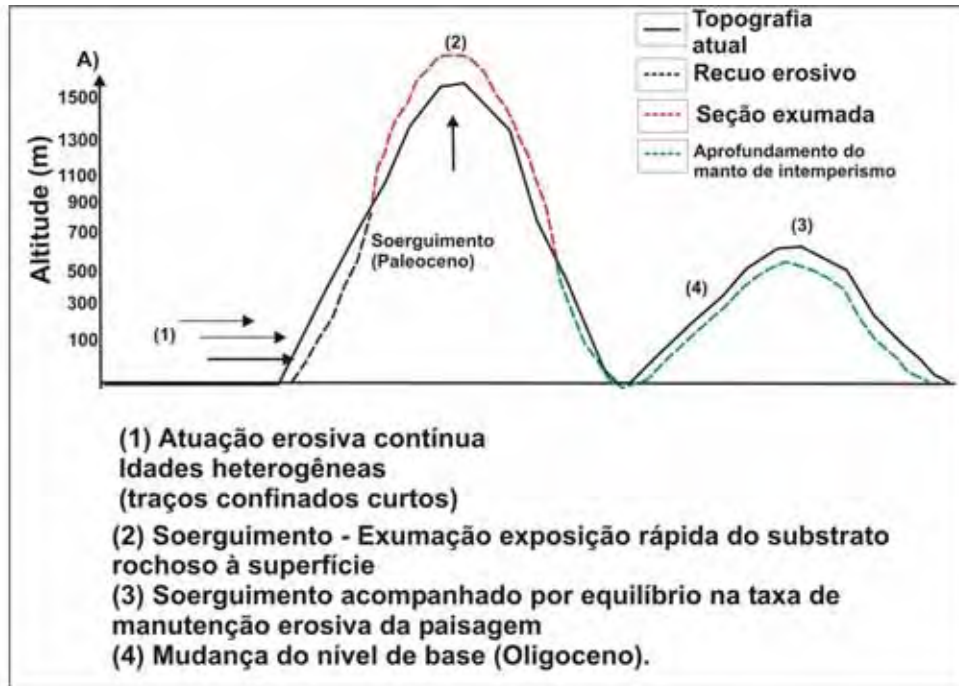


Figura-52: Modelo esquemático de desenvolvimento do relevo baseado no modelo numérico proposto por Stüwe e Hintermüller (2000) e Braun (2002a) correlacionado com a distribuição das idades aparentes. A) Modelo esquemático dos processos morfogenéticos envolvidos na configuração das morfologias descritas no setor (3) da área de estudo. B) Distribuição das idades aparentes obtidas pela ATFA *versus* altitude (metros).

9.7.1.3-Análises das Modelagens de Histórias Térmicas

9.7.1.3.1-Setor-3: Planalto de Paraitinga, Paulistano e Juqueriquerê.

9.7.1.3.1.1-Planalto de Paraitinga

As modelagens de histórias térmicas realizadas nos diversos compartimentos geomorfológicos apresentaram um padrão de resfriamento contínuo desde do Cretáceo Superior (80 Ma).

As histórias térmicas pertencentes ao Planalto de Paraitinga (Figuras-53a, b, c, d) apresentaram uma história de resfriamento acentuada do Cretáceo Superior ao Eoceno. Posteriormente todas as histórias térmicas demonstraram um período de estabilização compreendido entre o Eoceno até o período atual, com variações de temperatura em torno de 40° a 20° C. Este resfriamento, situado entre o Cretáceo Superior ao Eoceno, demonstra que houve desequilíbrio entre os processos morfogenéticos, ocasionados pelo soerguimento tectônico. Estas mudanças bruscas nas condições de temperatura em subsuperfície propiciaram uma exposição mais acelerada das rochas, o que provocou a preservação de traços confinados mais longos. Após o Eoceno, as temperaturas permaneceram estáveis, conforme pode ser visualizado nas histórias térmicas abaixo apresentadas, pois nenhum aquecimento significativo compreendido entre as temperaturas de 100-60° C foi registrado após este intervalo. Estes períodos de poucas variações nas condições de temperatura propiciaram o encurtamento lento dos traços confinados.

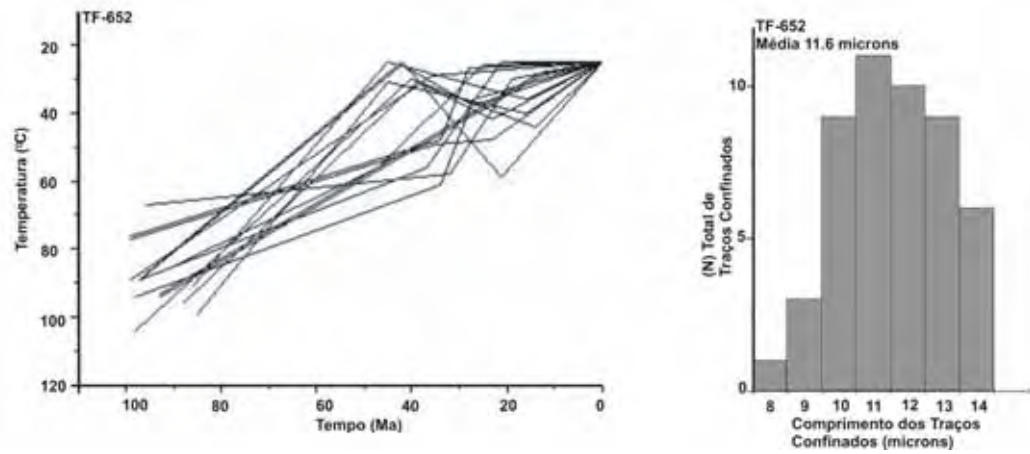


Figura-53a: História térmica e histograma de distribuição do comprimento dos traços confinados obtidos na amostra TF-652 (porção central do Planalto de Paraitinga).

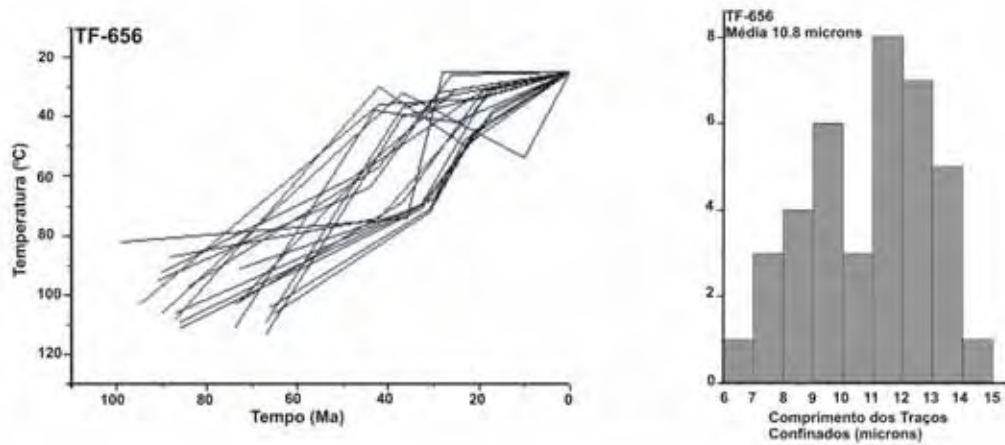


Figura-53b: História térmica e histograma de distribuição do comprimento dos traços confinados obtidos na amostra TF-656 (porção central do Planalto de Paraitinga).

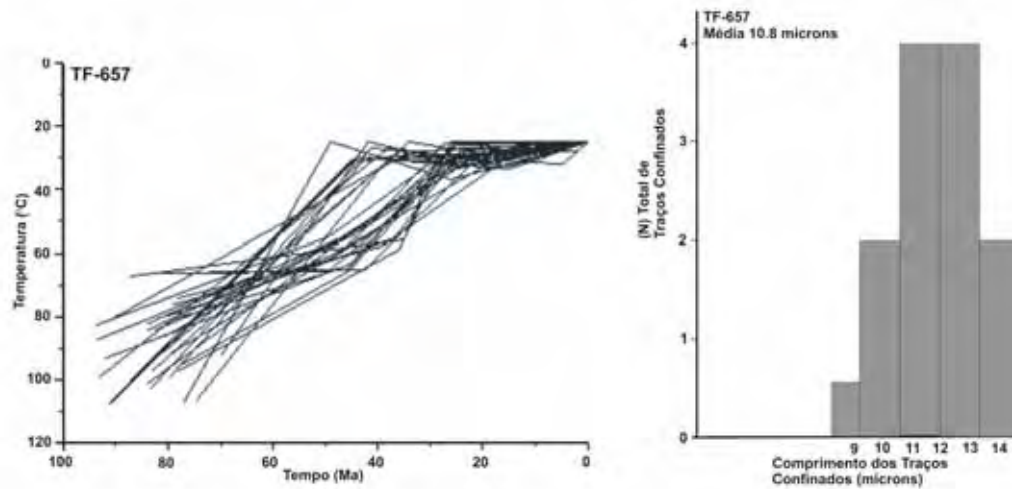


Figura-53c: História térmica e histograma de distribuição do comprimento dos traços confinados obtidos na amostra TF-657 (porção central do Planalto de Paraitinga).

9.7.1.3.1.2-Planalto de Moraes

As histórias térmicas modeladas no Planalto de Moraes apresentaram um padrão de resfriamento lento do Cretáceo Superior ao Eoceno, posteriormente no limite entre o Eoceno ao Oligoceno, estas mostraram um resfriamento rápido, preservando os traços confinados 11 μ m. Este período de resfriamento rápido, em temperaturas em torno de 60°C, maiores do que é correlacionado ao soerguimento dos relevos no Planalto de Moraes durante o Oligoceno, que propiciaram a dissecação dos níveis de paleosuperfície correlatos ao ciclo de erosão Sul-Americana (Figura-54a, b).

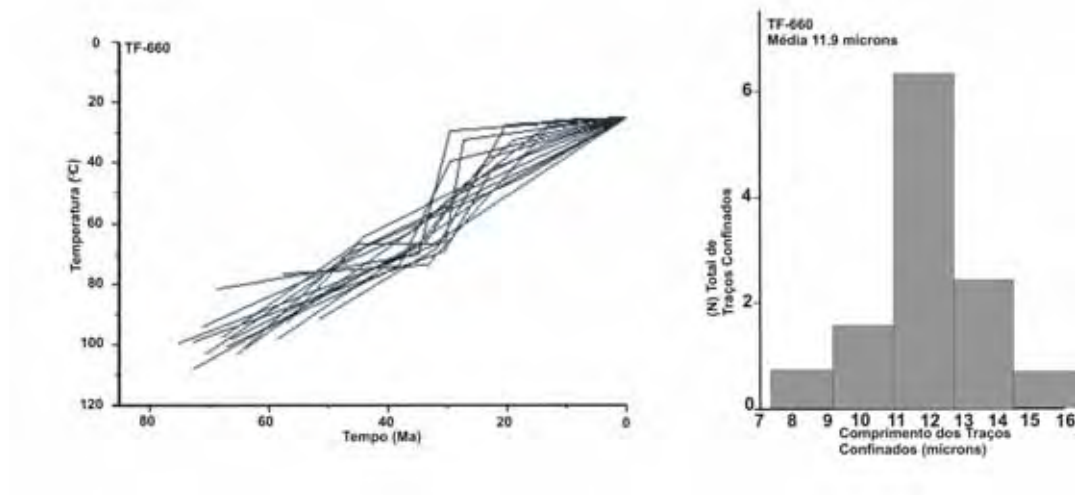


Figura-54a: História térmica e histograma de distribuição do comprimento dos traços confinados obtidos na amostra TF-660 (Planalto de Moraes).

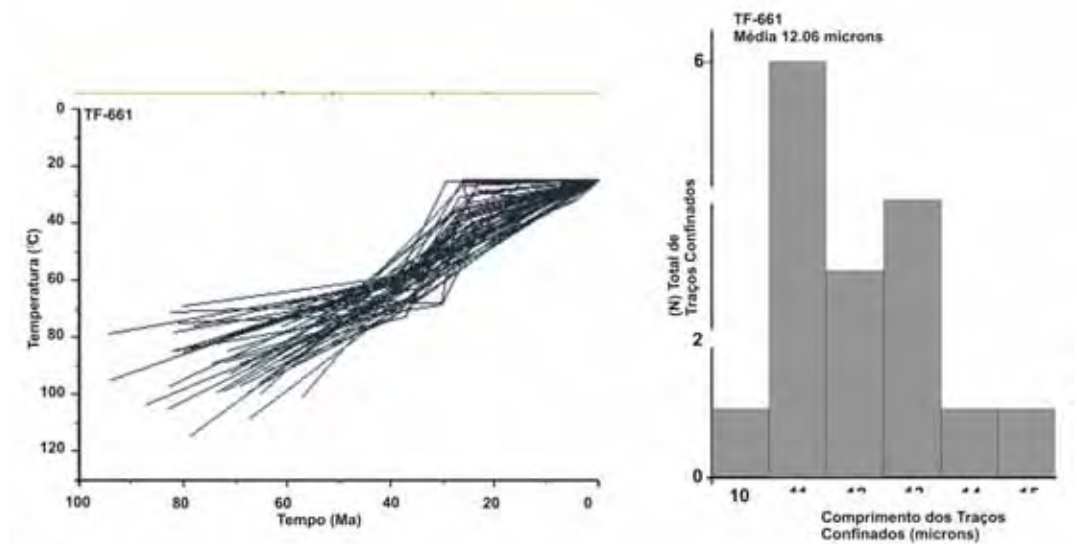


Figura-54b: História térmica e histograma de distribuição do comprimento dos traços confinados obtidos na amostra TF-661 (Planalto de Moraes).

9.7.1.4-Correlação das Análises Geomorfológicas e Termocronológicas (Traços de fissão em apatitas)-Setor (3)

No setor (3) foram reconhecidos três níveis de paleosuperfícies (Anexo-1). O primeiro nível de paleosuperfície com altitudes entre 1400 a 1000 metros se₁₇₇

situa no Planalto Paulistano localmente denominado de Moraes. O segundo nível de paleosuperfície com altitudes entre 900 a 700 metros é representado pelo Planalto de Paraitinga. O terceiro nível de paleosuperfície com altitudes entre 600 a 700 metros, presente no Planalto de Juqueriquerê e os morros que compõem a Morraria Costeira.

Os resultados obtidos por meio da análise de Traços de Fissão em Apatitas (ATFA) registraram intervalos de idades corrigidas distintas ao longo dos níveis de paleosuperfícies identificados no setor (3) da área de estudo. Nos níveis de paleosuperfícies situados entre 1400 a 1000 metros de altitude foram registradas idades corrigidas datadas do Paleoceno, com comprimento médio dos traços confinados de 12 μm . Para os níveis de paleosuperfícies situados entre as altitudes de 900 a 700 metros foram obtidas idades corrigidas do final do Cretáceo Superior ao Paleoceno, com comprimento médio dos traços confinados de 11.6 μm . Nas porções com níveis de paleosuperfícies entre 600 a 200 metros foram obtidas idades corrigidas do Cretáceo Superior ao Paleoceno.

As modelagens de histórias térmicas obtidas permitiram identificar dois episódios de resfriamento ao longo dos níveis de paleosuperfícies identificados no setor (3).

O primeiro episódio de resfriamento (R1) foi registrado nos níveis de paleosuperfícies de 900 a 700 metros, e nos níveis situados entre 600 a 200 metros (Figura-55). Em ambos foi registrado inicialmente um resfriamento lento do Cretáceo Superior até o Paleoceno, sucedido por um episódio de resfriamento contínuo com estabilização nos valores de temperatura do Eoceno até o tempo atual.

O segundo episódio de resfriamento (R2) foi registrado nos níveis de paleosuperfícies situados a 1400 a 1000 metros (Figura-55). Este episódio de resfriamento ocorreu de maneira lenta, iniciando-se no Cretáceo Superior ao Eoceno, sucedido por um resfriamento rápido no limite entre o Eoceno-Oligoceno.

As correlações entre as análises geomorfológicas e termocronológicas (ATFA) permitiram identificar dois períodos distintos que auxiliaram na

configuração e desenvolvimento dos níveis de paleosuperfícies, o primeiro datado do Cretáceo Superior ao Paleoceno e o segundo do Paleoceno.

O primeiro episódio de resfriamento (R1) é correlacionado com as idades corrigidas obtidas entre o Cretáceo Superior ao Paleoceno. Este episódio de resfriamento (R1) foi responsável pelo soerguimento em toda a Serra do Mar, como anteriormente colocado por Hackspacher *et al.* (2003, 2004), através das análises de traços de fissão em apatitas, gerando a fragmentação e dissecação da superfície Sul-Americana. Após a fragmentação das morfologias no final do Paleoceno, deu-se início no Eoceno aos processos de aplainamentos que reduziram as irregularidades das morfologias fragmentadas e a retrabalhar resquícios da fase erosiva anterior. O nível de paleosuperfície que atualmente se encontra entre 900 a 700 metros no Planalto de Paraitinga é correlacionado a fragmentos do ciclo erosivo que se iniciou no Paleógeno, ao contrário do que foi colocado anteriormente por Almeida (1958), relatando a formação da superfície de erosão Neogênica situada em diferentes níveis nas bacias dos principais rios do Planalto de Paraitinga. Atualmente os níveis de paleosuperfícies (900 a 700 metros) (Figura-55) vêm sofrendo um rebaixamento contínuo, devido ao intenso intemperismo causado pela atuação climática e a dissecação erosiva da drenagem atual.

O segundo episódio de resfriamento (R2), juntamente com os resultados das idades corrigidas datadas do Paleoceno, foi registrado no nível de paleosuperfície entre 1400 a 1000 metros, (Figura-55) formado pelo Planalto de Moraes. Geomorfologicamente, após este evento tectônico, ocorreu a fragmentação e dissecação da superfície Sul-Americana. Outro processo decorrente deste evento tectônico durante o Paleoceno foi a compartimentação de parte do Planalto Paulistano, em decorrência das reativações de antigos falhamentos, formando o que atualmente constituem os relevos do Planalto de Moraes. Segundo Campanha *et al.* (1994) o Planalto de Moraes provavelmente foi desnivelado por falhamentos normais. Contudo não foram observadas falhas que justificassem essa hipótese, embora as direções N-S e NW-SE correspondam às direções subordinadas dos sistemas de juntas, espelhos de falhas e da orientação de diques observados

na área. Embora os autores não afirmem a atuação de falhamentos condicionando a distribuição entre as diferentes morfologias, as modelagens de histórias térmicas indicaram um resfriamento rápido no intervalo entre o Eoceno-Oligoceno (Figura-55), indicando a atuação tectônica entre estas diferentes unidades geomorfológicas.

No nível de paleosuperfície situado entre 600 a 200 metros (Figura-55), formado pelo Planalto de Juqueriquerê, foram registrados os mesmos valores de idades corrigidas e padrões de resfriamento das histórias marcados no Planalto de Paraitinga, ambos correlacionados ao episódio de resfriamento (R1), indicando que os níveis de paleosuperfícies situados neste dois intervalos de altitude distintos se desenvolveram após este episódio de resfriamento. Provavelmente, os processos tectônicos atuantes durante o Paleoceno propiciaram o rebaixamento do nível de base do Planalto de Juqueriquerê e o soerguimento do Planalto de Moraes (Figura-55).

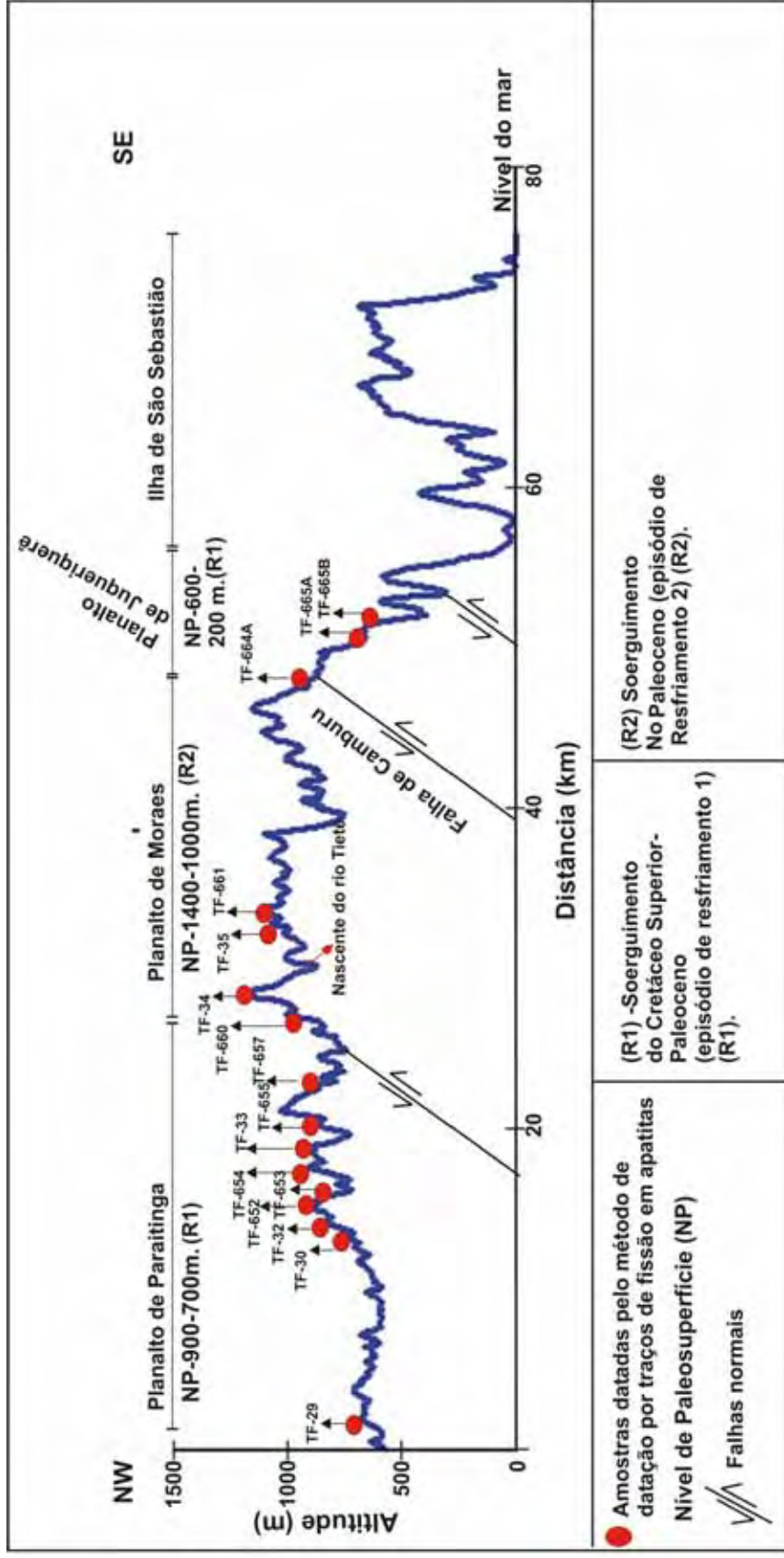


Figura-55: Perfil topográfico situado entre o Planalto de Paraitinga e a Ilha de São Sebastião (Setor-3).

9.8-Análise dos Resultados

9.8.1-Setor-4: Serrania Costeira, Morraria Costeira e Baixadas Litorâneas

A porção sul do estado de São Paulo é constituída por extensas planícies litorâneas (Ponçano *et al.* 1981), enquanto que o litoral norte do estado de São Paulo é formado por pequenos maciços e morros litorâneos isolados que atingem diretamente as águas oceânicas (Figura-56). Segundo Almeida (1964), as Baixadas Litorâneas da porção sul do estado de São Paulo são divididas em três trechos: a Baixada do rio Ribeira de Iguape, a Baixada de Itanhaém e a Baixada de Santos, cujos limites são dados por espigões que fazem parte da Serrania Costeira, avançando até o mar nas áreas de Mongaguá e Peruíbe. Foram mapeados os níveis de paleosuperfícies com altitudes entre 300 a 50 metros, constituindo os níveis de paleosuperfícies mais baixos da área de estudo (Anexo-1). Em sua maioria os níveis de paleosuperfícies são representados por morros cristalinos isolados que perfazem a morfologia das baixadas litorâneas (Anexo-1).

No setor (4) foram datadas 13 amostras para a análise de Traços de Fissão em Apatitas, onde não foi possível efetuar a correção das idades aparentes na maioria das amostras (Tabela-5) (Figura-56), devido a pouca quantidade de traços confinados. Desta maneira, foi possível realizar a correção das idades de apenas duas amostras, onde foram modeladas apenas as histórias térmicas para ambas as amostras.

As idades aparentes obtidas através da análise de traços de fissão em apatitas indicaram idades compreendidas entre o Cretáceo Superior ao Eoceno (Tabela-5).

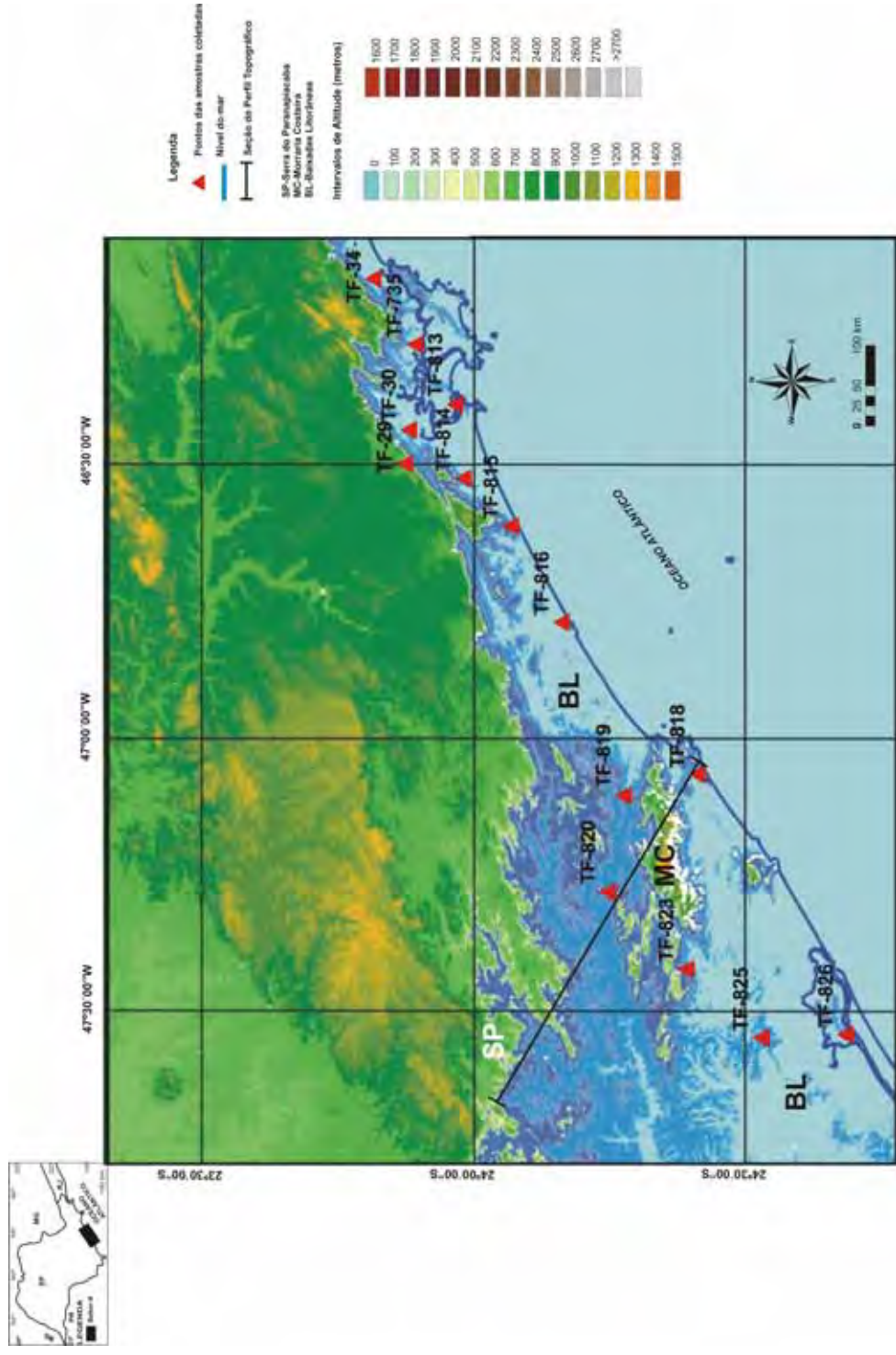


Figura-56: Mapa de pontos amostrados para a datação por Traços de Fissão em apatitas no setor (4). Modelo digital de terreno resolução de aproximadamente 90 metros, *Shuttle Radar Topography Mission- SRTM/USGS/EROS Center*. Data

9.8.1.1-Interpretação das idades aparentes de traços de fissão em apatitas

Nesta seção são apresentadas apenas as idades aparentes obtidas através das análises de traços de fissão apatitas (ATFA), pois as amostras selecionadas não apresentaram traços confinados suficientes para a correção das idades de traços de fissão, o que acabou prejudicando a modelagens das histórias térmicas para este setor da área de estudo. Os resultados das ATFA registraram idades aparentes com intervalo entre o Cretáceo Superior ao Eoceno (Figura-57).

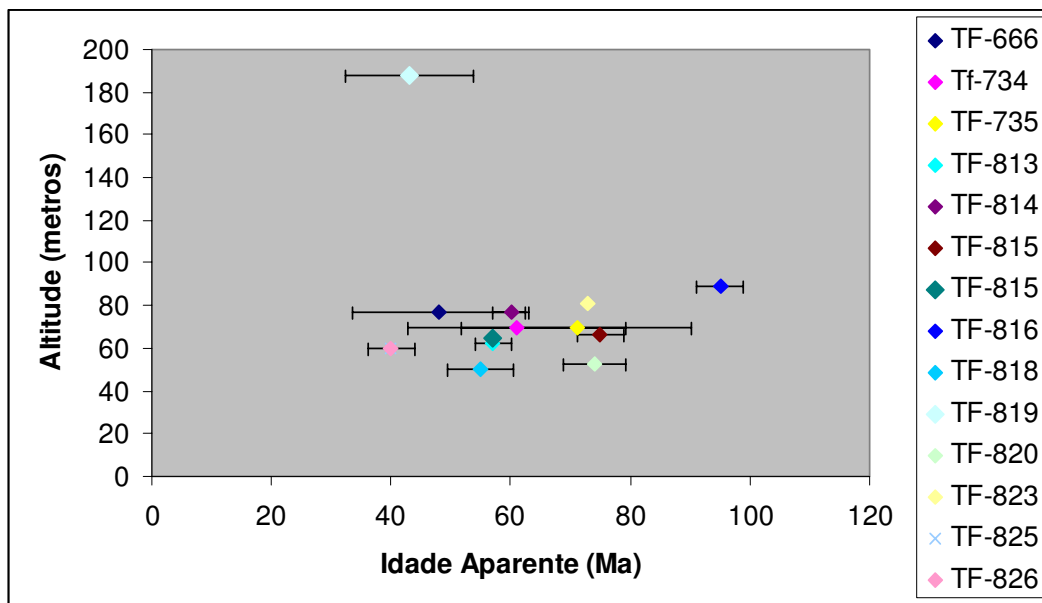


Figura-57: Distribuição das idades aparentes *versus* altitude (metros).

9.8.1.2-Relação dos valores de idades *versus* altitude (RIA)

No setor (4) foram analisadas 13 amostras do embasamento pré-cambriano situadas em diferentes altitudes e unidades geomorfológicas. A relação entre idades aparentes e altitude foram plotados em gráfico, juntamente com as amostras que apresentaram traços confinados suficientes para a elaboração dos histogramas de distribuição dos traços confinados (Figura-58).

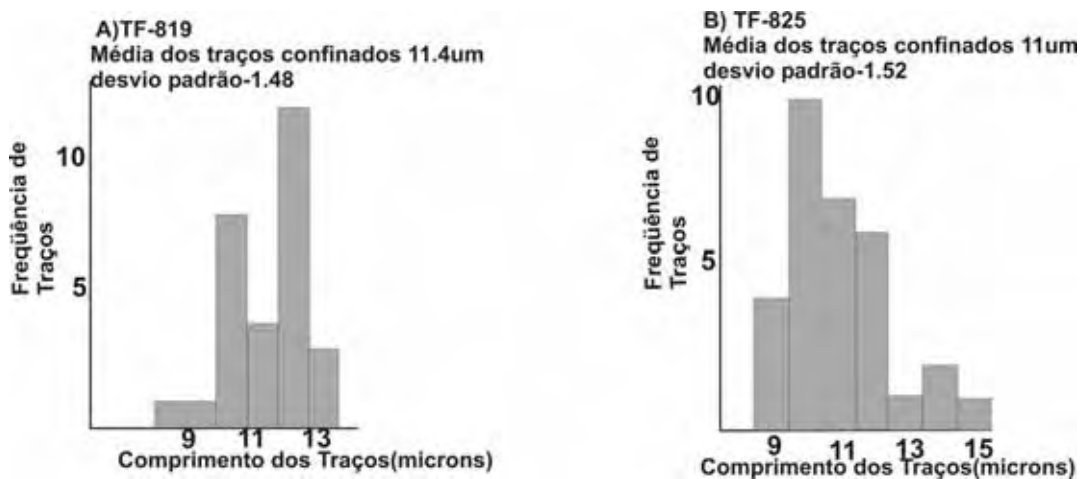
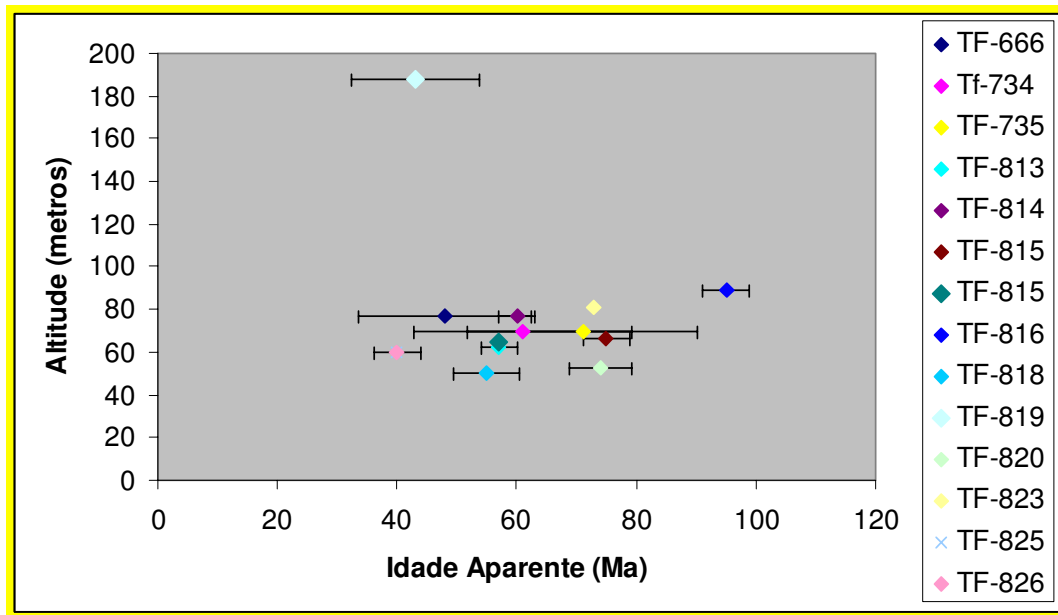


Figura-58: Distribuição das idades aparentes *versus* altitude (metros). No detalhe, os histogramas de comprimentos dos traços confinados para as amostras que apresentaram quantidades suficientes de traços confinados para a confecção dos histogramas.

De acordo com o modelo numérico termal proposto por Stüwe e Hintermüller (2000) e Braun (2002a), os valores de idade aparente *versus* altitude

(metros) apresentaram uma distribuição simples, com um padrão de resfriamento contínuo, onde se constata o aumento das idades de traços de fissão conforme se distância da porção costeira. O comprimento médio dos traços confinados obtidos no setor (4) apresentou valor de $11\mu\text{m}$, com idades variando entre o Cretáceo Superior ao Eoceno, com padrão de distribuição mista dos histogramas de comprimentos dos traços confinados (Figura-58 /59).

Analisando o comprimento médio dos traços confinados do setor (4) com $11\mu\text{m}$, juntamente com a distribuição dos histogramas de comprimentos dos traços confinados, constata-se que esta área sofreu um resfriamento lento entre o Cretáceo Superior-Eoceno, indicando que a passagem das amostras através da zona de *annealing* parcial (ZAP) ocorreu de maneira bem lenta, gerando o encurtamento dos traços confinados (Figura-58). Geomorfologicamente, este resfriamento lento, indica um período de equilíbrio no nível de base, propiciando um decréscimo na elevação média do relevo na área em decorrência dos processos erosivos decorrentes da dissecação propiciada pela erosão fluvial do rio Ribeira de Iguape que auxiliou no recuo da Serra do Mar neste setor (Figura-59).

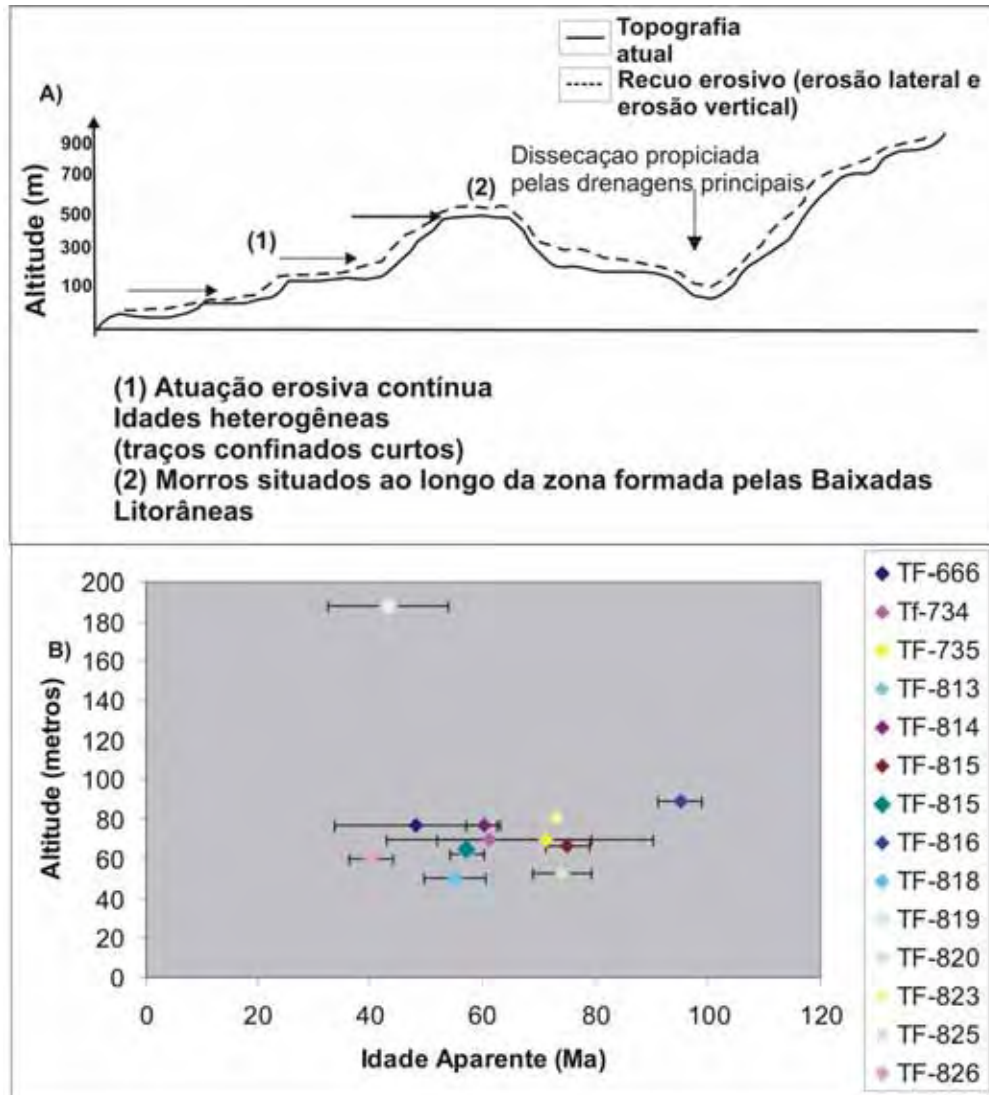


Figura-59: Modelo esquemático de desenvolvimento do relevo baseado no modelo numérico proposto por Stüwe & Hintermüller (2000) e Braun (2002a) correlacionado com a distribuição das idades aparentes. A) Modelo esquemático dos processos morfogenéticos envolvidos na configuração das morfologias descritas no setor (4) da área de estudo. B) Distribuição das idades aparentes obtidas pela ATFA *versus* altitude (metros).

9.8.1.3-Análises das Modelagens de Histórias Térmicas

9.8.1.3.1-Setor-4: Serrania Costeira, Morraria Costeira e Baixadas Litorâneas.

De acordo com as duas histórias térmicas obtidas neste setor estas apresentaram padrões de resfriamento semelhantes, onde o período de resfriamento rápido registrado no Oligoceno foi mais acentuado na história térmica da amostra TF-825 (Figura-60). As histórias térmicas mostraram um resfriamento lento do Cretáceo Superior ao Eoceno, sucedido por um resfriamento rápido do Eoceno ao Oligoceno até o presente, com temperatura em torno de 60°-20° C (Figuras-60,61). Este resfriamento lento entre o Cretáceo Superior ao Eoceno demonstra que este compartimento foi lentamente exposto e formado pela erosão proveniente das paleodrenagens dos rios Ribeira de Iguape. O aceleração no resfriamento registrado entre o Eoceno ao Oligoceno provavelmente está relacionado com a reativação das estruturas pré-existentes associadas ao alinhamento de Guapiara e as zonas de cisalhamento pré-cambrianas. Segundo Almeida e Carneiro (1998) uma das causas que provocaram a interrupção da Serra do Mar no litoral sul de São Paulo teria sido em decorrência da abertura do vale do rio Ribeira de Iguape e à expansão de sua bacia em direção ao interior do Planalto Atlântico, formado localmente pela Serra do Paranapiacaba. Em parte, este processo erosivo que dissecou o litoral sul foi auxiliado pelas reativações ocorridas durante o Cretáceo Superior que geraram o soerguimento do Arco de Ponta Grossa. Este evento de soerguimento durante o Cretáceo Superior foi registrado através das análises de traços de fissão em apatitas por Vignol-Lelarge *et al.* (1994) e Franco (2006) ao longo do Arco de Ponta Grossa.

Os resfriamentos rápidos registrados entre o Eoceno ao Oligoceno estão associados às mudanças bruscas do nível de base na área. Movimentos tectônicos ocorridos durante o Paleógeno resultaram na formação dos grábens de Sete Barras e Cananéia (Souza *et al.*, 1996). De acordo com Melo *et al.* (1989), Melo *et al.* (1990) e Melo (1990) o gráben de Sete Barras é limitado por falhas normais com direção NE e ENE, relacionadas à mesma fase distensiva regional ocorrida no Paleógeno que deu origem ao sistema de *rifts* continentais do sudeste do Brasil.

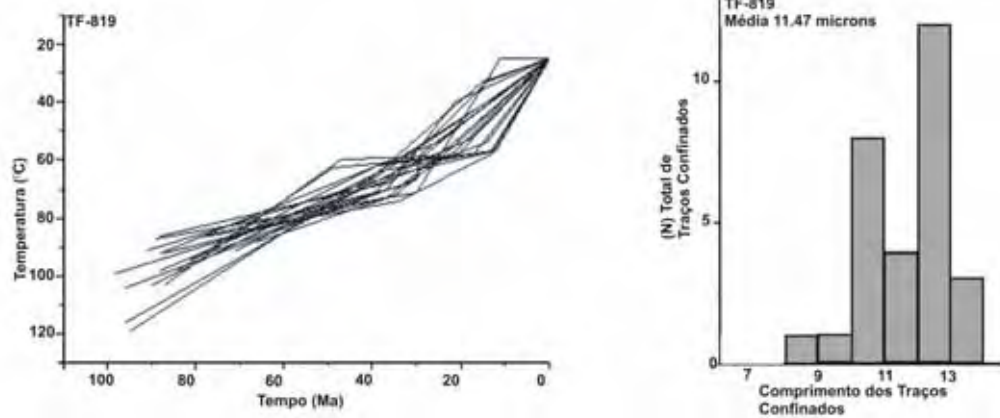


Figura-60: História Térmica e histograma de comprimento de traços confinados da amostra TF-819.

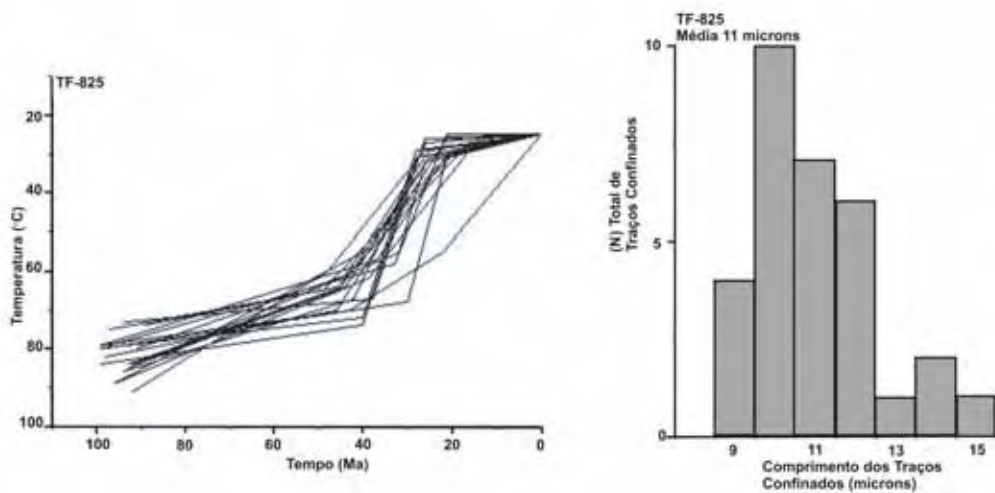


Figura-61: História Térmica e histograma de comprimento de traços confinados da amostra TF-826.

9.8.1.4-Correlação das Análises Geomorfológicas e Termocronológicas (Traços de fissão em apatitas) -Setor (4)

No setor (4) foram reconhecidos os níveis mais baixos de paleosuperfícies, com altitudes em torno de 600 a 400 metros (Anexo-1).

Os resultados obtidos por meio da (ATFA) registraram intervalos de idades aparentes do Cretáceo Superior ao Eoceno, com padrão de distribuição mista dos histogramas de comprimentos dos traços confinados (Figura-62).

As modelagens de histórias térmicas obtidas identificaram dois episódios de resfriamento em todos níveis de paleosuperfícies mapeados no setor (4). O primeiro marcado por um resfriamento lento (R1), do Cretáceo Superior ao Eoceno, e o segundo com resfriamento rápido a partir do Eoceno ao Oligoceno (R2) (Figura-62).

A correlação dos dados obtidos pela ATFA e a descrição dos fatores geomorfológicos existentes no setor (4), demonstraram que a evolução do relevo foi condicionada pelo recuo erosivo na borda continental, escalonamento dos planaltos devido a falhamentos ocorridos durante o Paleógeno e a dissecação da rede de drenagem em direção a porção do interior continental.

De acordo com as análises geomorfológicas efetuadas no setor (4), foram reconhecidos os níveis de paleosuperfícies com altitudes em torno de 600 a 200 metros. Os níveis de paleosuperfícies situados entre 600 representam as porções dissecadas da Serrania Costeira (Anexo-1), enquanto os níveis de paleosuperfícies situados entre 400 a 200 metros morfologicamente representam os morros isolados em meio às planícies fluviais que compõem o rio Ribeira de Iguape e as Baixadas Litorâneas (Figura-62).

Na correlação entre as análises geomorfológicas e os dados obtidos pela ATFA verificou-se que as distribuições das idades aparentes indicaram um padrão de resfriamento contínuo, com aumento progressivo das idades em direção ao interior do continente, demonstrando que área sofreu a atuação constante dos processos erosivos. Outro fator é o padrão de distribuição mista dos histogramas de comprimentos dos traços confinados (Figura-60, 61), mostrando que estas amostras sofreram oscilações de temperatura ao longo de sua história geológica.

O primeiro episódio de resfriamento (R1) do Cretáceo Superior ao Eoceno está associado com o soerguimento da área durante este período. Após o soerguimento das morfologias durante este intervalo, os processos erosivos tenderam a suavizar as topografias das morfologias.

O segundo episódio de resfriamento (R2) do Eoceno ao Oligoceno (Figura-62), correlaciona-se com os falhamentos ocorridos durante o Paleógeno que propiciaram a formação dos grábens que perfazem a zona deprimida entre Cananéia e Sete Barras, descritas por Melo *et al.* (1989) e Souza *et al.* (1996), condicionando o alojamento dos sedimentos de idade paleogênica nesta seção da área de estudo.

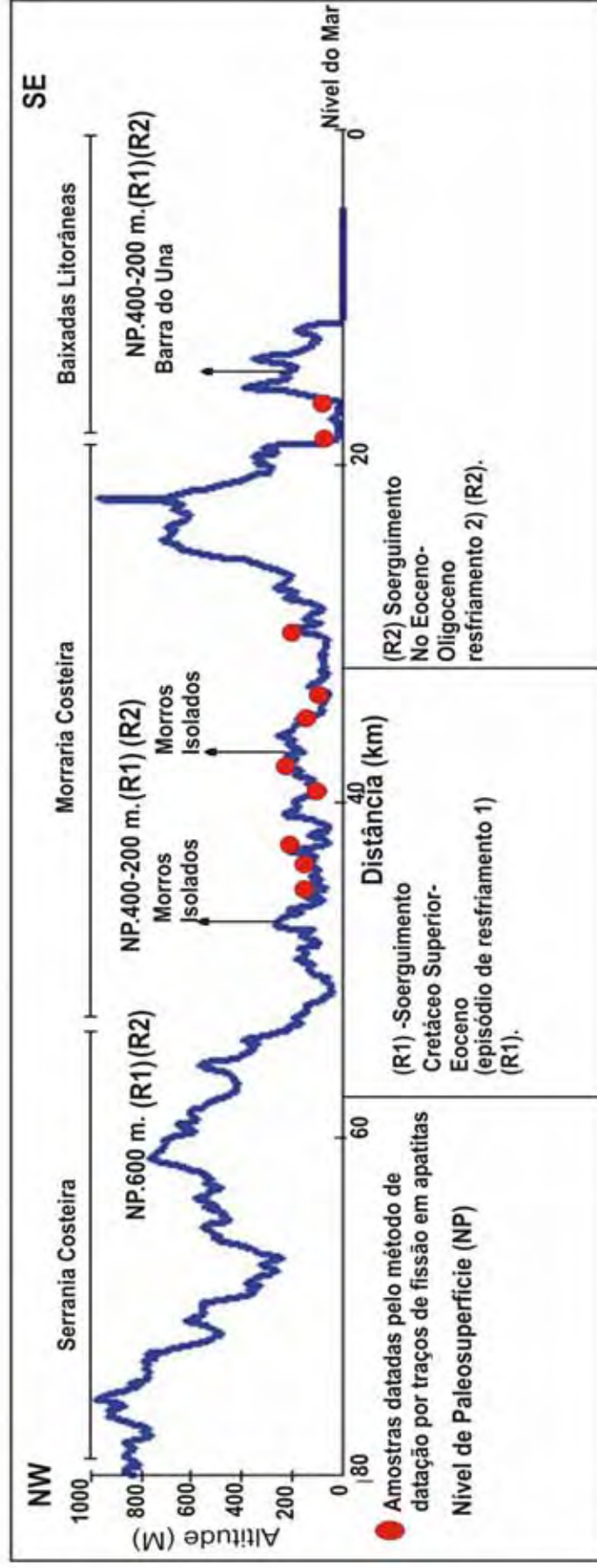


Figura-62: Perfil topográfico Serrania Costeira a Baixadas Litorâneas (litoral sul do estado de São Paulo) (Setor-4).

X. CORRELAÇÃO DOS DADOS DA ANÁLISE DE TRAÇOS DE FISSÃO E (U-Th)/He EM APATITAS

As correlações entre as idades corrigidas de traços de fissão em apatitas e as idades de (U-Th)/He em apatitas apresentaram idades compreendidas entre o Cretáceo Superior ao Paleoceno (Figura-63).

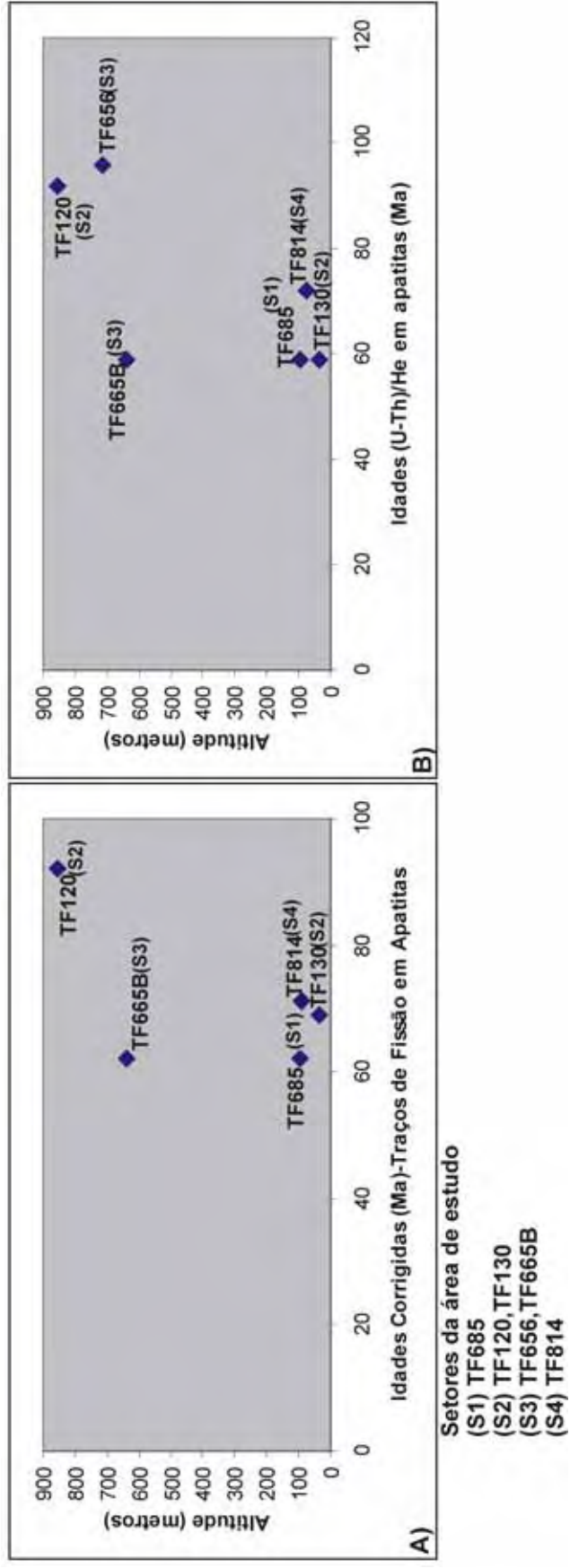


Figura-63: Distribuição das idades corrigidas de traços de fissão e (U-Th)/He em apatitas em relação com a altitude (metros).

10.1-Interpretação dos Resultados

10.1.1-Setores 1 e 2

Nesta porção da área de estudo foram realizadas as datações de duas amostras utilizando a sistemática (U-Th)/He em apatitas e a datação por Traços de Fissão em apatitas. Neste setor da área foram obtidas idades corrigidas de traços de fissão em apatitas do final do Cretáceo Superior e idades do Paleoceno, enquanto as idades obtidas através da sistemática (U-Th)/He em apatitas registraram idades datadas do Paleoceno (59 Ma). Em ambos termocronômetros as idades foram muito próximas, no caso da amostra TF-130, com idade de 69 Ma para as análises de traços de fissão em apatitas e idade de (U-Th)/He de 59 Ma. Por sua vez, a amostra TF-685 apresentou idade de traços de fissão em apatitas de 62 Ma e idade de (U-Th)/He em apatitas de 59 Ma.

De acordo com as idades obtidas nestes dois sistemas termocronológicos, estes indicaram que durante o final do Cretáceo Superior e início do Paleógeno estas sofreram um episódio de resfriamento muito acentuado. Este episódio de resfriamento acentuado está associado com os processos tectônicos responsáveis pela implantação do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (SRCSB), que ocasionaram o rejuvenescimento da paisagem durante este período. Concomitantemente, na porção formada pela Bacia de Santos, durante este mesmo período desenvolveram-se cunhas clásticas progradantes, depositadas principalmente entre o Campaniano e Maastrichtiano (84-65Ma), indicando o aumento nas taxas de denudação durante este período na Serra do Mar.

A modelagem de história térmica (Figura-64) para a amostra TF-758 indicou um período de resfriamento rápido do Cretáceo Superior até o Paleoceno. Após este intervalo houve apenas a ocorrência de resfriamento lento e contínuo. Na história térmica da amostra TF-130 (Figura-65), esta apresentou um resfriamento lento entre o Cretáceo Superior ao Paleoceno, acompanhado por um período de aquecimento entre o Eoceno-Oligoceno, e posteriormente sucedido por um período de resfriamento rápido. Estes padrões de resfriamentos registrados nas duas

histórias térmicas modeladas indicam que esta porção da Serra do Mar sofreu uma forte mudança no nível de base associada a processos tectônicos, acompanhados por intensa erosão a partir do Eoceno. O desenvolvimento dos níveis de paleosuperfícies durante este período, provavelmente sofreu interrupções no seu grau de desenvolvimento e maturidade, em decorrência das mudanças do nível de base decorrentes dos processos tectônicos registrados no final do Cretáceo Superior e início do Paleógeno.

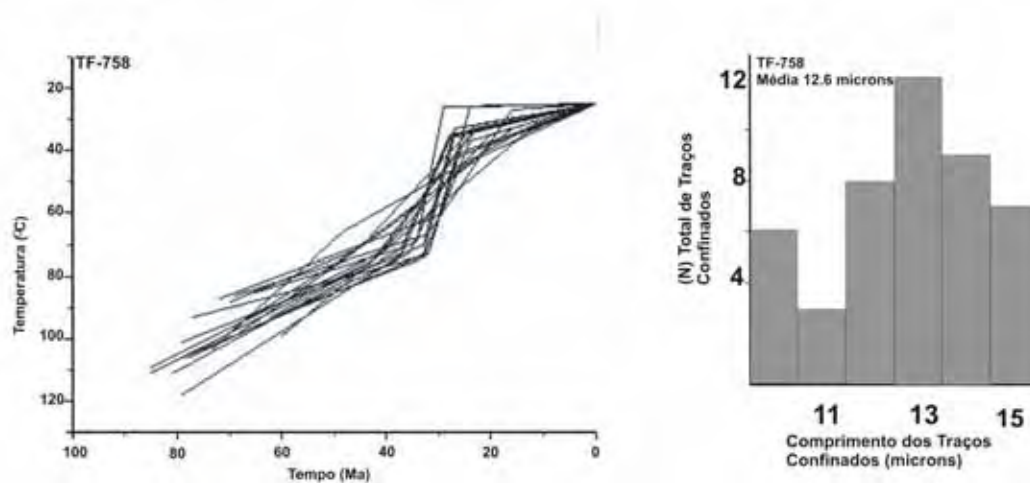


Figura-64: História térmica e histograma de distribuição do comprimento dos traços confinados obtidos na amostra TF-758 coletada no Domínio Morfoestrutural das Depressões Tectônicas Cenozóicas.

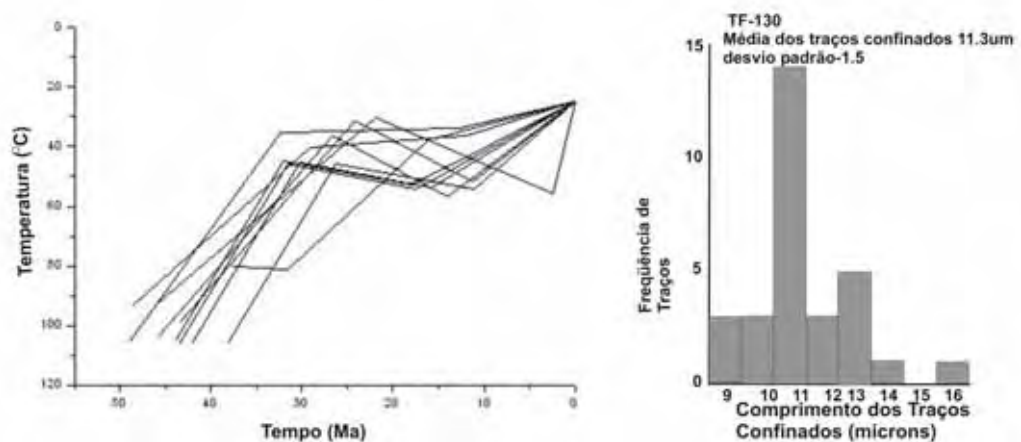


Figura-65: História Térmica e histograma de comprimento de traços confinados da amostra TF-130.

10.2-Serrania do Quebra-Cangalha e Serrania da Bocaina (SP/RJ) (Setor-2).

O setor (2) da área de estudo é composto geomorfologicamente pela Serrania do Quebra-Cangalha, Serrania da Bocaina, Alta Morraria do Paraitinga e a Morraria Costeira, nas regiões situadas entre Cunha (SP) e Parati (RJ).

Os resultados termocronológicos de Traços de Fissão e (U-Th)/He em apatitas (Figura-65) (amostra TF-120) obtidos no setor (2) indicaram que durante o início do Cretáceo Superior, a Serrania do Quebra-Cangalha e a Serrania da Bocaina sofreram um forte soerguimento tectônico que dissecaram as morfologias que compõem parte do setor (2).

A identificação destes níveis de paleosuperfícies e sua correlação com as idades de Traços de Fissão e (U-Th)/He em apatitas indicaram que a Serrania do Quebra-Cangalha durante o Cretáceo Superior sofreu mudanças bruscas no nível de base. Após este soerguimento tectônico no Cretáceo Superior teve-se início a formação dos níveis de paleosuperfícies situados a 1100 a 900 metros (Anexo-1).

10.3-Setor-3: Planalto de Paraitinga, Paulistano e Juqueriquerê

Na região do Planalto de Paraitinga foram registradas idades de traços de fissão em apatitas registraram idades entre o Cretáceo Superior e Paleoceno (Tabela-5), enquanto que a idade calculada de (U-Th)/He em apatitas apresentou idade do Cretáceo Superior (Figura-66). Isto indica que as amostras datadas pela (ATFA) e (U-Th)/He em apatitas resfriaram rapidamente, ou seja, ultrapassaram ao mesmo tempo as zonas de *annealing* parcial de seus respectivos termocronômetros. Este resfriamento rápido indicado pelas análises termocronológicas demonstra que neste setor, as morfologias foram rapidamente soerguidas (exumadas) entre o Cretáceo Superior e início do Paleoceno, posteriormente estas permaneceram em um estado constante, ou seja, não ocorreram mudanças significativas no nível de base, apenas a atuação erosiva. De

acordo com a idade do Cretáceo Superior obtida de (U-Th)/He em apatita, estas morfologias foram lentamente formadas no decorrer do Paleógeno em função da atuação erosiva constante, sem a interferência de reativações tectônicas que pudessem ocasionar um aumento na atividade erosiva.

As análises das histórias térmicas modeladas no setor-3 indicaram um resfriamento rápido a partir do Cretáceo Superior ao Paleoceno (Figuras-66), após este período, a partir do Paleoceno ao Eoceno, estas se resfriaram lentamente. Por meio da correlação entre as análises dos dados geomorfológicos e termocronológicos, foi possível associar as idades de traços de fissão e (U-Th)/He em apatitas com um período em que os relevos da Serra do Mar sofreram um forte alçamento no nível de base, após este período de desestabilização do nível de base teve início a instalação do ciclo da superfície erosiva Sul-Americana.

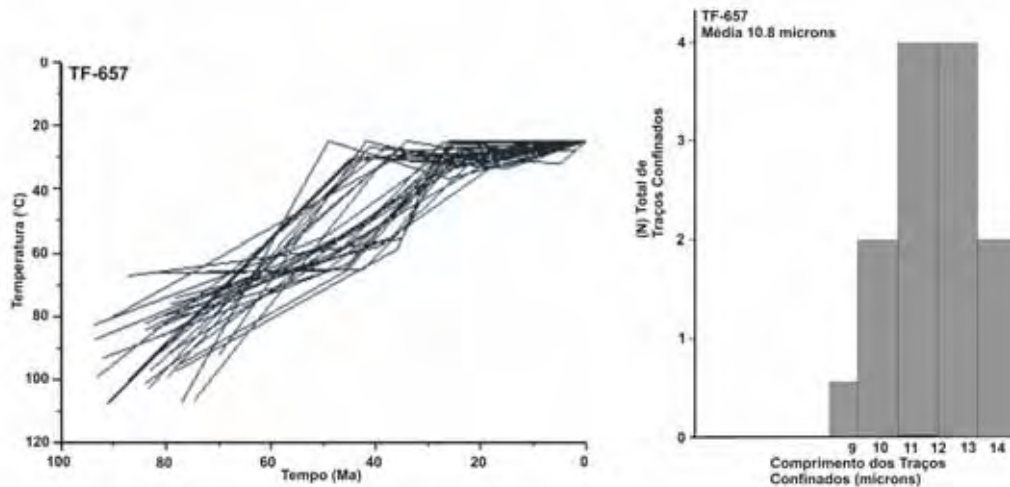


Figura-66: História térmica e histograma de distribuição do comprimento dos traços confinados obtidos na amostra TF-657 (porção central do Planalto de Paraitinga).

Na porção formada pelo Planalto de Juqueriquerê (setor-3), representada por relevos escalonados, esta registrou idade de traços de fissão datada do Paleoceno (Tabela-5), enquanto que a idade calculada de (U-Th)/He em apatitas apresentou idade do Paleoceno (Figura-63). De acordo com os resultados₁₉₈

termocronológicos estes se resfriaram na mesma época, ultrapassando rapidamente suas respectivas zonas de *annealing* parcial. Este resfriamento rápido indicado pelas análises termocronológicas demonstra que as morfologias no Planalto de Juqueriquerê foram rapidamente desniveladas no Paleógeno.

Analisando o padrão de distribuição dos dados de traços de fissão referentes ao Planalto de Juqueriquerê, estes apresentaram um conjunto de idades entre o Cretáceo Superior ao Paleoceno, e a porção oeste constituída pelo Planalto de Moraes registrou idades corrigidas de traços de fissão em apatitas datadas do Paleoceno. Comparando as idades de traços de fissão destas duas unidades morfológicas (Planalto de Moraes e Juqueriquerê), as idades datadas do Paleoceno estão associadas a um soerguimento tectônico que ocasionou o alçamento e a fragmentação das morfologias. Os padrões de resfriamento registrado nas histórias térmicas do Cretáceo Superior ao Paleoceno indicam uma estabilização no nível de base da paisagem até o começo do Paleógeno, após este período, o resfriamento foi mais acelerado em ambos os planaltos.

Os processos morfogenéticos resultantes deste importante desnivelamento tectônico ocorrido no Paleoceno registrado pelas análises de traços de fissão em apatitas e (U-Th)/He em apatitas, propiciaram o desmantelamento, a dissecação dos níveis de paleosuperfícies e a reorganização da paleodrenagem nos relevos que formavam a Serra do Mar durante o Cretáceo Superior. Após o soerguimento tectônico ocorrido no Paleoceno, o Planalto de Moraes se desconectou do nível de base regional, e começou a dissecar e a formar as áreas que viriam a constituir os mananciais que compõem atualmente a nascente do rio Tietê. Neste mesmo período, o registro estratigráfico da Bacia de Santos mostra uma forte discordância erosiva provavelmente relacionada à interrupção das paleodrenagens que até então migrava em direção a borda continental neste período.

10.4-Setor-4: Serrania Costeira, Morraria Costeira e Baixadas Litorâneas

Esta unidade geomorfológica perfaz a porção sul da área de estudo. Ao

contrário da porção norte da Serra do Mar, este setor apresenta extensas planícies litorâneas representadas pela dissecação proporcionada pelos sistemas de drenagens bem desenvolvidas dos rios Juquiá e Ribeira de Iguape.

Os dados obtidos por meio da datação de traços de fissão em apatitas indicaram idades mistas variando desde o Cretáceo Inferior até o Eoceno. As modelagens de histórias térmicas obtidas apresentam um resfriamento contínuo do Cretáceo Superior ao Paleoceno (Figura-67), depois um resfriamento contínuo até os dias atuais. Embora as datações apresentaram um intervalo muito grande de idades, a correlação entre a idade de traços de fissão em apatitas e (U-Th)/He em apatitas demonstraram idades do Cretáceo Superior (Figura-63), indicando que em ambos termocronômetros, amostra passou rapidamente pela zona de *annealing* parcial. Correlacionando os dados de traços de fissão em apatitas, estes indicam forte atuação erosiva proporcionada pelos sistemas de drenagens que provavelmente já existiam durante os períodos tardios registrados, o que auxiliou na intensa dissecação e recuo da Serra do Mar neste setor da área de estudo.

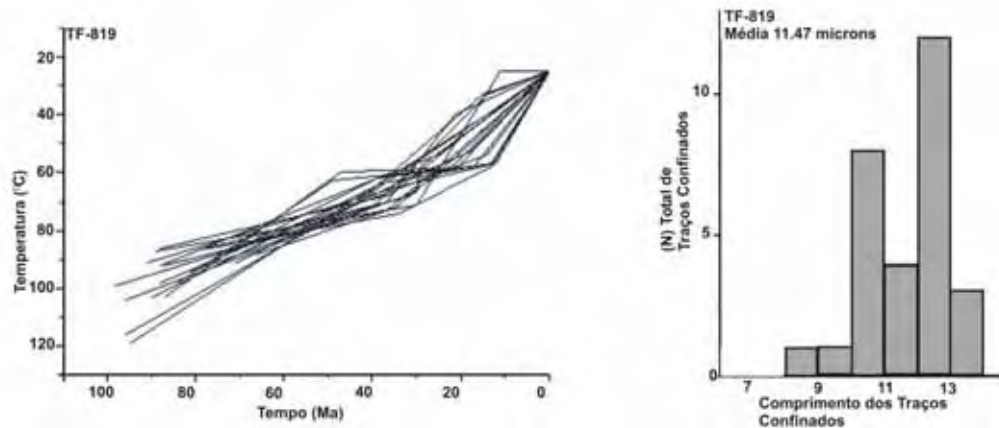


Figura-67: História Térmica e histograma de comprimento de traços confinados da amostra TF-819.

XI. CONCLUSÕES

Com base nos resultados obtidos, pode-se afirmar que os setores estudados (1), (2), (3) e (4) ao longo da Serra do Mar possuem sua evolução geológica e geomorfológica relacionada ao Cretáceo Superior ao Paleoceno, mostrando que as configurações morfológicas destes setores estiveram relacionadas a eventos tectônicos bem marcados, sucedidos por uma forte atividade erosiva. Os registros de idades homogêneas em dois termocronômetros com temperatura de fechamento distintas indicaram que a formação e configuração dos relevos que compõem a Serra do Mar não são capazes de serem associados apenas aos efeitos decorrentes das atuações erosivas (reco de escarpa) e isostáticas para explicar a homogeneidade entre as idades de traços de fissão e (U-Th)/He em apatitas; sem a presença da atuação tectônica soerguendo e desnivelando parte destes relevos.

Com base nos resultados obtidos por meio das análises geomorfológicas (Mapa de Níveis de Paleosuperfícies-Anexo-1) e as análises termocronológicas (Traços de Fissão em Apatitas e U-Th/He em apatitas) realizadas nos setores da área de trabalho foi possível identificar a atuação de dois eventos tectônicos principais, associados a episódios de resfriamento (R1) e (R2) (Quadro-1):

1) Primeiro evento no Cretáceo Superior e o segundo no Paleoceno. Regionalmente, o primeiro evento está correlacionado com o soerguimento da Serra do Mar durante o Cretáceo Superior, o que ocasionou a fragmentação e o desnivelamento dos relevos.

2) Segundo evento, datado do Paleoceno, regionalmente está associado com as reativações de antigas zonas de cisalhamento que foram reativadas em pulsos distintos que causaram basculamento de blocos e/ou falhas normais, atuando como agentes que propiciaram a aceleração dos processos erosivos. Estas reativações tectônicas ocorridas durante o Paleógeno estão relacionadas com o Sistemas de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (SRCSB), que ocasionaram o soerguimento tectônico das morfologias que perfaziam a Serra do Mar,

propiciando a dissecação dos níveis de paleosuperfícies que formavam a área em períodos mais tardios.

De acordo com os resultados geomorfológicos e termocronológicos (ATFA) obtidos no setor (1) foram identificados dois episódios distintos para o desenvolvimento dos níveis de paleosuperfícies (Quadro-1), sendo o primeiro associado com o primeiro episódio de resfriamento (R1) do Cretáceo Superior ao Eoceno, e o segundo período, associado ao episódio de resfriamento (R2), do Eoceno ao Oligoceno, o qual foi responsável pelo soerguimento e dissecação dos antigos níveis de paleosuperfícies que formavam a área.

Na área que compõem o setor (2), as análises geomorfológicas e termocronológicas (ATFA e U-Th/He) identificaram dois períodos distintos de resfriamento nas histórias térmicas que auxiliaram no desenvolvimento dos níveis de paleosuperfícies. O primeiro período registrou idade inicial do Cretáceo Superior, onde as histórias térmicas modeladas marcaram um período de resfriamento lento (R1), com iniciou no Cretáceo Superior até o presente, responsável pela formação dos níveis de paleosuperfícies situados entre 1100 a 900 metros. O segundo episódio de resfriamento rápido (R2) do Cretáceo Superior ao Paleoceno, foi responsável pelo soerguimento e exumação de parte dos níveis de paleosuperfícies situados entre 1800 a 1200 metros, gerando o desnivelamento e erosão dos níveis de paleosuperfícies que foram formados após o episódio de resfriamento (R1). E finalmente, o terceiro episódio correlacionado ao evento de aquecimento com início do Oligoceno ao Mioceno (A), situada no terceiro nível de paleosuperfície com altitudes entre 800 a 700 metros, formada pelo início da alta Morraria do Paraitinga. Este evento de aquecimento (A) gerou o abatimento das morfologias que atualmente configuram os níveis de paleosuperfícies situados entre 1100 a 900 metros.

No setor (3) as correlações entre as análises geomorfológicas e termocronológicas (ATFA e U-Th/He) identificaram dois períodos distintos que auxiliaram na configuração e desenvolvimento dos níveis de paleosuperfícies. O primeiro datado do Cretáceo Superior ao Paleoceno, e o segundo do

Paleoceno. O primeiro episódio de resfriamento (R1), com idade do Cretáceo Superior ao Paleoceno, foi responsável pelo soerguimento em toda a Serra do Mar, gerando o desnivelamento entre as morfologias, propiciando a fragmentação e dissecação da superfície Sul-Americana. O segundo episódio de resfriamento (R2), com idades corrigidas do Paleoceno, ocasionou o soerguimento tectônico formando os planaltos elevados com altitudes superiores a 1000 metros. Os processos morfogenéticos resultantes deste importante desnivelamento tectônico ocorrido no Paleoceno nos relevos que constituíam a Serra do Mar, ocasionou o desmantelamento e dissecação das paleosuperfícies que até então nivelavam os planaltos durante o Cretáceo Superior. Outro processo decorrente deste evento tectônico durante o Paleoceno foi a compartimentação de parte do Planalto Paulistano em decorrência das reativações de falhamentos; formando o que atualmente constituem os relevos do Planalto de Moraes, propiciando a dissecação das áreas que viriam a constituir os mananciais que compõem a nascente do rio Tietê atual (Quadro-1).

No setor (4) a correlação entre as análises geomorfológicas e os dados obtidos pela (ATFA e U-Th/He), permitiu verificar um padrão de resfriamento contínuo com um aumento progressivo das idades em direção ao interior do continente, demonstrando que área sofreu a atuação dos processos erosivos menos acentuados durante o Cretáceo Superior.

De acordo com as análises realizadas nos setores (1), (2), (3) e (4) da Serra do Mar, estes demonstraram que durante o Cretáceo Superior os relevos sofreram intensas modificações no nível de base regional. Após a geração destas morfologias teve lugar a instalação da superfície erosiva correlacionada ao ciclo de erosão Sul-Americana, e demonstrada neste trabalho pelos níveis de paleosuperfícies que não ultrapassam altitudes médias de 1000 metros. O retrabalhamento e o desnivelamento dos níveis de paleosuperfícies, principalmente no setor (2) e (3) estão associados com o soerguimento tectônico datado do início do Paleoceno. Neste período, ocorreu a acentuação dos processos erosivos na borda continental. Estas fases de soerguimentos registrados

durante o Paleoceno ocasionaram a migração das drenagens e o retrabalhamento ao longo dos planaltos que formam a Serra do Mar, o que propiciou a configuração e distribuição dos fluxos de sedimentos siliclásticos na Bacia de Santos, apresentando fases de maior deposição (75 Ma) e fases caracterizadas pela interrupção no aporte sedimentar registrada entre o Paleoceno e o final do Oligoceno.

Setores	Idades de TFA (Ma)	Idades de (U-Th/He) Apatitas (Ma)	Fases de Aquecimento e resfriamento nas Histórias Térmicas	Processos atuantes na época	Correlação com os ciclos de erosão propostos por King (1956)
(1)	Cretáceo Superior		Resfriamento lento do Cretáceo Superior ao Eoceno (R1)	Soerguimento+ Exumação	Fase do ciclo de erosão Sul-Americana
(1)	Paleoceno	Paleoceno	Resfriamento rápido do Cretáceo Superior ao Eoceno (R2)	Soerguimento+ dissecação	Dissecação da superfície erosiva Sul-Americana
(2)	Cretáceo Superior-Paleoceno		Resfriamento rápido do Cretáceo Superior ao Eoceno (R2)	Soerguimento+ Exumação	Dissecação e fragmentação da superfície erosiva Sul-Americana
(2)	Cretáceo Superior	Cretáceo Superior	Resfriamento lento do Cretáceo Superior ao Eoceno (R1)	Estabilização do nível de base	Fase do ciclo de erosão Sul-Americana
(2)	Oligoceno		Aquecimento do Oligoceno ao Mioceno (A)	Subsidência das morfologias que compõem o nível de paleo-superfície	Aprofundamento do manto de intemperismo e preservação dos níveis de paleo-superfícies
(3)	Paleoceno		Resfriamento rápido do Cretáceo Superior ao Eoceno (R2)	Soerguimento+ dissecação	Dissecação e fragmentação da superfície erosiva Sul-Americana
(3)	Cretáceo Superior-Paleoceno	Cretáceo Superior	Resfriamento lento do Cretáceo Superior ao Paleoceno (R1)	Estabilização do nível de base	Fase do ciclo de erosão Sul-Americana
(3)	Cretáceo Superior-Paleoceno	Cretáceo Superior	Resfriamento lento do Cretáceo Superior ao Paleoceno (R1)	Subsidência das morfologias que compõem o nível de paleo-superfície	Dissecação e fragmentação da superfície erosiva Sul-Americana
(4)	Cretáceo Superior-Eoceno	Cretáceo Superior	Resfriamento lento do Cretáceo Superior ao Paleoceno (R1) Resfriamento rápido do Eoceno ao Oligoceno (R2)	Dissecação das morfologias	Dissecação da superfície Sul-Americana durante a sua formação

Quadro-1: Síntese sobre os níveis de paleosuperfícies mapeados e suas correlações com as análises termocronológicas (Traços de Fissão e U-Th/He em apatitas).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ab'Saber, A.N. 1949. Regiões de Circundesnudação Pós-Cretácea no Planalto Brasileiro. São Paulo. Boletim Paulista de Geografia, **1**; 3-21.
- Ab'Saber, A.N. 1954. Aspectos Geográficos da Terra Bandeirante. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Rio de Janeiro, pags. 97.
- Almeida, F.F.M. de 1964. Fundamentos Geológicos do relevo Paulista. *Boletim Instituto de Geografia e Geologia-IGG-USP* -São Paulo: v. 41, 169-263.
- Almeida F.F.M.de 1967. *Origem e evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM-DGM, Boletim, 241, 36 p.
- Almeida, F. M. M. 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador, *Anais...*, 29-46.
- Almeida, F.F.M. de. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 48 (suplemento), p. 15- 26.
- Almeida F.F.M.de 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas na região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, **13**(3): 139-158.
- Almeida, F. M. M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós - paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(4).pp.325-349.
- Almeida, F.F.M. 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio. In: II Simpósio de Geologia do Sudeste, 1991. São Paulo, *Atas...*Sao Paulo, SBG, p.423-428.
- Almeida F.F.M.de. Hasui Y., Brito Neves B.B.de, Fuck R.A. 1977. As províncias estruturais brasileiras. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, **8**, Campina Grande, 1977. *Atas...*, Campina Grande, p. 363-391.
- Almeida F.F.M.de, Hasui Y., Ponçano W.L., Dantas A.S.L., Carneiro C.D.R., Melo M.S.de, Bistrichi C.A. 1981. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000, Nota Explicativa*. São Paulo, IPT, Monografias **6**, v. 1, 126 p. (Publ. 184).
- Almeida, F.F.M., Carneiro C.D.R., Mizusaki A.M.P. 1996. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. *Revista Brasileira de Geociências.*, **26**(3):125-138.
- Almeida, F.F.M., Carneiro, C. Dal Ré. 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, **v.28**, n.2, p.135-150.
- Almeida, F. F. M.; Brito Neves, B. B.; Carneiro, C. D. R. 2000. The origin and evolution of the south American Platform. *Earth Science Reviews*, **50**: 77-111.
- Almeida, S.H.S., Ebert, H.D.2003. Assinatura gravimétrica e arcabouço crustal ao longo da zona de transferência do Funil, região limítrofe entre São Paulo e Rio de Janeiro. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 9, Armação Dos Búzios-RJ, 2003. *Boletim de Resumos...*Rio de Janeiro, SBG/UERJ,p.423-425.
- Ahnert, F. 1970. Functional relationship between denudation, relief, and uplift in large mid-latitude drainage basins. *American Journal of Science*, **268**, 243-263.

- Ahnert, F. 1976. Brief description of a comprehensive process-response model for landform development. *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.*, **25**, 20-49.
- Ahnert, F. 1984. Local relief and the height limits of mountain ranges. *American Journal of Science*, **284**, 1035-1055.
- Ahnert, F. 1987. Process-response models of denudation at different spatial scales. *Catena Supplement*, **10**, 31-50.
- Amaral, G., Bushee, J., Cordani, U.G., Kawashita, K., Reynolds, J.H. 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from Southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **31**:117-142.
- Amaral, G., Born, H., Hadler Neto, J.C., Iunes, P.J., Kawashita, K., Machado Jr, D., Oliveira, E.P., Paulo, S.R., Tello Saenz, C.A. 1995. Fission tracks analysis of some Brazilian apatites. *Radiation Measurements*, **25**:499-502.
- Amaral, G., Born, H., Hadler Neto, J.C, Iunes, P.J., Kawashita, K., Machado Jr, D.L., Oliveira, E.P., Paulo, S.R., Tello Saenz, C.A., 1997. Fission track analysis of apatites from São Francisco cratón and Mesozoic alkaline-carbonatite complexes from central and southeastern Brazil. *Journal South American Earth Sciences*, **10**(3-4): 285-294.
- Armstrong, P.A, Ehlers, T.A, Kamp, P.J.J., Farley, K.A., Chapman, D.S. 2000. Tracking changes in exhumation rates using low-temperature thermochronometry: an example from the Wasatch mountains, Utah (USA), *In*: W.P. Noble, P.B. O'Sullivan, R.W. Brown (eds.), 9th International Conference on Fission track dating and thermochronology, Geological Society Australian, *Abstract*, vol. **58**, Lorne, 2000, pp.355-356.
- Arruda, E.M. 2004. *Caracterização dos ambientes deposicionais recentes na bacia do Ribeirão Entupido, Complexo Alcalino do Passo Quatro, estado de São Paulo*. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual Paulista, 175pags.
- Arruda, E.M., Mendes, I.A., Correa, A.C.B. 2006. Caracterização dos ambientes deposicionais recentes na bacia do Ribeirão Entupido, Complexo Alcalino do Passo Quatro, estado de São Paulo. *In*: *Paisagens geográficas e desenvolvimento Territorial*. A.A. Mendes, M.A., Lombardo (orgs.) pp:155-173.
- Asmus, H. E., Ferrari, A. L. 1978. Hipótese sobre a causa do tectonismo Cenozóico da região Sudeste do Brasil. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1978. p. 75-88. (Série Projeto REMAC, **4**).
- Asmus, H.E. & Porto, R. 1980. Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: possíveis causas e implicações. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, **31**, Balneário Camboriú, 1980. *Anais* Balneário Camboriú, v.1, p. 225-239.
- Barry, R.G. 1981. *Mountain weather and climate*. London, Methuen, 313 pp.
- Basei, M.A.S. & Vlach, S.R.F. 1981. O enxame de diques da região de Cunha e Lagoinha - SP. *In*: Simpósio Regional de Geologia 3. Curitiba. *Atas*...Curitiba, Núcleo São Paulo, SBG.v.1, p.305-309.
- Batt, G.E. 2001. The approach to steady-state thermochronological distribution following orogenic development in the southern Alps of New Zealand. *American Journal of Science*, **301**, 374-384.

- Batt, G.M., Brandon, M., Farley, K., Roden-Tice, M. 2001. Tectonic synthesis of the Olympic Mountains segment of the Cascadia wedge, using two-dimensional thermal and kinematic modeling of thermochronological ages. *Journal Geophysical Research* **106**:26731-26746
- Beaumont, C., Fullsack, P., Hamilton, J. 1992. Erosional control of active compressional orogens. In: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics*. Chapman and Hall, New York, pp. 1-18.
- Beaumont, C., Kooi, H., Willett, S. 2000. Coupled tectonic-surface process models with applications to rifted margins and collisional orogens. In: Summerfield, M.A. (Ed.), *Geomorphology and Global Tectonics*. Chichester, John Wiley and Sons, pp. 28-55.
- Benjamin, M.T., Johnson, N.M., Naeser, C.W. 1987. Recent rapid uplift in Bolivian Andes: evidence from fission track dating, *Geology* **15**, pp. 680-683.
- Bierman, P.R., Caffee, M. 2001. Slow rates of rock surface erosion and sediment production across the Namib desert and escarpment, Southern Africa. *American Journal of Science*, **301**, 326-358.
- Bigarella, J.J., Ab`Saber, A.N. 1964. Palaeogeographic and features of the southern Brazilian Devonian. In: NAIRN, A.E.M. *Problems in Palaeoclimatology*. London, Interscience, pp. 293-303.
- Bigarella, J.J., Mousinho, M.R. 1965. Significado Paleogeográfico e Paleoclimático dos depósitos Rudáceos. *Boletim Paranaense de Geografia*, n.16-17, p.7-16.
- Bigazzi G. 1967. Length of fission track and the age of muscovite samples. *Earth and Planetary Science Letters*, **3**: 313-318.
- Bishop, P. 2007. Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. *Earth Surfaces Processes and Landforms*, **32**:329-365.
- Braun, J. 2002a. Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships. *Earth and Planetary Sciences Letters* **200**:331-343.
- Braun, J., 2002b. Estimating exhumation rate and relief evolution by spectral analysis of age-elevation datasets. *Terra Nova* **14**, 210-214.
- Braun, J. 2003. Pecube: a new finite-element code to solve the 3D heat transport equation including the effects of a time-varying, finite amplitude surface topography: *Computers and Geosciences*, v. **29**, p. 787-794.
- Bremer, H. 1985. Randschwellen: a link between plate tectonics and climatic geomorphology. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Supplementband*, **54**, 11-21.
- Brozovic, N., Burbank, D., Meigs, A. 1997. Climatic limits on landscape development in the northwestern Himalaya. *Science*, **276**, 571-574
- Brown, R.W., Summerfield, M.A., Gleadow, J.W. 1994. Apatite fission track analysis: its potential for the estimation of denudation rates and implications for models of long-term landscape development. In: M.J. Kirby (ed.) *Process Models and Theoretical Geomorphology*. pp.:23-53.
- Brown, R.W., Gallagher, K., Gleadow, A. J.W. 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, Chichester, pp. 255- 281.
- Bonow, J.M., Lidmar-Bergström, K., Näslund, J.O., 2003. Palaeosurfaces and

- major valleys in the area of the Kjølén Mountains, southern Norway-consequences of uplift and climatic change. *Norsk Geografisk Tidsskrift-Norwegian Journal of Geography* **57**, 83-101.
- Bonow, J.M, Lidmar-Bergström,K., Japsen. P. 2006. Palaeosurfaces in central West Greenland as reference for identification of tectonic movements and estimation of erosion. *Global and Planetary Change* **50**.pp.161-183.
- Bowden, D.J. 1997. The geochemistry and development of lateritized footslope benches: The Kasewe Hills, Sierra Leone. *In: Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation*, Widdowson M. (ed.). *Geological Society (London) Special Publication* **120**.
- Büdel, J. 1957. Die " Doppeiten Einebnungsflächen" in den feuchten tropen. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **v. 1**, p. 201-288.
- Büdel, J. 1982. *Climatic Geomorphology* (Translated from Klima Geomorphologie,(1977). Princeton, Princeton University Press. 443 p.
- Bueno, G.V. 2004. Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, **v.12**, **n.2**, pp.203-229, maio/novembro.2004.
- Bull,W.B. 1991. *Geomorphic responses to climatic change*.Oxford University Press, New York, 326 pp.
- Burbank, D.W., Anderson, R.S. 2001. *Tectonic geomorphology*. Malden, Mass, Blackwell Science, 274 pp.
- Burbank, D. W., Blythe, A. E., Putkonen, J., Pratt-Sitaula, B., Gabet, E., Oskin, M., Barros, A., and Ojha, T. P. 2003. Decoupling of erosion and precipitation in the Himalayas: *Nature*, **v. 426**, pp. 652-655.
- Cainelli, C., Mohriak, W.U. 1998. General evolution of the eastern Brazil continental margin. *The leading edge*, **v. 18**, pp. 800-804.
- Campanha, G.A.C., Ferrari, A.L.1984. Lineamento Além Paraíba: um exemplo de zona de cisalhamento. *In: 38 Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro, 12.,1984, Rio de Janeiro. *Anais ...* Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. p. 5425-5432.
- Campanha, G.A.C., Hendrik, H., Ponçano, W.L., 1994. Análise morfotectônica do Planalto de Juqueriquerê, São Sebastião. *Revista Brasileira de Geociências* **24** (1), pp.32-42.
- Campanha G.A.C., Sadowsky G.R. 1999. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apliaí Domain). *Precambrian Research*, **98**, pp.31-51.
- Carlson, W. D., Donelick, R. A., Ketcham, R .A.1999.Variability of apatite fission-track annealing kinetics: I. Experimental results. *In: American Mineralogist*. **v. 84**, **n.9**, pp. 1213-1223
- Carmo, I.O de. 2005. *Geocronologia do Intemperismo Cenozóico no Sudeste do Brasil*. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio de Janeiro, 317p.
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F., Bender, A.A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift System: an overview. *Tectonophysics*, **213**, pp. 97-138.
- Christofolletti, A. 1974. *Geomorfologia*. Editora Edgard Blücher, pp.149.
- 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, Express Letter*, **179**, pp.429-435.
- Conceição, J.C.J., Zalán, P.V., Wolf, S. 1988. Mecanismo e evolução e cronologia do rift sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **2(2/4)**, pp.255-265.
- Cordani, U.G., Sato, K., Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Basei, M.A.S. 2000. Crustal evolution of the South American Platform. In: *Tectonic Evolution of South America*. Edited by: Cordani, H.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. 2000 pp. 19-40.
- Corrêa Neto, A.V. 1995. *Geologia e análise estrutural do lineamento de Além Paraíba entre as cidades de Três Rios (RJ) e Sapucaia (RJ)*. Rio de Janeiro, 210p. Dissertação de Mestrado -Depto. Geologia/IGEO-UFRJ.
- Dahlen, F.A., Suppe, J. 1988. Mechanics, growth, and erosion of mountain belts. In: Clark, S.P., Jr., Burchfiel, B.C. & Suppe, J. (Eds), *Processes in Continental Lithospheric Deformation*. Geological Society of America Special Paper **218**, pp. 425-478.
- Davis, W.M. 1889. The rivers and valleys of Pennsylvania. *National Geographic Magazine*, **1**, 183-253. Davis, W.M. (1899a). The geographical cycle. *Geography Journal*, **14**, 481-504.
- Davis, W.M. 1899. The geographical cycle. *Geography Journal*, **14**, 481-504.
- Duddy, I. R., Green, P. F., Laslett, G.M. 1988. Thermal annealing of fission tracks in apatite. 2: Variable temperature behaviour, *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, **73**, pp. 25-38.
- Ehlers, T.A, Farley, K.A. 2003. Apatite (U-Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes. *Earth Planetary Sciences Letters* **206**, pp.1-14
- Estrella, G.O. 1972. O estágio de rift nas bacias marginais do leste brasileiro. In: SBG. Congresso Brasileiro de Geologia, **26**, Belém, 1972. *Anais...* Belém, v.3, p.29-34.
- Fairbridge, R.W., Finkl, C.W. 1980. Cratonic erosional unconformities and peneplains. *Journal of Geology*, **88**, pp.69-86.
- Farley, K.A., Wolf, R.A., Silver, L.T., 1996. The effects of long a stopping distances on U-Th/He ages. *Geochimica Cosmochimica Acta* **60**, pp.4223-4230.
- Farley, K.A. 2000. Helium diffusion from apatite: general behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *Journal Geophysical Research* **105**, pp.2903-2914.
- Fernandes, L.A., Coimbra A.M. 2000. Revisão stratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). *Revista Brasileira de Geociências* **30**, pp. 723-734.
- Ferrari, A.L., Silva, M.A.M., 1997. Bacia do Macacu (RJ): proposta de uma nova bacia do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: SBG. Simpósio de Geologia do Sudeste, **5**, Penedo, Itatiaia, 1997, *Atas...* Penedo, Itatiaia, pp. 32-34.
- 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: II Simpósio de Geologia do Sudeste, 1991. São Paulo, *Atas...*Sao Paulo, SBG, p.465-466.

- 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**, pp. 169-198.
- Fitzgerald, P.G., Stump, E., Redfield, T.F., 1993. Late Cenozoic uplift of Denali and its relation to relative plate motion and fault morphology. *Science* **250**, pp.497-499.
- Fitzgerald, P.G., Sorkhabi, R.B., Redfield, T.F., Stump, E. 1995. Uplift and denudation of the central Alaska Range; a case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters. *Journal Geophysical Research*, **100**, pp. 20175-20191.
- Foster, D.A., Gleadow, A.J.W. 1992. Reactivated tectonic boundaries and implications for the reconstruction of southeastern Australia and northern Victoria Land, Antarctica, *Geology*, **20**, pp. 267-270.
- 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. Universidade Estadual Paulista. 141págs.
- Freitas, R.O. de. 1951. Relevos policíclicos na tectônica do Escudo Brasileiro. *Boletim Paulista de Geografia*, **n.7**, pp.3-19.
- Frisch, W., Kuhlemann, J., Dunkl, I., Brühl, A. 1998. Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion, *Tectonophysics* **297**, pp.1-15.
- Fúlfaro, V.J., Suguio, K., Ponçano, W.L. 1974. A gênese das planícies costeiras paulistas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, **28**. Porto Alegre, 1974. *Anais...* Porto Alegre, SBG. **v. 3**, p. 37-42.
- Gallagher, K., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M. 1994. The denudation history of onshore continental margin of S.E. Brazil inferred from fission track data. *Journal Geophysical Research*, **99**, p. 18117-18145.
- Gallagher, K., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M. 1995. Denudation, Fission Track analysis and long term evolution of passive margin topography : application to the southeast Brazilian margin. *Journal of South American Earth Sciences*, **v.8**. n.1, pp.65-77.
- Gleadow, A.J.W., Mckelvey, A., Ferguson, K.U. 1984. Uplift history of the Transantarctic Mountains in the Dry Valleys area, from apatite fission track ages, *NZJ, Geol. Geophys.* **27**, 457-464.
- 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 Mineral Petrology*, **94**:405-415.
- Gleadow, A.J.W., Fitzgerald, P.G. 1987. Uplift history and structure of the Transantarctic Mountains: new evidence from fission track dating of basement apatites in the Dry Valleys area, southern Victoria Land, *Earth Planetary Sciences Letters* **82**, pp. 1-14.
- Gleadow, A.J.W., Brown, R.W. 2000. Fission track thermochronology and the long-term denudational response to tectonics, pp. 57-76. In: *Geomorphology and Global Tectonics* edited by M.A. Summerfield, 361pp.

- Gilchrist, A.R., Summerfield, M.A. 1990. Denudation, isostasy, and landscape evolution. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16, pp.555-562.
- Gilchrist, A.R., Kooi, H., Beaumont, C. 1994. Post- Gondwana geomorphic evolution of southwestern Africa implications for the controls on landscape development from observations and numerical experiments. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, 99(6),pp. 12,211-12,228.
- Gilchrist, A . R., Summerfield, M. A . 1994. Tectonics models of pasive margin evolution and their implications for theories of long-term landscape development. In: Kirkby, M.J. (eds.) **Process Models and Theoretical Geomorphology**, Wiley, Chichester, pp. 55-84.
- Godoy, D.F. 2006. *Termotectônica por Traços de Fissão em apatitas dos altos estruturais de Pitanga, Pau d'Álho e Jibóia-centro do estado de São Paulo*. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual Paulista, 141pags.
- Gontijo, A.H.F., Hasui, Y., Borges, M.S., Morales, N., Rueda, J.R.J., Costa, J.B.S. 1998. Falhamentos Neotectônicos na região da Serra da Bocaina, SP. In: XL Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais...*p.79
- Gontijo-Pascutti, 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 (1/2), pp. 3-11.
- Gontijo, A. H. F. 1999. Morfotectônica do médio vale rio Paraíba do Sul: região da Serra da Bocaina, estados de São Paulo e Rio de Janeiro. 259f. Tese de Doutorado em Geociências-Universidade Estadual Paulista, Rio Claro-São Paulo.
- Gunnell, Y. 2000. Apatite fission track thermochronology: an overview of its potential and limitations in geomorphology. *Basin Research*, 12, pp.115-132.
- Green, P.F. 1986. On the thermo-tectonic evolution of Northern England: evidence from fission track analysis. *Geological Magazine*, 123, pp.493-506.
- Green, P.F. 1988. The relationship between track shortening and fission track age reduction in apatite. Combined influence of inherent stability, annealing anisotropy, length bias and system calibration. *Earth Planetary Science Letters*. 89, pp. 335-352.
- Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., Tingate, P.R., Laslett, G.M. 1986. Thermal annealing of fission tracks in apatite. 1. A qualitative description. *Chemical Geology (Isotope Geoscience)* 59, 237-253.
- Green, P.F., Duddy, I.R., Laslett, G.M., Hegarty, K.A., Gleadow, A.J.W., Lovering, J.F. 1989. Thermal annealing of fission tracks in apatite. 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales. *Chemical Geology (Isotope Geoscience)* 79, 155-182.
- Gregory, K.M. , Chase, G.C. 1994. Tectonic and climatic significance of a late Eocene low-relief, high level geomorphic surface, Colorado. *Journal of Geophysical Research*, 99, 20,pp.141-20,160.
- Guedes, S., Hadler Neto, J. C., Iunes, P. J., Zuñiga, A., Tello Saenz, C. A., Paulo,

- S. R. 2003. The use of the U (n,f) reaction dosimetry in the determination of the λ_f value through fission-track techniques. *In: Nuclear Instruments and Methods in Physics Research A*, **496**, pp. 215-221
- Guedes, S., Hadler Neto, J. C., Iunes, P. J., Tello Saenz, C. A. 2004. Kinetic Model for the Relationship Between Confined Fission-Track Length Shortening and Fission-Track Age Reduction in Minerals. *In: Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, **217**, pp. 627-636.
- Guedes, E., Heilbron, M., Vasconcelos, P.M., Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H., Teixeira, W., Thomaz Filho, A. 2005. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of dikes emplaced in the onshore basement of the Santos Basin (Resende área, SE-Brazil): implications for South Atlantic opening and tertiary reactivation. *Journal South American Earth Sciences*, **18** (3-4), pp. 371-382.
- Hack, J.T. 1960. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *American Journal of Science*, 258-A, pp. 80-97.
- Hackspacher, P.C., Godoy, A.M. 1999. Vertical displacement during late-collisional escape tectonics (Brasiliano Orogeny) in the Ribeira Belt, São Paulo State, Brazil. *Journal of African Earth Science*, **29(1)**, pp. 25-32.
- Hackspacher, P.C., Ribeiro, L.F.B., Ribeiro, M.C.S., Hadler Neto, J.C., Iunes, P.J., Tello Saenz, C.A. 2003. A origem da Serra do Mar: Termocronologia por Traços de Fissão em apatita. *In: 9º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3rd International Symposium on Tectonics, Boletim de Resumos*, p.384-386.
- Hackspacher, P.C., Ribeiro, L.F.B., Ribeiro, M.C.S., Fetter, A.H., Hadler Neto, J.C., Tello Saenz, C.E., Dantas, E.L. 2004. Consolidation and break-up of the South American platform in southeastern Brazil: tectonothermal and denudation histories. *Gondwana Research -nº1*, pp. 91 -101.
- Hackspacher, P.C., Saad, A.R., Hadler Neto, J.C. 2006. O registro do limite Cretáceo Superior- Paleógeno em rochas pré- cambrianas da região sudeste do Brasil com base em datação por traços de fissão em apatitas. *In: Boletim do 7º Simpósio do Cretáceo do Brasil e 1º Simpósio do Terciário do Brasil*, p.65.
- Hadler Neto, J. C., Iunes, P.J., Paulo, S.R., Tello Saenz, C.A., Balestrieri, M.L., Bigazzi, G., Curvo, E. A. C., Hackspacher, P. C. 2001. A PC compatible Brazilian software for obtaining thermal histories using apatite fission track analysis. *Radiation Measurements*, **34**, pp. 149-154.
- Haq, B.V., Hardenbol, J., Vail, P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, **25**, pp.1156-1167.
- Hamza V.M., Frangipani A., Becker E.A., Mioto J.A. 1989. Mapas geotermiais do Brasil. Relatório interno do Instituto de Pesquisas Tecnológicas, SP. Brasil, IPT - nº 27069.
- Hallet, B., Hunter, L., Bogen, J. 1996. Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers; a review of field data and their implications. *Global and Planetary Change*, **12(1-4)**, pp. 135-213.
- Harmon, R.S., Doe, W.W. III (Eds). 2001. *Landscape erosion and evolution modeling*. New York, NY, Kluwer Academic/Plenum Publishers, 540 pp.

- Hasui, Y., Ponçano, W.L., Almeida, M.A. de, Santos, M.C.R. dos. 1977. Compartimentação geomorfológica do Planalto Atlântico do leste Paulista. *In: Simpósio de Geologia Regional, 1, São Paulo, 1977. Atas...Sao Paulo, SBG.v.1, pp.153-169.*
- Hasui Y., Ponçano W.L., Bistrichi C.A., Stein D.P., Galvão C.A.C.F., Gimenez Filho A., Almeida M.A.de, Pires Neto A.G., Melo M.S.de, Santos M.C.S.R.dos. 1978. Geologia da Região Administrativa 3 (Vale do Paraíba) e parte da Região Administrativa 2 (Litoral) do Estado de São Paulo. São Paulo. IPT, Monografias, **1**. 78 p.
- Hasui, Y., Almeida, F.F.M. 1978. Aspectos estruturais na geomorfologia da área cristalina de São Paulo e Paraná. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, 1978. Anais... Recife, SBG.v.1, pp.360-367.*
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Kirstein, L., Mantovani, M.S.M., Peate, D.W., Turner, S.P. 2000. Tectonic controls on magmatism associated with continental break-up: an example from the Paraná-Etendeka Province. *Earth and Planetary Science Letters, 179*, pp. 335-349.
- Hay, W. W. 1996. Tectonics and Climate. **Geologische rudschau**, Stuttgart, v. **85**, pp. 409-437.
- Heilbron, M., Duarte, B.P., Nogueira Junior. 1998. The Juiz de fora complex of the central Ribeira belt, Se Brazil: a segment of Paleoproterozoic granulitic crust thursted during the Pan african Oregon, *International Geoscience Journal/Gondwana Research, 1 (3-4)*, pp. 373-382.
- Heilbron, M., Mohriak, W., Valeriano, C.M., Milani, E., Almeida, J.C.H., Tupinambá, M. 2000. The roots of the southeastern continental margin Brazil. *In: Mohriak, W.U. and Talwani, M. (eds). Atlantics rifts and continental margins. Washington, American Geophysical Union, Geoph. Monogr. Ser. 115, pp: 1 - 32.*
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M., Silva, L.C., Trow, R.A.J., Janasi, V. 2004. A Província Mantiqueira. *In: V. MANTESSO-NETO, A. BARTORELLI, C.D.R. CARNEIRO, B.B. BRITO-NEVES, orgs. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flavio Marques de Almeida, São Paulo, Beca, pp.203-234.*
- Hills, E.S. 1961. Morphotectonics and the geomorphological sciences with special reference to Australia. *Quarterly Journal of the Geological Society of London, 117*, pp. 77-89.
- Hiruma, S.T., Riccomini, C., Modenesi- Guattieri, M. 2005. Níveis topográficos no Planalto da Bocaina e suas implicações tectônicas: considerações preliminares. *In: X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e IV International Symposium on Tectonics, Boletim de Resumos Expandidos, pp. 227-229.*
- Hoffman, P.F., Grotzinger, J.P. 1993. Orographic precipitation, erosional unloading, and active tectonic style. *Geology, 21*, pp. 195-198.
- Horton, R.E. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: Hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin, 56*, pp. 275-370.
- Hovius, N. 2000. Macro scale process systems of mountain belt erosion. *In:*

- Summerfield, M. (Ed.), *Geomorphology and Global Tectonics*. New York, John Wiley and Sons, pp. 77-105.
- House, M.A., Farley, K.A., Stockli, D., 2000, Helium chronometry of apatite and titanite using Nd-YAG laser heating: *Earth and Planetary Science Letters*, v. **183**, pp. 365-368.
- House, M.A., Wernicke, B.P., Farley, K.A., 1998. Dating topography of the Sierra Nevada, California, using apatite (U-Th)/He ages. *Nature*, **396**, pp. 66-69.
- House, M.A., Wernicke, B.P., Farley, K.A., Dumitru, T.A. 1997. Cenozoic thermal evolution of the central Sierra Nevada, California, from (U-Th)/He thermochronometry, *Earth Planetary Sciences Letters*, **151**, pp. 167-179.
- Howard, A.D., Dietrich W.E., Siedl, M.A. 1994. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *Journal of Geophysical Research*, **99**, pp. 13,971-13,986.
- Hurley, P.M. 1954. The helium age method and the distribution and migration of helium in rocks. *Nuclear Geology*, ed. H Faul, pp. 301-29. New York: Wiley & Sons.
- IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - Cartas topográficas - Ilha Grande, Santos, São Paulo, Iguape, Itararé, Curitiba - escala 1: 250 000 ano 1976.
- Iunes, P. J., Hadler Neto, J. C., Bigazzi, G. Tello Saenz, C. A., Guedes, S. O., Paulo, S. R. 2002. Durango Apatite Fission Track Dating Using Length-based Age Corrections and Neutron Fluence Measurements by Natural Thorium thin Films and natural U-doped Glasses Calibrated Through Natural Uranium Thin Films. *Chemical Geology* **187**, pp. 201-211.
- Iunes, P.J. 1999. *Utilização da dosimetria de nêutrons através de filmes finos de urânio e de tório naturais na datação de minerais com o método dos traços de fissão*. Instituto de Física Gleb Wataghin. Universidade de Campinas. Tese de Doutorado. 111 págs.
- Karner, G.D. The thermal and mechanical response of the continental lithosphere to compressional and extensional forces: implications for the development of sedimentary basins. Lamont Doherty Geol. Observ. Inter. Report, 1990.
- King, L.C. 1953. Canons of landscape evolution. *Geological Society of America Bulletin*, **64**, pp. 721-752.
- King, L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, v.18, 2, pp.147-265, 1956.
- King, L.C. 1962. *The morphology of the Earth*. Oliver and Body, Edinburgh, 726p.
- Kirby, M.J. 1986. A two-dimensional simulation model for slope and stream evolution. In: Abrahams, A.D. (Ed.), *Hillslope Processes*. Boston, Allen and Unwin, pp. 203-222.
- Klein V.C., Valença J.G. 1984. Estruturas almofadadas em derrame ankaramítico na Bacia de São José de Itaboraí, Rio de Janeiro. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...*, Rio de Janeiro, v. 9, pp. 4335-4345.
- Kooi, H., Beaumont, C. 1994. Escarpment evolution on high-elevation rifted

- margins insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection, and reaction. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, 99, pp.12191-12209.
- Koons, P.O. 1989. The topographic evolution of collisional mountain belts: A numerical look at the southern Alps, New Zealand. *American Journal of Science*, **289**, pp.1044-1069.
- Koons, P.O. 1995. Modeling the topographic evolution of collisional belts. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, **23**, pp.375-408.
- Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W. 1987. Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. a quantitative analysis. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 65, pp. 1-13.
- Leme, A.B.P. 1930. O tectonismo da Serra do Mar. A hipótese de uma remodelação terciária. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 3; 143-148.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G., Miller, J.P. 1964. *Fluvial processes in geomorphology*. W.H. Freeman and Company, San Francisco and London, 522 pp.
- Lidmar-Bergström, K., 1996. Long term morphotectonic evolution in Sweden. *Geomorphology* **16**, pp. 33-59.
- Lima, C.C.1999. *Expressions topographiques et structurales de l'état de compression generalise au sein de la plaque sudamericane*. Thèse de Doctorat, Université de Rennes I, 355p.
- Lippolt, H.J., Leitz, M., Wernicke, R.S., Hagedorn, B., 1994. U-Th.Helium dating of apatite-experience from different geochemical environments. *Chemical Geology*, **112**, pp. 179-191.
- Lutz, T.M., Omar, G. 1991. An inverse method of modeling thermal histories from apatite fission -track data. *Earth Planetary Science Letters*, 104, pp. 181-195.
- Lynn, G.J. 2005. Macrogeomorphology and erosional history of the post-orogenic Pyrenean mountain belt. Phd. Thesis. University of Edinburgh, p.388.
- Macedo, J.L., 1990. Evolução tectônica da bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, 3(3), pp. 159-173, jul/set.1989.
- Machado, R. & Endo, I. 1993. Estruturas Transcorrentes na borda sul do craton do São Francisco. *In: Simpósio sobre o craton do São Francisco*, II, Salvador, *Anais...*, Bahia, SBG, pp.269-271.
- Mancktelow, N.S., B. Grasemann, B. 1997. Time-dependent effects of heat advection and topography on cooling histories during erosion, *Earth Planetary Sciences Letters* **270**, pp. 167-195.
- Marques, L.S., Ernesto, M. 2004. O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. *In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITONEVES, B. B. (Ed.). Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. pp. 245-263.

- Marttonne, E.de. Problèmes morphologiques du Brésil tropical atlantique – *Annales de Géographie*, v. 49, n°277, p.1-27 e n°278/279, p.106 -129. – Tradução: *Revista Brasileira de Geografia*, R.J., v. 5, n°4, p. 523 – 550 e v.6, n°2, p. 155 -198, 1943/1944.
- Mcfarlane, M.J. 1976. *Laterite and Landscape*. Academic, London.
- Mcfarlane, M.J. 1983. The temporal distribution of bauxitisation and its genetic implications. In: Melfi, A.J., Carvalho, A. (eds) *Lateritisation Processes: Proceedings II International Seminar on Lateritisation Processes, Sao Paulo, Brazil, July 1982*, pp.197-207.
- Meesters A. G. C. A., Dunai T. J. 2002. Solving the production diffusion equation for finite diffusion domains of various shapes; Part II, Application to cases with alpha -ejection and nonhomogeneous distribution of the source. *Chemical Geology* **186** (1-2), pp.57-73.
- Melo, M.S DE, Ricconimi, C., Hasui, Y., Almeida, F.F.M. DE, Coimbra, A.M. 1985. Geologia e evolução do sistema de bacias tectônicas continentais do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **15**, pp. 193-201.
- Melo M.S.de, Fernandes L.A., Coimbra A.M., Ramos R.G.N. 1989. O Gráben (Terciário?) de Sete Barras, Vale do Ribeira de Iguape, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, **19**, pp. 260-262.
- Melo, M.S. de; Fernandes, L.A.; Coimbra, A.M. 1990. Evolução tectono-sedimentar cenozóica do baixo vale do rio Ribeira de Iguape, SP. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, 1990, Natal. *Anais...Natal: SBG.*, v. 5, p. 2250-2260.
- Melo M.S.de. 1990. *A Formação Pariqüera-Açu e depósitos relacionados: sedimentação, tectônica e geomorfogênese*. Dissertação de Mestrado, IGc-USP, São Paulo, 211 p.
- Mello, C.L. 1997. *Sedimentação e Tectônica cenozóicas no médio vale do Rio doce (MG, sudeste do Brasil) e suas implicações na evolução de um sistema de lagos*, USP-IG-Tese de Doutorado-Pós graduação em geologia sedimentar, 275p.
- Merritts, D.J., Ellis, M. (Eds) (1994). *Tectonics and Topography: Special Issue of the Journal of Geophysical Research*, 99, 12,135-12,315, 13,871-14,050, 20,063-20,321.
- Meisling, K.E., Cobbold, P.R., Mount, V.S. 2001. Segmentation of an obliquely-rifted margin, Campos and Santos Basin, southeastern Brazil: *AAPG Bulletin*, v. **85**, n°**11**, pp. 1093-1924.
- Meis, M.R., Miranda, L.H.G., Fernandes, N.F. 1982. Desnivelamento de altitude como parâmetro para a compartimentação do relevo: bacia do médio-baixo Paraíba do Sul. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32, 1982, Salvador. *Anais... Salvador: SBG.* **4**, pp.1489-1509.
- Milani E.J., França A.B., Schneider R. 1994. Bacia do Paraná. *B. Geoci. PETROBRAS*, **8**(1):69-82.
- Milani E.J. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. Porto Alegre, Instituto de Geociências, UFRGS, Tese Doutorado, 255 p.

- Mio, E. 2006. *Modelagem crustal da bacia de Santos pela integração de métodos geofísicos*. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual Paulista. 108pags.
- Misuzaki, A.M.P., Thomaz Filho, A., Valença, J.G., 1988. Volcano sedimentary sequence of Neocomian age in Campos Basin (Brazil). *Revista Brasileira de Geociências* **18**, pp. 247-251.
- Mizusaki, A.M.P., Thomaz Filho, A. 2004. O magmatismo pós- Paleozóico no Brasil. In: V. MANTESSO-NETO, A. BARTORELLI, C.D.R. CARNEIRO, B.B. BRITO-NEVES, orgs. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flavio Marques de Almeida*, São Paulo, Beca, p.281-291.
- 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** pp. 187-196.
- Mohriak, W. U. 2004. Recursos energéticos associados à ativação tectônica mesozóico-cenozóica da América do Sul. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B. B. (Ed.). *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, pp. 293-318.
- Molnar, P., England, P. 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: Chicken or egg? *Nature*, **346**, pp. 29-34.
- Moore, M.W., Gleadow, A.J.W., Lovering, J.F. 1986. Thermal evolution of rifted continental margins: new evidence from fission tracks in basement apatites from southeastern Australia. *Earth Planetary Sciences Letters*, **78**, pp. 255-278.
- Moraes Rego, L.F. 1932. Ensaio sobre as montanhas do Brasil e sua Gênese. *Revista do Clube Militar*, Ano IV, 20: 83-89.
- Morley, M.E., Gleadow, A.J.W., Lovering, J.F. 1980. Evolution of the Tasman Rift: apatite fission track dating evidence from the southeastern Australian continental margin, In: M.M. Cresswell, P. Vella (Eds.), *Fifth International Gondwana Symposium*, Wellington, New Zealand, Balkema, Rotterdam, 1980, pp. 289-293.
- Moreira, A.A.N. 1965. Relevô. Capítulo I In: IBGE, vol. V. Biblioteca Geográfica Brasileira, publicação n. 19-IBGE, Conselho Nacional de Geografia. Geografia do Brasil, grande Região Leste. Rio de Janeiro, pp:486.
- Moretti, I., Turcotte, D.L. 1985. A model for erosion, sedimentation, and flexure with applications to New Caledonia. *Journal of Geodynamics*, **3**, pp. 155-168.
- Musgrave, F.K., Kolb, C.E., Mace, R.S. 1989. The synthesis and rendering of eroded fractal terrains. *Comp. Graph.*, **23**, pp. 41-50.
- Ohmori, H. 2000. Morphotectonic evolution of Japan. In: Summerfield, M.A. (Ed.), *Geomorphology and Global Tectonics*. Chirchester, John Wiley and Sons, pp. 147-166.
- Oliveira, A.I. 1922. Geologia do Brasil. Ministério da Agricultura. Rio de Janeiro. 813 p.
- Ollier, C.D. 1985. Morphotectonics of continental margins with great

- escarpments. In: M.Morisawa and J.T.Hack (eds) *Tectonic Geomorphology*, Allen and Unwin, Boston, pp.3-25.
- Ollier, C.D., Pain, C.F. 1994. Landscape evolution and tectonics in southeastern Australia. *Journal of Australian Geology and Geophysics*, **15**, pp.335-345.
- Pazzaglia, F.J., Knuepfer, P.L.K. 2001. The steady state orogen: Concepts, field observations, and models. *American Journal of Science*, **302**, pp.313-512.
- Pazzaglia, F.J. 2003. Landscape evolution models. In: *Development in Quaternary Science*, vol.1. pp. 247-274.
- Penck, W. 1924. *Die Morphologische Analyse (Morphological Analysis of Landforms): J. Engelhorn's Nachfolger*, Stuttgart, 283 p. English translation by Czech, H.&Boswell, K.C., London, 1953, St. Martin's Press, New York, 429 pp.
- Penck, W. 1953. *Morphological analysis of landforms*. London, Macmilland, 200p.
- Pereira, M.J., Barbosa, C.M., Agra, J., Gomes, J.B., Saito, M., Ramos, M.A., Carvalho, M.D., Stamato, M., Sá, O.A.R., 1986. Estratigrafia da Bacia de Santos: análise de seqüências, sistemas deposicionais e revisões litoestratigráficas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, 1986. Anais...Goiânia, SBG.
- Pereira, M. J., Feijó, F. J. 1994. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8(1), pp. 219-234.
- Peizhen, Z., Molnar, P., Downs, W.R. 2001. Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates, *Nature* **410**, pp. 891-897.
- Persano, C., Finlay, M.S.; Bishop, P., Barfod, D.N. 2002. Apatite (U-Th)/He age constraints on the development of the great escarpment on the southeastern Australian passive margin. *Earth Planetary Sciences Letters*, **200**, pp. 79-90.
- Persano, C., Bishop, P., Stuart, F.M. 2006. Apatite (U-Th)/He age constraints on the Mesozoic and Cenozoic evolution of the Bathurst region, New South Wales: evidence for antiquity of the continental drainage divide along a passive margin. *Australian Journal of Earth Sciences* **53**, pp. 1041-1050.
- 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. São Paulo. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. 2: 94.
- Raab, M. J. 2001. *The Geomorphic Response of the Passive Continental Margin of Northern Namibia to Gondwana Break-Up and Global Scale Tectonics*. Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultäten der Georg-August-Universität zu Göttingen. Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades. 261 pag.
- Radambrasil, 1983. Levantamento de Recursos Naturais- Folhas SF-23/24, Rio de Janeiro/Vitória (escala 1:1.000.000). Rio de Janeiro, Projeto RADAMBRASIL, v.32. 775p. (mapas geológico e geomorfológico).
- Reiners, P.W. 2002. (U-Th)/He Chronometry Experiences a Renaissance. *EOS Trans.AGU*, **83**, 1, pp.26-27.
- Renne P.R., Glen J.M., Milner S.C., Duncan A.R. 1996. Age of Etendeka flood

- volcanism and associated intrusions in southwestern Africa. *Geology*, **24**, pp. 659-662.
- Ribeiro, M.C.S.; Hackspacher, P.C., Ribeiro, L.F.B., Hadler Neto, J.C., Guedes, S., 2003. Reativação Neocenozóica da Zona de Cisalhamento de Taxaquara-Serra do Mar na Região de Cunha-SP: Aplicações pelo Método de Traços de Fissão em Apatitas *In: IX Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, IX SNET e III International Symposium on Tectonics - SBG Búzios - RJ - Boletim de resumos - 394 - 397.*
- Ribeiro, M.C.S., Hackspacher, P.C., Ribeiro, L.F.B., Hadler Neto, J.C., Guedes, S. 2005. Desequilíbrio dinâmico da paisagem na Serra do Mar suas implicações com o Rift Continental do Sudeste do Brasil. *In: X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e IV International Symposium on Tectonics (junho/2005). Páginas 230 - 232.*
- Ribeiro, M.C.S., Hackspacher, P.C.; Ribeiro, L.F.B.; Doranti, C.; Hadler Neto, J.C. 2007. Evolução do relevo na porção centro-sul da Serra do Mar (SP) região sudeste do Brasil: aplicações de Termocronologia de baixa temperatura e Análises Geomorfológicas. *In: XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e V International Symposium on Tectonics, Resumos Expandidos... Natal-RN (maio/2007). pp.255-258.*
- Ribeiro, M.C.S. *História Tectônica e Exumação das Serras da Bocaina e Mantiqueira, SP/RJ.* Dissertação de Mestrado apresentada no Instituto de Geociências e Ciências Exatas/Unesp, p.124, 2003.
- Ribeiro, L.F.B., Hackspacher, P.C., Ribeiro, M.C.S., Hadler Neto, J.C., Tello Saenz, C. A. S., Iunes, P.J., Franco, A. O.B., Godoy, D.F. 2005. Thermotectonic and fault dynamic analysis of Precambrian basement and tectonics constraints with the Paraná basin.: *Radiation Measurements (39)*, pp.669 - 673.
- Riccomini, C. 1989. O Rift continental do sudeste do Brasil. Tese (Doutoramento em) Geologia Sedimentar) apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo: 190p.
- Riccomini C., Melo M.S.de, Coutinho J.M.V. 1991. Late Cretaceous - Early Tertiary ultrabasic magmatism in the western part of the State of Rio de Janeiro, Brazil. São Paulo, *Boletim IG-USP, Publ. Esp. 10*, p. 77-84.
- 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, 1992. Boletim de Resumos Expandidos..., São Paulo, v. 2, p. 469-470.*
- Riccomini C., Velázquez V.F., Gomes C.B. 2004a. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. *In: P. Comin-Chiaramonti, C.B. Gomes (eds). Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform. EDUSP-FAPESP, São Paulo, p. 1-26.*
- Riccomini, C., Sant'Anna, L.G., Ferrari, A.L. 2004b. Evolução geológica do rift continental do Sudeste do Brasil. *In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B. B. (Ed.). Geologia do continente*

- Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. pp. 383-405.
- Roberts, S.V., Burbank, D.W. 1993. Uplift and thermal history of the Teton Range (northwestern Wyoming) declined by apatite fission track dating, *Earth Planetary Sciences Letters*, **118**, pp. 295-309.
- Rowley, D.B., Pierrehumbert, R.T., Currie, B.S. 2001. A new approach to stable isotope-based paleoaltimetry; implications for paleoaltimetry and paleohypsometry of the High Himalaya since the late Miocene. *Earth and Planetary Science Letters*, **188**, pp.253-268.
- Ruellan, F. 1944. Evolução geomorfológica da Baía de Guanabara e das regiões vizinhas. *Revista Brasileira de Geografia*, **4**(4), pp. 455-508.
- Ruxton, B.P., Mcdougall, I. 1967. Denudation rates in northeast Paupa from potassium-argon dating of lavas. *American Journal of Science*, **265**, 545-561.
- Sadowski, G. R. 1991. A Megafalha de Cubatão. *Boletim do Instituto de GEOCIÊNCIAS / UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO*, **8**, pp. 67-76.
- Sadowski, G. R., Campanha, G. A. C. 2004. Grandes Falhas no Brasil Continental. In: V.Mantesso Neto; A. Bartorelli; C. D. R. Carneiro; B. B. B. Neves (Orgs.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Editora Beca, São Paulo, pp. 407-421.
- Salgado, A., Varajão, C., Colin, F., Braucher, R., Varajão, A., Nalini Junior, H. 2007. Study of the erosion rates in the upper Maracujá basin (Quadrilátero Ferrífero/MG, Brazil) by the in situ produced cosmogenic ¹⁰Be method. *Earth Surface Processes and Landforms*, **32**, pp. 905-911.
- Schumm, S.A., Lichthy, R.W. 1965. Time, space, and causality in geomorphology. *American Journal of Science*, **263**, pp. 110-119.
- Silva, T.M. 2002. *A Estruturação Geomorfológica do Planalto Atlântico no Estado do Rio de Janeiro*. Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 263p.
- Silva, T.M. 2003. *A Estruturação Geomorfológica do Planalto Atlântico no Estado do Rio de Janeiro*. In: X Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, Rio de Janeiro, CD Rom.
- 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. Universidade Estadual do Rio de Janeiro, 273pags.
- Slingerland, R., Furlong, K.P. 1989. Geodynamic and geomorphic evolution of the Permo-Triassic Appalachian Mountains. *Geomorphology*, **2**, pp.23-37.
- Slingerland, R.S., Harbaugh, J.W., Furlong, K.P. 1994. *Simulating clastic sedimentary basins*. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, 220 pp.
- Sloss, L. L. 1963. Sequences in the Cratonic Interior of North América. In: *Geological Society of America Bulletin*, Boulder, **v. 74**, pp. 93-114
- Small, E.E., Anderson, R.S. 1998. Pleistocene relief production in Laramide mountain ranges, western United States. *Geology*, **26**, pp. 123-126.
- Soares P.C., Landim P.M.B., Fúlfaro V.J. 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. *Geological Society American Bulletin*, **89**, pp. 181-191.

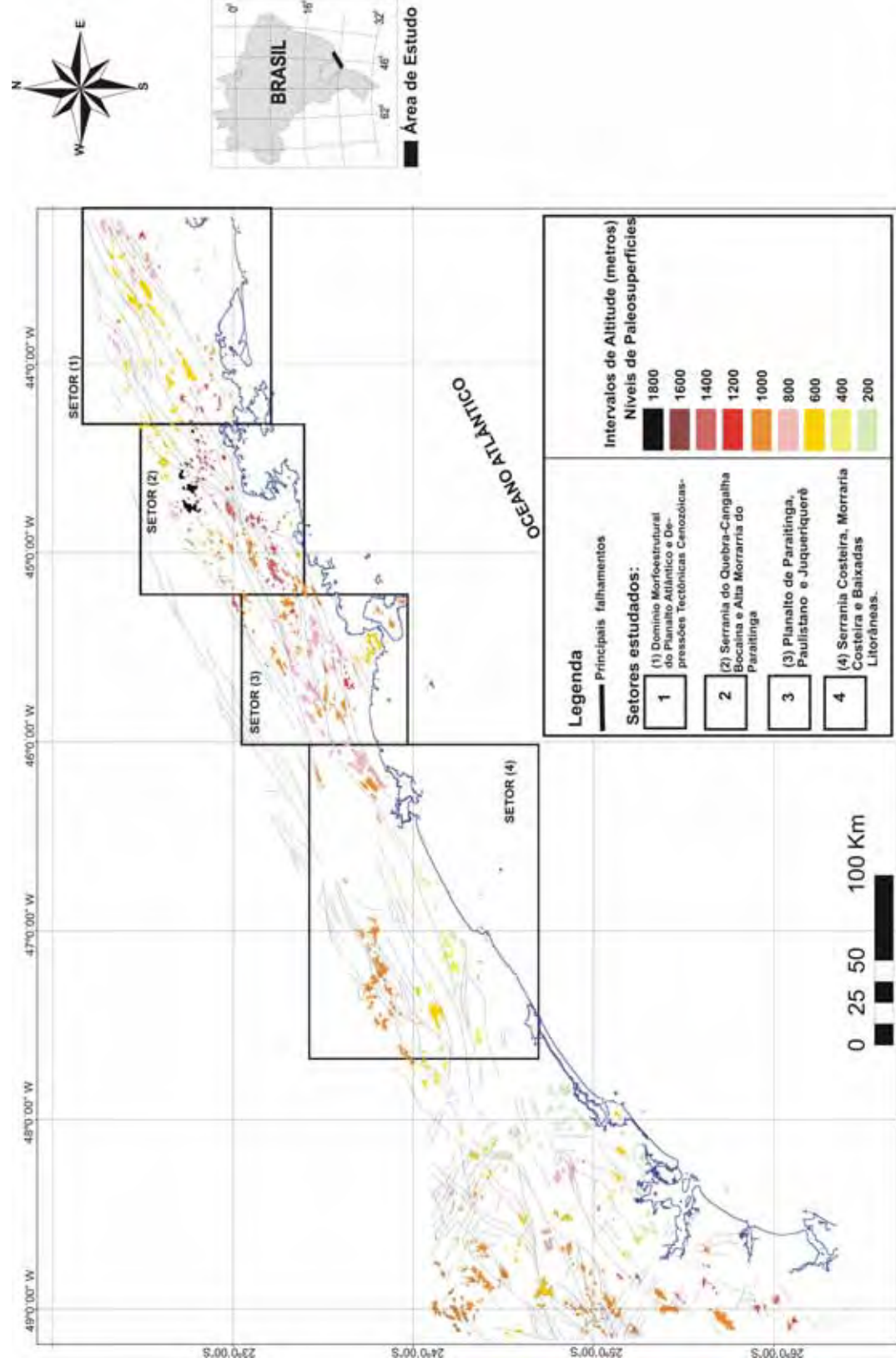
- Souza, L.A.P., Tessler, M.G., Galli, V.L. 1996. O gráben de Cananéia. *Revista Brasileira de Geociências*, **26** (3), pp. 139-150.
- SRTM images www.seamless.usgs.gov/website/seamless. 2002. (Seamless Data Distribution System, Earth Resources Observation and Science (EROS), (USGS).
- Suguio, K. 1999. *Geologia do Quaternário e mudanças ambientais, passado + presente=Futuro?*. São Paulo's Comunicações Gráficas e Artes Gráficas, 366pp.
- Suguio, K. 2003. Tópicos de Geociências para o desenvolvimento sustentável: as regiões litorâneas. *Revista do Instituto de Geociências-USP*, fevereiro 2003, **n.01, vol., 02**, pp.03-40.
- Steckler, M.S., Omar, G.I. 1994. Controls on the erosional retreat of the uplifted flanks at the Gulf of Suez and northern Red Sea, *Journal Geophysical Research* 99, pp. 12159-12174.
- Stephenson, R. 1984. Flexural models of continental lithosphere based on long-term erosional decay of topography. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 77, pp. 385-413.
- Stephenson, R., Lambeck, K. 1985. Erosion-isostatic rebound models for uplift: An application to south-eastern Australia. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 82, pp.31-55.
- Stüwe, K., White, L., Brown, R. 1994. The influence of eroding topography on steady-state isotherms. Application to fission track analysis: *Earth and Planetary Science Letters*, **v. 124**, pp. 63-74.
- Stüwe, K., Hintermüller, M. 2000. Topography and isotherms revisited: the influence of laterally migrating drainage divides. *Earth and Planetary Science Letters*, **v.184**, pp. 287-303.
- Summerfield, M.A. 1991. *Global Geomorphology*. Longman Scientific and Technical. Co-published by John Wiley and Sons Inc., New York, 537 pp.
- Summerfield, M.A. 2005. The changing landscape of geomorphology. *Earth Surface Processes and Landforms* **30**, pp. 779-781.
- Tello Saenz, C.A. 1994. *Termocronologia de algumas regiões brasileiras através da análise de traços de fissão em apatitas*. Dissertação de mestrado, Universidade Estadual de Campinas.
- Tello Saenz, C.A. 1998. *Estudo de annealing de traços de fissão em apatitas, tanto em seções basais quanto em seções sem orientação preferencial, análise dos comprimentos dos traços de fissão*. Instituto de Física Gleb Wataghin. Universidade de Campinas. Tese de Doutorado. 111págs.
- Tello Saenz, C.A. 2002. Aplicação de um novo modelo de annealing de traços de fissão em apatita no estudo da morfotectônica fanerozóica da Plataforma Sulamericana. Relatório Fapesp 2002.
- Tello Saenz, C.A., Hackspacher, P. C., Hadler Neto, J. C., Iunes, P. J., Guedes, S., Paulo, S. R., Ribeiro, L. F. B. 2003. Recognition of Cretaceous, Paleocene and Neogene Tectonic Reactivation, through Apatite Fission-Track Analysis, in Precambrian areas of the Southeast Brazil: Association with the South Atlantic Ocean Opening. *Journal of South American Earth Science*, **15**, pp. 137-142.

- Thiede RC, Arrowsmith JR, Bookhagen B, McWilliams MO, Sobel ER, Strecker MR. 2005. From tectonically to erosionally controlled development of the Himalayan orogen. *Geology* **33**, pp. 689–692. DOI: 10.1130/G21483.1.
- Thiede, R.C., Bookhagen, B., Arrowsmith, J.R., Sobel, E.R., Strecker, M.R. 2004. Climatic control on rapid exhumation along the Southern Himalayan Front. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **222**, pp.791-806.
- Thomas, M.A. 1974. Tropical Geomorphology. Macmillan, London and halstead, New York.
- Thomas, M.F., Summerfield, M. A . 1987. Long- term landform development: editorial introduction. In: Gardiner, V. (eds.) International Geomorphology. John Wiley & Sons, part II, pp. 927 – 933.
- Thomas, M.F., 1994. *Geomorphology in the Tropics- a study of weathering and denudation in low latitudes*. John Wiley & Sons, Chichester, 460pp.
- Trow, R., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F., Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H., Tupinambá, M. 2000. The central segment of the Ribeira Belt, pp. 287- 310. In: Tectonic Evolution of South American. Edited by: Cordani, H.G. et al., 2000, 854pp.
- Turcotte, D.I., Schubert, G. 1982. Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems, 1st edn., John Wiley and Sons, New York, 1982.
- Turner, S., Regelous, M., Hawkesworth, C., Mantovani, M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology. *Earth and Planetary Sciences letters*, **121** (3-4), pp. 333-348.
- Tucker, G., Slingerland, R.L. 1994. Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: A numerical modeling study. *Journal of Geophysical Research*, **99**(B6), pp. 12,229–12,243.
- USGS/EROS Data Center. SRTM90. <http://seamless.usgs.gov/.17/03/2007>
- Van Den Haute, P. 1986. Apatite fission track dating applied to precambrian terranes. *Chemical Geology*, **57**, pp. 155-165.
- Vignol-Lelarge, M.L., Soliani Jr., E., Poupeau, G. 1994. Datação pelos traços do domínio meridional da Serra do Mar (Arco de Ponta Grossa-Brasil). In: 38º Congresso Brasileiro de Geologia, *Boletim de Resumos*, 2, pp.379-380.
- Vieira, R.A.B., Mendes, M.P., Vieira, P.E., Costa, L.A.R., Tagliari, C.V., Bacelar, L.A.P., Feijó, F.J. 1994. Bacias do Espírito Santo e Mucuri. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **8** (1), pp. 191-202.
- Wagner, G. A . 1968. Fission Track dating of apatites. *Earth Planetary Sciences Letters*, **5**: pp. 463-468.
- Wagner, G.A. 1972. The geological interpretation of fission track ages. *Trans. Amer.Nucl. Soc.*, **15**, 117.
- Wagner, G.A., Reimer, M. 1972. Fission track tectonics: the tectonic interpretation of fission track ages. *Earth Planetary Sciences Letters*, **14**, pp. 263-268.
- Wagner, G.A., Storzer, D. 1972. Fission track length reductions in minerals and the thermal history of rocks. *Trans. Am. Nuclear Society*, **15**, pp. 127-128.
- Wagner, G.A., Gleadow, A.J.W., Fitzgerald, P.G., 1989. The significance of the

- partial annealing zone in apatite fission track analysis-projected track length measurements and uplift chronology of the Transantarctic Mountains. *Chemical Geology*, **79**, pp.295-305.
- Wagner, G., Van Den Haute, P. 1992. *Fission Track Dating*. Kluwer Academic Publishers, 285 p.
- Warnock, A.C., Zeitler, P.K., Wolf, R.A., Bergman, S.C. 1997. An evaluation of low-temperature apatite U-Th/He thermochronometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61**, pp. 5371-5377.
- Washburne, C.W. 1930. Petroleum geology of state de São Paulo, Brazil. In: Com Geog. do estado de São Paulo, Boletim 22, pp. 282.
- Weissel, J.K., Karner, G.D. Flexural uplift of rift flanks due to mechanical unloading of the lithosphere during extension. *Journal of Geophysical Research*, v. 94, pp.13.919 -13.950, 1989.
- Widdowson M. 1997. Topography, palaeosurfaces and denudation over the Karnataka Uplands, southern India. In *Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation*, Widdowson M. (ed.). *Geological Society (London) Special Publication 120*:pp. 221-248.
- Willgoose, G., Bras, R.L., Rodriguez-Iturbe, I. 1991. Results from a model of river basin evolution. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16, pp. 237-254.
- Willett, S.D. 1999. Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts. *Journal of Geophysical Research*, 104(B12), pp. 28,957- 28,981.
- Willett, S.D., Slingerland, R., Hovius, N. 2001. Uplift, shortening, and steady state topography in active mountain belts. *American Journal of Science*, 301, pp. 455-485.
- Willett, S.D., Brandon, M.T. 2002. On steady states in mountain belts. *Geology*, 30, p.175-178.
- Whipple, K.X., Tucker, G.E. 1999. Dynamics of bedrock channels in active orogens: Implications for the height limits of mountain ranges, landscape response time scales, and research needs. *Journal of Geophysical Research*, 104, pp. 17,661-17,674.
- Whipple, K., Kirby, E., Brocklehurst, S. 1999. Geomorphic limits to climate-induced increases in topographic relief. *Nature*, **401**, pp. 39-43.
- Wolf, R.A., Farley, K.A., Silver, L.T., 1996. Helium diffusion and low temperature thermochronometry of apatite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **60**, pp. 4231-4240.
- Wolf, R.A., Farley, K.A., Silver, L.T., 1997. Assessment of Wolf, R.A., Farley, K.A., Silver, L.T., 1996. Helium diffusion and low temperature thermochronometry of apatite. *Geochim. Cosmochim. Acta* **60**, pp. 4231-4240.
- Wolf, R. A, Farley, K. A, Kass, D. M. 1998. Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (U-Th)/ He thermochronometer. *Chemical Geology* **148**, pp. 105-114.
- Young, E., Myers, A.T., Munson, E.L., Conklin, N.M., 1969. Mineralogy and

- geochemistry of fluorapatite from Cerro de Mercado, Durango, Mexico. *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 650-D:pp.84-93
- Zalán, P.V., Oliveira, J.A.B de. 2005. Origem e evolução estrutural do sistema de rifte Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências Petrobrás*, Rio de Janeiro, **v.13, n.2**, p.269-200, maio/novembro, 2005.
- Zhang, P., Molnar, P., Downs, W.R. 2001. Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature*, **410**, pp. 891-897.
- Zeitler P.K, Herczeg, A.L, McDougall, I., Honda, M. 1987. U-Th-He dating of apatite: a potential thermochronometer. *Geochim. Cosmochim. Acta* **51**, pp. 2865-68.
- Zeitler, P.K. 2000. U-Th/He dating rides again. In: W.P. Noble, P.B. O'Sullivan, R.W. Brown (eds.), 9th International Conference on Fission Track dating and Thermochronology, Geological Society Australian, vol. 58, Lorne, 2000, pp.355-356.
- Zeitler, P.K., Meltzer, A.S., Koons, P.O., Craw, D., Hallet, B., Chamberlain, C.P., Kidd, W.S.F., Park, S.K. 2001. Erosion, Himalayan geodynamics, and the geomorphology of metamorphism. *GSA Today*, **11**, pp 4-9.
- Zhou, S., Stüwe, K. 1994. Modeling of dynamic uplift, denudation rates, and thermomechanical consequences of erosion in isostatically compensated mountain belts. *Journal of Geophysical Research*, **99**, pp. 13,923-13,94.

ANEXO-1



Anexo-1: Mapa de Níveis de Paleosuperfícies (Setores 1, 2, 3 e 4). Fonte: Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)/USGS/Eros Data Center; cartas topográficas (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, São Paulo, Iguape e Curitiba-escala 1:250.000). Falhamentos extraídos do CD-Rom, CPRM.