

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

BRENO RIBEIRO MARENT

**MENSURAÇÃO DOS PROCESSOS DESNUDACIONAIS A
LONGO-TERMO (^{10}Be) NA SERRA DO MAR NO ESTADO
DO PARANÁ: IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO DO
RELEVO**

BELO HORIZONTE

NOVEMBRO – 2011

Breno Ribeiro Marent

**MENSURAÇÃO DOS PROCESSOS DESNUDACIONAIS A
LONGO-TERMO (^{10}Be) NA SERRA DO MAR NO ESTADO
DO PARANÁ: IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO DO
RELEVO**

Dissertação apresentada ao programa de Pós
Graduação do Departamento de Geografia da
Universidade Federal de Minas Gerais como
requisito parcial para obtenção do título de
mestre em Geografia.

Área de concentração: Análise Ambiental

Orientador: André Augusto Rodrigues Salgado

Co-orientador: Leonardo Cordeiro Santos

Belo Horizonte

Instituto de Geociências da UFMG

2011

BRENO RIBEIRO MARENT

MENSURAÇÃO DOS PROCESSOS DESNUDACIONAIS A LONGO-
TERMO (^{10}Be) NA SERRA DO MAR NO ESTADO DO PARANÁ:
IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO DO RELEVO

Dissertação defendida e aprovada em 28/11/2011

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. André Augusto Rodrigues Salgado

Prof. Dr. Antônio Pereira Magalhães Junior

Prof. Dr. Fabiano Antonio de Oliveira

Prof. Dr. Guilherme Taitson Bueno

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que participaram e colaboraram de alguma maneira para a execução deste projeto durante estes vinte meses de trabalho, pois sem eles tal não seria possível. Aos que aqui não constam por um descuido de minha parte minhas sinceras desculpas, mas sintam-se incluídos dentre todos os que colaboraram. Agradeço em especial primeiramente ao professor e amigo André Salgado por ter confiado e acreditado que seria possível realizar este trabalho, bem como pela orientação e apoio. Pelo financiamento das análises laboratoriais e pela ajuda financeira com o primeiro trabalho de campo. Ao professor Leonardo Cordeiro pela ajuda e suporte ao longo de todo este período, pela ajuda nos trabalhos de campo e apoio financeiro durante o primeiro trabalho de campo. A Eduardo Vedor pelo apoio e ajuda durante todo este período do mestrado, pelo auxílio com os trabalhos de campo, materiais fornecidos e bases cartográficas. A Marcio Grochocki pelo auxílio durante o primeiro trabalho de campo. Ao Marcel pelo fornecimento de parte dos ácidos utilizados durante a purificação das amostras, bem como pelas valiosas discussões. Agradeço também a Helen Nébias Barreto pela realização da segunda etapa das minhas amostras na França e pela ajuda nos cálculos das taxas de desnudação. A toda equipe do Laboratório de Geomorfologia da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG) (Bruno, Nívea e Ricardo) e Laboratório de Isótopos Cosmogênicos do CEREGE/França. Agradeço aos amigos Thaísa Faria, Luiz Fernando Barros, Eric Resende, Miguel Felipe, Leonardo Mateus, Joana Cajazeiro, Justine Bueno, Carlos Henrique e Luis Cherem pelo auxílio com as bases cartográficas. Aos meus companheiros de mestrado pela amizade, convivência e aprendizado. Aos professores da UFMG pelas valiosas discussões que com certeza contribuíram para o meu crescimento pessoal e acadêmico, principalmente aos professores Antônio Magalhães e Roberto Valadão. Agradeço também a minha mãe Yara e ao meu irmão Leo pelo apoio e paciência durante toda esta etapa, e pelo auxílio e companhia durante o segundo trabalho de campo. Aos meus primos Bruno Martins e Nair Martins pela boa vontade em colaborar em todos os momentos. A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de mestrado e a UFMG pela oportunidade de realização de um curso gratuito de qualidade.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	13
2 EVOLUÇÃO DO RELEVO EM MARGENS PASSIVAS DE PLACA.....	16
2.1 Margens Passivas.....	16
2.1.1 Morfologia, estrutura e processos em riftes	16
2.1.2 Evolução do relevo adjacente a margens passivas	21
2.2 Bacia Hidrográfica.....	26
2.2.1 Morfologia e processos da rede hidrográfica associados à tectônica	26
2.2.2 Controle de evolução da paisagem	29
2.2.2.1 Intemperismo, erosão e desnudação	29
2.2.2.2 Taxas de desnudação, sedimentação e resposta isostática.....	31
3 ORIGEM E EVOLUÇÃO DA SERRA DO MAR	40
3.1 Evolução Meso-Cenozóica	40
4 CARACTERIZAÇÃO DO MEIO FÍSICO DA REGIÃO DA SERRA DO MAR NO ESTADO DO PARANÁ	47
2.1 Geologia	47
2.2 Clima	50
2.3 Solos	50
2.4 Vegetação	51
2.5 Geomorfologia.....	52
5 ISÓTOPO COSMOGÊNICO ^{10}Be	57
5.1 Isótopos.....	57
5.1 Isótopos cosmogênicos	58
5.2 Aplicações do ^{10}Be	59
5.3 Cálculo das taxas de erosão e desnudação.....	60
5.4 Síntese.....	65
6 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	67
6.1 Escolha da área de estudo e amostragem de sedimentos fluviais.....	67
6.2 Análise da concentração do isótopo cosmogênico ^{10}Be	70
6.3 Produção de elementos cartográficos	72
7 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	74
7.1 Retração do escarpamento com base na análise dos resultados do ^{10}Be	74
7.2 Fatores controladores das taxas de desnudação.....	76
7.2.1 Geologia das bacias	76
7.2.2 Área das bacias	81
7.2.3 Amplitude e declividade das bacias.....	82
7.3 Suscetibilidade a produção de sedimentos no entorno da Baía de Antonina	86
7.4 Evolução do relevo com base nos resultados do ^{10}Be e na análise espacial da paisagem	90
8 CONSIDERAÇÕES FINAIS	98
9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	100

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 2.1 - Esquema representando a estrutura clássica de um rifte.....	17
Figura 2.2 - Esquema representando a evolução de margem passiva com rifteamento ativo.....	18
Figura 2.3 - Esquema representando a evolução de margem passiva com rifteamento passivo.....	19
Figura 2.4 - Esquema representando a evolução da margem passiva assimétrica.....	21
Figura 2.5 - Esquema das forças atuantes que ajudaram a manter ativos os processos ascensionais na Serra do Mar.....	22
Figura 2.6 - Esquema dos principais fatores tectônicos controlando a evolução do rifte em margens passivas.....	23
Figura 2.7 - Diagrama mostrando a relação entre a paleosuperfície, discordância basal, grande escarpamento, serras periféricas, planície costeira e sedimentação <i>offshore</i> em uma margem continental passiva típica.....	25
Figura 2.8 - Esquema dos principais padrões de drenagem relacionados aos controles estruturais.....	27
Figura 2.9 - Esquema de uma possível seqüência de ajustes de drenagem durante o rifteamento continental nas bacias de margens passivas.....	29
Figura 2.10 - Representação esquemática da erosão e desnudação.....	31
Figura 2.11 - Amplitude dos perfis longitudinais dos rios que drenam o interior continental e a fachada atlântica.....	33
Figura 2.12 - Variação da produção de sedimentos com a área da bacia para sete categorias topográficas de 280 rios.....	34
Figura 2.13 - Taxa de desnudação continental <i>versus</i> elevação média da bacia hidrográfica.....	34
Figura 2.14 - Taxa de desnudação calculada como uma função do relevo.....	35
Figura 2.15 - Taxa de desnudação calculada como uma função da declividade.....	36
Figura 2.16 - Produção de sedimentos <i>versus</i> área da bacia de drenagem.....	36
Figura 2.17 - Produção de sedimentos <i>versus</i> área da bacia para 280 rios.....	37

Figura 2.18 - Esquema de compensação isostática através da dinâmica desnudação/sedimentação.....	38
Figura 3.1 - Provável movimento de rotação das placas Sul-americana e Africana.....	40
Figura 3.2 - Seqüência evolutiva Neojurássica-Cretácea da margem sul-sudeste do Brasil.....	42
Figura 3.3 - Curva de freqüência das distribuições das idades radiométricas do magmatismo do Mesozóico e Cenozóico na margem sudeste do Brasil.....	43
Figura 3.4 - Seqüência evolutiva Neocretácea-Cenozóica da Serra do Mar.....	45
Figura 3.5 - Riftes desenvolvidos durante o colapso gravitacional Cenozóico.....	45
Figura 4.1 - Mapa de localização da Serra do Mar.....	47
Figura 4.2 - Mapa geológico da área de estudo.....	49
Figura 4.3 - Mapa geomorfológico da área de estudo.....	53
Figura 4.4 - Foto com vista para a vertente oceânica e continental da Serra do Mar.....	54
Figura 4.5 - Mapa hipsométrico e MDE da área de estudo.....	55
Figura 4.6 - Perfil transversal da região da Serra do Mar.....	56
Figura 5.1 - Curva de decaimento radioativo.....	58
Figura 5.2 - Evolução teórica da concentração do ^{10}Be em função do tempo e das taxas de erosão.....	61
Figura 5.3 - Evolução teórica da concentração do ^{10}Be com a profundidade para três diferentes taxas de erosão.....	61
Figura 5.4 - Exemplo da amostragem do ^{10}Be em sedimentos fluviais.....	63
Figura 6.1 - Pontos de amostragem nas bacias selecionadas.....	69
Figura 6.2 - Mapa hidrográfico da área de estudo e bacias selecionadas.....	70
Figura 7.1 - Relação aproximada das taxas desnudacionais do escarpamento oceânico com as demais áreas.....	77
Figura 7.2 - Mapa geológico e MDE da área de estudo.....	78

Figura 7.3 - Taxa média de desnudação (^{10}Be) <i>versus</i> área da bacia.....	81
Figura 7.4 - Perfis longitudinais dos cursos fluviais das bacias estudadas.....	83
Figura 7.5 - Taxa média de desnudação (^{10}Be) <i>versus</i> amplitude da bacia.....	84
Figura 7.6 - Taxa média de desnudação (^{10}Be) <i>versus</i> declividade da bacia.....	85
Figura 7.7 - Mapa pedológico do entorno da Baía de Antonina.....	88
Figura 7.8 - Escarpa oceânica na região das bacias O1, O2 e O3.....	89
Figura 7.9 - Esboço preliminar do mapa de compartimentação morfoestrutural.....	92
Figura 7.10 - Mapa hipsométrico com MDE do terreno e perfis transversais da Serra.....	94
Figura 7.11 - Esquema de evolução geral da margem passiva na região da Serra do Mar, no Estado do Paraná, com base nas taxas de desnudação médias (^{10}Be).....	96
Figura 7.12 - Esquema de evolução do escarpamento da Serra do Mar, no Estado do Paraná, com base na análise dos resultados.....	97
Quadro 2.1 - Classificação dos padrões de drenagem relacionados aos controles estruturais.....	26

LISTA DE TABELAS

Tabela 6.1 - Bacias amostradas com suas respectivas áreas e coordenadas dos pontos de amostragem.....	68
Tabela 6.2 - Relação das cartas topográficas que recobrem a área de estudo.....	73
Tabela 7.1 - Taxas de desnudação média mensuradas a partir do isótopo cosmogênico ^{10}Be	75
Tabela 7.2 - Taxas de desnudação média (^{10}Be) e proporção de área de cada litologia por bacia amostrada.....	77
Tabela 7.3 - Ponderação da geologia conforme a suscetibilidade à produção de sedimentos.....	80

RESUMO

A Serra do Mar localiza-se na porção leste do território brasileiro e se estende de Santa Catarina até o Estado do Rio e Janeiro. Possui cerca de 1.000 km de extensão. No Estado do Paraná, faz parte do Escudo Atlântico (Primeiro Planalto Paranaense, Serra do Mar e Planície Costeira), umas das porções geologicamente mais antigas e elevadas do Estado. Configura-se como uma típica margem passiva madura de alta elevação, que marca o registro do evento de separação da África e América do Sul e a formação do Oceano Atlântico Sul. A partir dos anos oitenta modelos de evolução do relevo foram propostos para as principais margens passivas maduras de grande elevação do globo. Diversos autores sugeriram que estas áreas continentais que apresentam um escarpamento acentuado são responsáveis por um comportamento desnudacional mais agressivo nas vertentes voltadas para o oceano e mais reduzido nas vertentes voltadas para o interior continental. No Brasil, apesar dos extensos estudos na região da Serra do Mar até o momento nenhum procurou mensurar as taxas de desnudação de longo-termo. O objetivo deste trabalho foi investigar a evolução do relevo da Serra do Mar no Estado do Paraná, na região do entorno da Baía de Antonina, através da quantificação dos processos desnudacionais. O método utilizado foi o isótopo cosmogênico ^{10}Be que abrange uma escala temporal de até 1,36Ma. Para tanto, procurou-se mensurar as taxas desnudacionais de longo-termo em sedimentos fluviais de dez bacias hidrográficas que drenam ambas as vertentes, cinco no lado leste (vertente atlântica) e cinco no oeste (vertente continental). Os resultados obtidos demonstraram que no lado oceânico da Serra do Mar a desnudação é ~2,4 vezes mais agressiva do que no lado continental – taxas médias de 26,04 mm/kyr para escarpa oceânica e de 11,10 mm/kyr para a escarpa continental. A desnudação mais elevada no escarpamento oceânico da Serra do Mar apresenta uma correspondência com outros escarpamentos em margem passiva de alta elevação. Os dados obtidos evidenciam a existência da desnudação diferencial entre os granitos (“Pães de Açúcar”) e migmatitos, no qual os granitos apresentam uma resistência muito maior frente aos migmatitos. A litologia se apresenta como principal fator controlador das taxas de desnudação quando se trata de pequenas bacias de drenagem. Entretanto, regionalmente a diferença de nível de base controla a evolução do escarpamento através da amplitude e declividade. O relevo esta evoluindo em direção ao interior continental, mas os dados sugerem que esta evolução não é uniforme.

Palavras-chave: escarpamento em margem passiva, isótopo cosmogênico ^{10}Be , Serra do Mar no Estado do Paraná/Brasil, evolução do relevo, erosão diferencial.

ABSTRACT

The Serra do Mar (“Sea Mountain Range”) is located in the eastern part of the Brazilian territory, and extends from Santa Catarina to the State of Rio de Janeiro. It is 1,000 km long. In the State of Paraná, it is part of the Atlantic Shield (First Paraná Plateau, Serra do Mar, Coastal Plain), one of the geologically oldest and highest in the State. It is configured as a typical mature high-elevation passive margin, marking the event of separation between Africa and South America and the formation of the South Atlantic Ocean. From the 1980’s onwards, models of relief evolution were proposed for the main mature high-elevation passive margins around the world. Several authors have suggested that these continental areas that present steep slopes are responsible for more aggressive denudation on the slopes facing the ocean and more reduced on the slopes facing the hinterland. In Brazil, despite extensive studies about Serra do Mar no study has so far sought to measure long-term denudation rates. The goal of this work was to survey the evolution of the relief in the Serra do Mar in the State of Paraná, in the region around Antonina Bay, through quantification of the denudation processes. The method we employed was cosmogenic isotope ^{10}Be , which covers a temporal scale of up to 1,36Ma. Therefore we sought to measure long-term denudation rates in river sediments of ten river basins that drain both slopes, five on the east side (Atlantic slope) and five on the west side (continental slope). The results show that on the ocean side of the Serra do Mar denudation is ~2.4 times more aggressive than on the continental side – average rates of 26.04 mm/kyr for the oceanic slope and 11.10 mm/kyr for the continental slope. The highest rate of denudation in the oceanic slope presents a correspondence with other slopes in high altitude passive margins. Data obtained show different denudation of granites (“Sugar Loaves”) and migmatites: granites are much more resistant than migmatites. Lithology is the main factor to control denudation when small drainage basins are involved. However, regionally the difference of base level controls the evolution of the escarpment through amplitude and declivity. Relief is evolving toward the hinterland, but data suggest that this evolution is not uniform.

Key-words: passive margin escarpment, ^{10}Be cosmogenic nuclide, Serra do Mar in Paraná State/Brazil, relief evolution, differential erosion.

1 INTRODUÇÃO

Apesar da Geomorfologia ser uma ciência com mais de um século de existência, apenas recentemente a topografia da margem costeira associada aos modelos de rifteamento tem sido levada em conta nos estudos que investigam a evolução do relevo das margens continentais passivas (SUMMERFIELD, 1991). Sendo assim, processos de soerguimento, subsidência, desnudação e sedimentação começaram a serem incorporados de maneira efetiva no estudo da evolução do relevo destas regiões. Neste contexto, a partir do fim da década de oitenta modelos de evolução do relevo foram propostos para as principais margens passivas maduras de grande elevação do globo: margem leste do litoral brasileiro (Serra do Mar) (MACEDO, 1989), sudoeste da África do Sul (GILCHRIST; SUMMERFIELD, 1990; 1994) e leste da Austrália (OLLIER; PAIN, 1997).

Margens passivas de alta elevação, tais como as do Brasil oriental, são caracterizadas por uma plataforma continental geralmente estreita e zonas costeiras dissecadas separadas de um planalto interior por um escarpamento ou uma série de escarpamentos (GILCHRIST; SUMMERFIELD, 1994). Estas áreas continentais que apresentam um escarpamento acentuado são responsáveis por um comportamento desnudacional mais agressivo nas vertentes voltadas para o oceano e mais reduzido nas vertentes voltadas para o interior continental (MACEDO, 1989; GILCHRIST; SUMMERFIELD, 1990; 1994; VALADÃO, 1998). Diversos autores, entre eles, Macedo (1989), Almeida e Carneiro (1998), Riccomini *et al.*, 2004) e Zalán e Oliveira (2005) tem se dedicado ao estudo da evolução da margem leste brasileira (Serra do Mar). No entanto, nenhum deles procurou mensurar as taxas de desnudação de longo-termo¹ da região. Isto constitui uma lacuna, pois, de acordo com Howard *et al.* (1994), estudos de evolução do relevo em escala regional devem prosseguir em várias frentes, como a aplicação de técnicas de datação absoluta para a estimativa das taxas de desnudação.

¹ Para se estabelecer uma diferenciação entre as diversas escalas temporais e a adotada pelo método de mensuração do isótopo cosmogênico ¹⁰Be, procedeu-se à utilização da palavra “longo-termo” ou “longo-prazo” com a mesma propriedade que Kirchnner *et al.* (2001) e Blanckenburg (2006). Ambos os autores classificaram as escalas tempo de acordo o método e período de análise: (i) curto-prazo, algumas décadas para sedimentos fluviais transportados pelo rio; (ii) longo-prazo, milhares de anos para os isótopos cosmogênicos, sendo o máximo de 1,36Ma para o caso do ¹⁰Be; e (iii) maior longo-prazo, milhões de anos para o traço de fissão de apatita.

Atualmente diversas técnicas abordando diferentes escalas temporais têm sido utilizadas para compreensão dos processos que atuam no modelado do relevo. Uma destas é a utilização dos isótopos cosmogênicos que fornecem dados de datação absoluta. Dentre os isótopos utilizados pelas geociências o ^{10}Be é o de maior meia-vida, abrangendo uma escala temporal de até 1,36Ma (DUNAI, 2010). Nas últimas décadas houve um crescimento da aplicação desta ferramenta na geomorfologia, sendo mais intenso após a virada do milênio no qual multiplicaram-se seus trabalhos. Segundo Brown *et al.*, (1995) a análise do ^{10}Be é um método que mensura as taxas de erosão e desnudação de bacias hidrográficas dos últimos milhares de anos, fornecendo desta forma, dados confiáveis sobre os processos geomorfológicos de longo-prazo. Os isótopos cosmogênicos, portanto, preenchem uma lacuna entre os processos de curto-prazo (algumas décadas) e de maior longo-prazo (milhões de anos) (BLANCKENBURG, 2006; KIRCHNER *et al.*, 2001).

Neste contexto, situa-se o presente trabalho que tem por objetivo principal investigar a evolução geomorfológica do escarpamento (vertentes leste e oeste) da Serra do Mar no Estado do Paraná, através da mensuração dos processos desnudacionais de longo-termo. Este objetivo principal se desdobra em:

- a) Mensurar as taxas de desnudação quaternárias de ambas as vertentes na área de estudo através do método do ^{10}Be ;
- b) Comparar as taxas de desnudação de ambas as vertentes e discutir as implicações destas para a evolução do relevo da Serra do Mar;
- c) Comparar os resultados obtidos neste estudo com o de outros estudos em margens passivas;

A escolha da área de estudo justifica-se em razão da Serra do Mar ser um dos planaltos mais importantes da região sul-sudeste e se constituir em importante divisor hidrográfico de bacias oceânicas e continentais com grande escarpamento voltado para o lado oceânico. Adjacente a ela situa-se uma das mais importantes bacias petrolíferas do Brasil (bacia de Santos), cujos depósitos cenozóicos costeiros pós rifte e provenientes da Serra são objeto de vários estudos pela indústria de hidrocarbonetos, sendo, portanto, necessário um melhor entendimento de sua evolução (ZALAN; OLIVEIRA, 2005).

Sua relevância se justifica ainda por: (i) permitir o aprofundamento dos conhecimentos acerca da evolução quaternária da porção sul-sudeste do relevo brasileiro dos últimos milhares de anos; (ii) o ^{10}Be ser um método inédito a ser adotado na área e; (iii) os escarpamentos de margem passiva ocorrerem também em outras partes do mundo, sendo, portanto, os resultados deste trabalho passíveis de comparação e de utilização em outros estudos.

2 EVOLUÇÃO DO RELEVO EM MARGENS PASSIVAS DE PLACA

A separação do paleocontinente Gondwana causou mudanças que afetaram grande parte da superfície da Terra, criando novos continentes com uma grande diversidade morfológica e estrutural. Além disso, tais mudanças parecem ter ocasionado uma série de soerguimentos que por sua vez geraram um intenso volume de sedimentos depositados em margens passivas. Segundo Summerfield (1991), modelos de evolução de margens passivas devem ser capazes de explicar o desenvolvimento dessas deformações elevadas.

2.1 Margens Passivas

2.1.1 Morfologia, estrutura e processos em riftes

Margens passivas são margens continentais que se localizam distantes do limite de placas, que não apresentam grande atividade tectônica, sem vulcões e com poucos terremotos (PRESS *et al.*, 2006). O processo de desenvolvimento que leva a formação de margens passivas é denominado como rifteamento (TASSINARI, 2003), em virtude da feição formada conhecida como “rifte”. Riftes são importantes feições morfológicas sobre a crosta continental (SUMMERFIELD, 1991). Sua disposição estrutural é a de um *horst* e um *graben*, na qual o *graben* (fossa tectônica) seria margeado pelos *horsts* (blocos soerguidos), com conseqüente basculamento dos blocos (SAADI, 1998). Uma outra maneira de analisar sua disposição estrutural é a de um vale amplo, com a superfície topograficamente rebaixada, simétrica e ladeada por íngremes escarpamentos. Sua estrutura é a de uma superfície com as bordas se separando, sendo formado por um bloco em subsidência e delimitado por falhas normais que se apresentam como escarpas (Figura 2.1) (SUMMERFIELD, 1991).

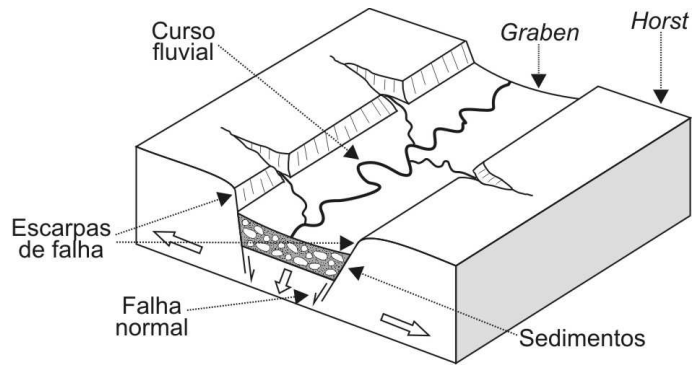


Figura 2.1 – Esquema representando a estrutura clássica de um rifte simétrico.

Fonte: Summerfield (1991).

Diversos autores (SUMMERFIELD, 1991; TASSINARI, 2003 e PRESS *et al.*, 2006) explicam os processos de rifteamento que levam a formação de margens passivas. No entanto, nem todos apresentam o modelo típico de limites divergentes como demonstrado por Tassinari (2003) e Press *et al.* (2006) da teoria da tectônica de placas. Uma análise da morfologia e estrutura global mostra uma relação muito próxima entre riftes continentais com domos crustais, soerguimento crustal e áreas de vulcanismo no interior da placa litosférica. Outros riftes parecem estar relacionados com a distribuição de antigas estruturas que representam zonas de fraqueza entre os crátons estáveis. Essas antigas linhas de fraqueza, aparentemente, são mais facilmente ativadas do que a crosta adjacente e, conseqüentemente, são locais privilegiados para mais tarde ocorrerem falhamentos e o desenvolvimento de riftes. Outros parecem estar relacionados com a divergência dos movimentos da crosta terrestre (SUMMERFIELD, 1991). De acordo com o processo de desenvolvimento do rifte ele pode ser classificado como ativo ou passivo.

O rifteamento ativo prevê um soerguimento da superfície ocorrendo antes da ruptura que se propaga entre uma série de elevações dômicas formadas a partir de anomalias térmicas sublitosféricas. Isto dá origem a uma seqüência de domos e riftes intervenientes em formação (Figura 2.2-A). Essa ruptura é iniciada através dos efeitos de anomalias sublitosféricas ou plumas do manto. Ela começaria com vulcanismo seguido de soerguimento antes de se iniciar o rifteamento em si, mas em alguns casos o soerguimento parece preceder o vulcanismo (SUMMERFIELD, 1991) (GILCHRIST; SUMMERFIELD, 1994). Com a separação contínua das margens um novo oceano é criado. Esta fase inicial do desenvolvimento de novas margens continentais é denominada margem passiva nascente (Figura 2.2-B). Como o fundo do mar continua se abrindo a subsidência começa

predominar sobre a elevação em seu lado oceânico (Figura 2.2-C). Tal subsidência eventualmente leva a submersão de parte da porção oceânica e da margem elevada e a formação de uma plataforma continental (SUMMERFIELD, 1991).

O processo de rifteamento da margem leste brasileira é considerado por Asmus e Porto (1980) como dômico em sua porção meridional, devido ao soerguimento causado por anomalias térmicas. Na porção setentrional pela relativa ausência de magmatismo e subsidência na região pode ser caracterizado como inter-dômico.

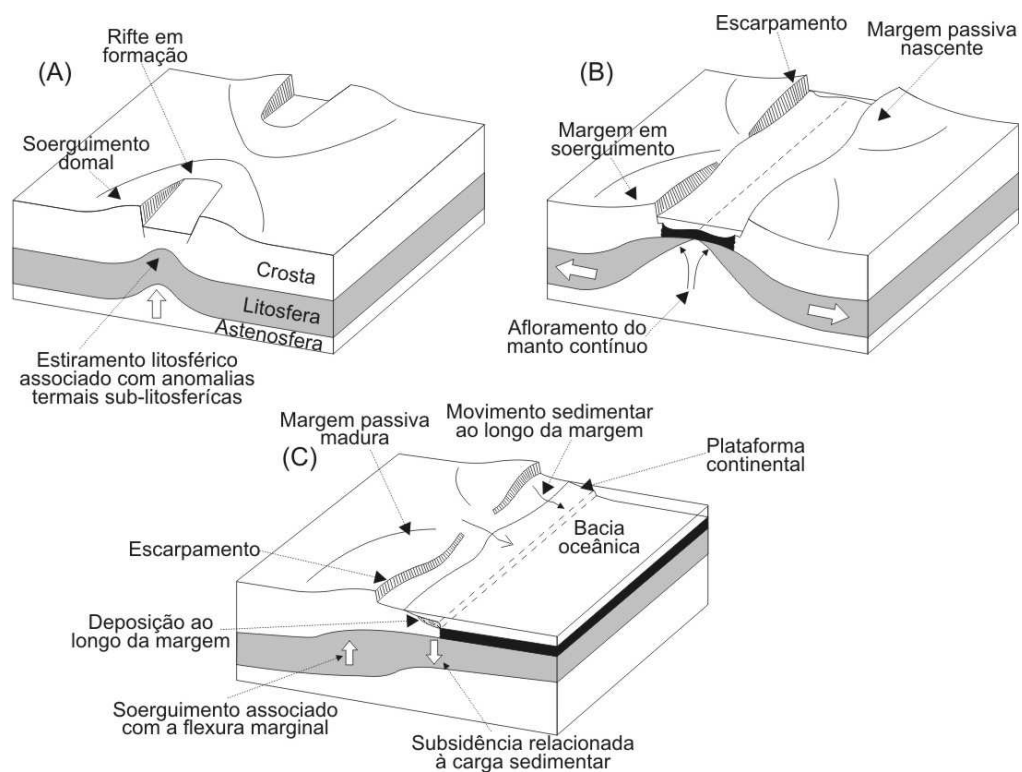


Figura 2.2 - Esquema representando a evolução de margem passiva simétrica com rifteamento ativo. Atividade de inicial de soerguimento e rifteamento (A), margem passiva nascente (B) e margem passiva madura (C).

Fonte: Summerfield (1991).

O rifteamento passivo é considerado como uma resposta ao estiramento da Litosfera (Figura 2.3-A). Este afinamento da Litosfera leva a substituição parcial pela Astenosfera quente, gerando vulcanismo que permite o afloramento posterior do manto. Uma ascensão convectiva é então estabelecida levando o manto quente da Astenosfera a aquecer a Litosfera que se encontra logo acima e induzindo a elevação térmica (GILCHRIST; SUMMERFIELD, 1994) (SUMMERFIELD, 1991). Com a separação contínua das margens um novo oceano é criado (Figura 2.3-B). O fundo do mar continua se abrindo e

uma subsidência começa predominar sobre a elevação em seu lado oceânico (Figura 2.3-C). Tal subsidência eventualmente leva a submersão de parte da porção oceânica e da margem elevada e a formação de uma plataforma continental. A diferença entre este modelo e o de rifteamento ativo é que a ascensão convectiva é uma consequência do afinamento litosférico e rifteamento e não uma causa (SUMMERFIELD, 1991).

Embora alguns riftes pareçam ser do tipo ativo em muitos casos não há consenso se os riftes são realmente ativos ou passivos. Com relação a este aspecto, Summerfield (1991) relata que a evolução das margens passivas nascentes do Mar Vermelho têm sido identificadas como processos de rifteamento ativo e passivo. Mesmo podendo se fazer uma distinção entre estes dois processos é provavelmente mais realista considerar que ambos os processos podem ser relevantes em um único evento de rifteamento (GILCHRIST; SUMMERFIELD, 1994).

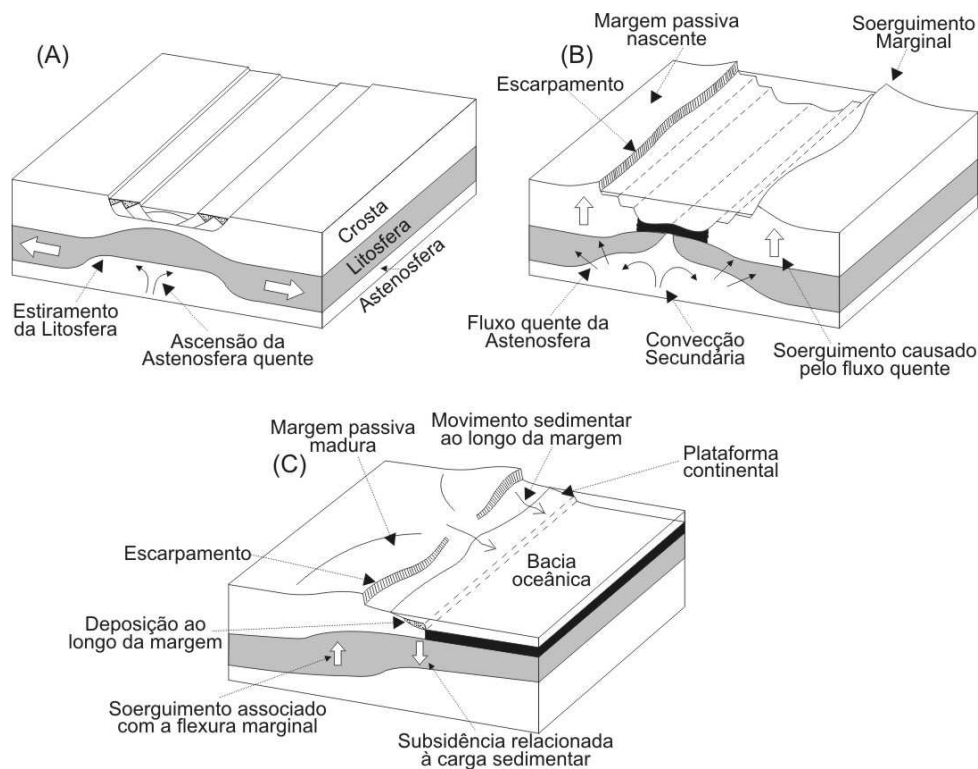


Figura 2.3 - Esquema representando a evolução de margem passiva simétrica com rifteamento passivo. Rifteamento inicial (A), a margem passiva nascente (B) e a margem passiva madura (C).

Fonte: Summerfield (1991).

Os modelos de rifteamento (ativo e passivo) expostos acima assumem um processo simétrico porque se espera que margens passivas opostas tenham uma história tectônica

semelhante. No entanto, Summerfield (1991) e Gilchrist e Summerfield (1994) destacam que algumas margens passivas podem se apresentar assimétricas. Um exemplo disso pode ser encontrado entre África e América do Sul na qual a elevação marginal não se apresenta simetricamente distribuída entre as margens da fachada Atlântica. Algumas porções da antiga ruptura continental se apresentam simétricas (sudoeste da África e litoral do Brasil – Serra do Mar) enquanto outras se apresentam assimétricas (sudoeste da África e o sul da América do Sul). Desta forma, se compararmos margens passivas opostas parece haver um certo número de casos em que morfologia e estrutura são muito diferentes.

O rifteamento passivo assimétrico assume características bastante distintas dos demais, pois dois tipos de margens passivas são resultantes do processo. A ruptura continental e separação da placa levam a formação de uma margem superior e uma inferior. A margem da placa superior é formada pela crosta situada acima da falha de separação, enquanto a margem inferior é desenvolvida nas rochas profundas da crosta situadas abaixo da zona de separação (Figura 2.4-A). O afastamento da placa superior ao longo da falha de separação leva a substituição da Litosfera densa pela Astenosfera menos densa e mais quente, que resultará na elevação da superfície terrestre. No lado oceânico da elevação, por outro lado, a Astenosfera irá substituir a crosta inferior levando a subsidência desta porção (Figura 2.4-B). O resultado será uma ampla elevação marginal que cai abruptamente até uma plataforma continental relativamente estreita. O comportamento da placa inferior é bastante diferente, pois, à medida que a margem da placa superior se afasta e retira o seu peso sobre a margem placa inferior esta última será deformada para cima (Figura 2.4-C). A margem da placa inferior sofrerá então uma subsidência como efeito do afinamento da sua Litosfera e uma pequena elevação marginal em direção ao interior (SUMMERFIELD, 1991).

A margem leste brasileira possui significativas elevações marginais em sua porção sudeste contrastando com as baixas elevações da porção nordeste. Conforme exposto por Summerfield (1991), ambos os processos de rifteamento (ativo e passivo) resultariam em um amplo escarpamento marginal. No entanto, a geração de porções dômicas e interdômicas em função do magmatismo é uma característica do rifteamento ativo, o que parece ser o caso da margem leste brasileira.

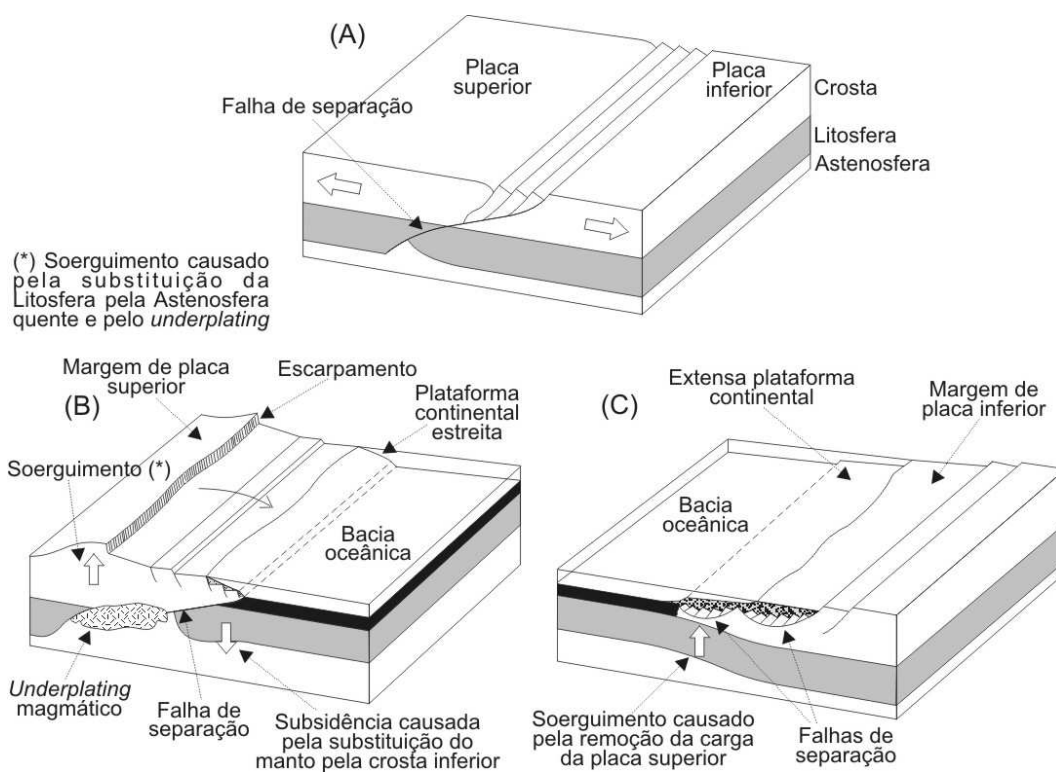


Figura 2.4 - Esquema representando a evolução da margem passiva assimétrica. Rifteamento assimétrico (A) levando ao desenvolvimento de uma margem de placa superior (B) morfologicamente e estruturalmente distinta da placa inferior (C).

Fonte: Summerfield (1991).

2.1.2 Evolução do relevo adjacente a margens passivas

O avanço tecnológico nas últimas décadas aliado à diversidade de informações das seqüências sedimentares em bacias oceânicas levou a um crescimento nos modelos de desenvolvimento de margens passivas (GILCHRIST; SUMMERFIELD, 1994). Muitos destes estudos têm procurado relacionar a erosão das áreas continentais às deposições das bacias marginais (VALADÃO, 1998). De acordo com Summerfield (1991) o conhecimento das seqüências sedimentares abaixo da linha do mar levou a interpretações de modelos de evolução tectônica das margens passivas.

Margens passivas continentais apresentam uma diversificada morfologia. Apesar disso, dois tipos principais de margens passivas maduras (> 60 milhões) podem ser identificados: margens de baixa altitude e margens de grande altitude. As margens de baixa altitude aumentam gradualmente em direção ao interior para uma baixa planície. Enquanto as margens de grande altitude possuem um flanco elevado que separa o grande escarpamento

costeiro de seu interior continental menos elevado (GILCHRIST; SUMMERFIELD, 1994). De acordo com Gilchrist e Summerfield (1994), durante os estágios iniciais da formação do rifte a margem continental experimenta a maior parte da sua erosão e recuo. Portanto, 60Ma seria tempo mais que suficiente para ocorrer o desmonte erosivo destes soerguimentos marginais em margens passivas maduras. No entanto, tal não ocorre e grandes escarpamentos persistem como no leste do Brasil, sudoeste da África do Sul e leste da Austrália.

Na margem leste brasileira, caracterizada pela região da Serra do Mar, Rich (1953) *apud* Almeida e Carneiro (1998) sugeriu que o continente teria sofrido um soerguimento inicial fornecendo material sedimentar para a Bacia de Santos. Este material teria provocado a subsidência da região marítima costeira e o soerguimento da porção continental adjacente, estabelecendo desta forma um equilíbrio isostático. Seguindo a mesma idéia de Rich (1953), Macedo (1989) elaborou um modelo para a Serra do Mar no qual os soerguimentos são provenientes de um equilíbrio isostático pela componente flexural (Figura 2.5). Nela, os sedimentos erodidos da Serra se acumulariam sobre a Bacia de Santos, provocando ao mesmo tempo uma subsidência da área marinha e um soerguimento da região continental costeira pelo alívio de carga, gerando assim uma compensação isostática. Três fatores contribuiriam para este movimento rotacional: (i) o desnível topográfico entre a área serrana e a região marinha decorrente dos esforços de separação continental entre África e América do Sul; (ii) o grande número de blocos falhados justapostos na área costeira, facilitando a sua movimentação; e (iii) a reduzida espessura elástica efetiva da crosta afetada por efeitos termais, o que facilitaria uma maior amplitude dos processos flexurais.

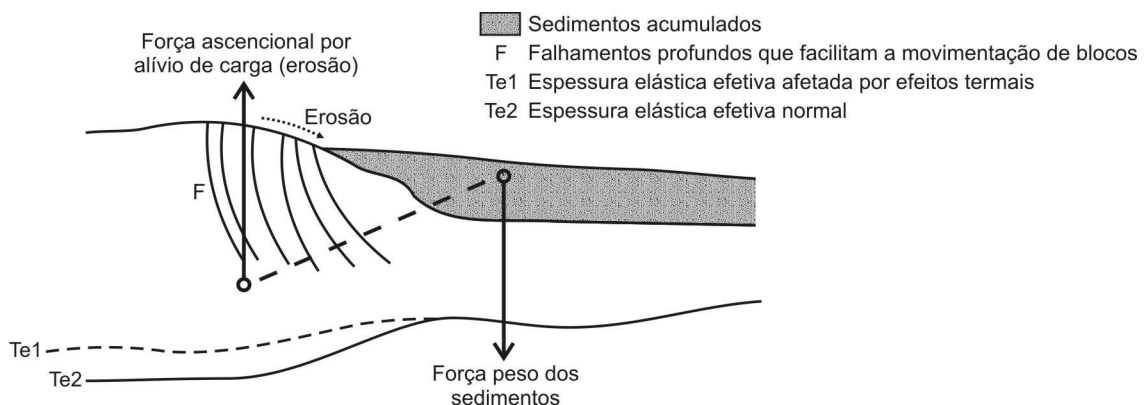


Figura 2.5 - Esquema das forças atuantes que ajudaram a manter ativos os processos ascensionais na Serra do Mar.

Fonte: Macedo (1989).

Na tentativa de avaliar a evolução da paisagem em escala global, através da modelagem da margem sudoeste da África do Sul, Gilchrist e Summerfield (1990, 1994) propuseram um modelo muito semelhante ao de Macedo (1989), que resume os principais processos envolvidos em margens passivas maduras elevadas. Este modelo prevê a persistência do soerguimento marginal ao longo de margens passivas de alta elevação. Tais margens se configuram por um baixo gradiente drenando as bacias interioranas e um elevado gradiente drenando as bacias costeiras caracterizadas por um grande escarpamento. O modelo pode ser descrito pela desnudação mais agressiva do escarpamento voltado para o lado oceânico. Sendo assim, enquanto a porção continental está perdendo massa a porção oceânica adjacente sofre uma sobrecarga pela deposição de sedimentos. Isto gera uma subsidência do lado oceânico e um soerguimento isostático do lado continental. A subsidência é impulsionada igualmente pela subsidência térmica decorrente do resfriamento da margem que se afasta da região do manto ascendente. O que ocorre então é uma rotação flexural na margem elevada. Os principais processos envolvidos no modelo são resumidos por Summerfield (1991) na Figura 2.6.

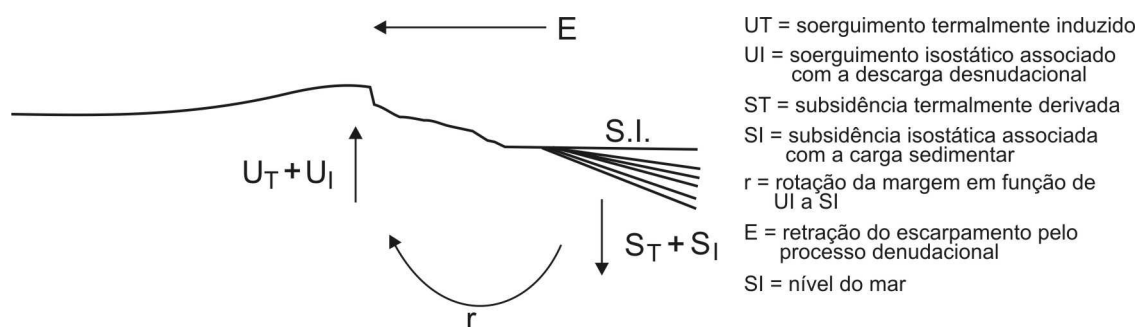


Figura 2.6 - Esquema dos principais fatores tectônicos controlando a evolução da margem do rifte em margens passivas.

Fonte: Summerfield (1991).

Neste modelo de evolução é prevista uma elevação marginal que persiste na fase de margem passiva madura com o soerguimento sempre elevado migrando em direção ao interior continental. Como a desnudação mais agressiva do escarpamento esta associada com seu recuo, isso tende a manter as vertentes oceânicas com um escarpamento sempre acentuado. O modelo tem assim dois componentes, um modelo de desnudação do terreno e um modelo de isostasia flexural (GILCHRIST; SUMMERFIELD, 1990; 1994), (SUMMERFIELD, 1991).

Ollier e Pain (1997) elaboraram um esquema baseado, principalmente, em estudos desenvolvidos na margem leste da Austrália. Neste modelo, o rifteamento começa com uma fase de vale em rifte em que o assoalho oceânico começa a se expandir e parte da paleosuperfície afunda sob o mar com a separação das margens passivas opostas que sofrem um arqueamento. A desnudação se concentra nas encostas mais íngremes entre o eixo de deformação e a costa, muitas vezes formando um grande escarpamento. Enquanto a desnudação é elevada na zona entre o grande escarpamento e a planície costeira, na paleosuperfície soerguida ela é geralmente pequena e mantém antigos sistemas fluviais que vão sendo modificados mais lentamente. No lado oceânico sedimentos pós-rifte se acumulam na paleosuperfície *downwarped*² (A) (Figura 2.7). A drenagem inicial que antes da formação da margem passiva seguia na direção do atual interior continental se divide em duas direções (B). Ocorre o recuo do grande escarpamento que pode chegar a/ou passar o eixo deformado (C). A sedimentação *offshore*³ possui estreita relação com a erosão ao longo do vales principais.

² *Downwarped*: deformada para baixo.

³ *Offshore*: zona sublitorânea externa, que se estende da linha de arrebenção em direção às águas mais profundas (CHRISTOFOLETTI, 1980 – p.129).

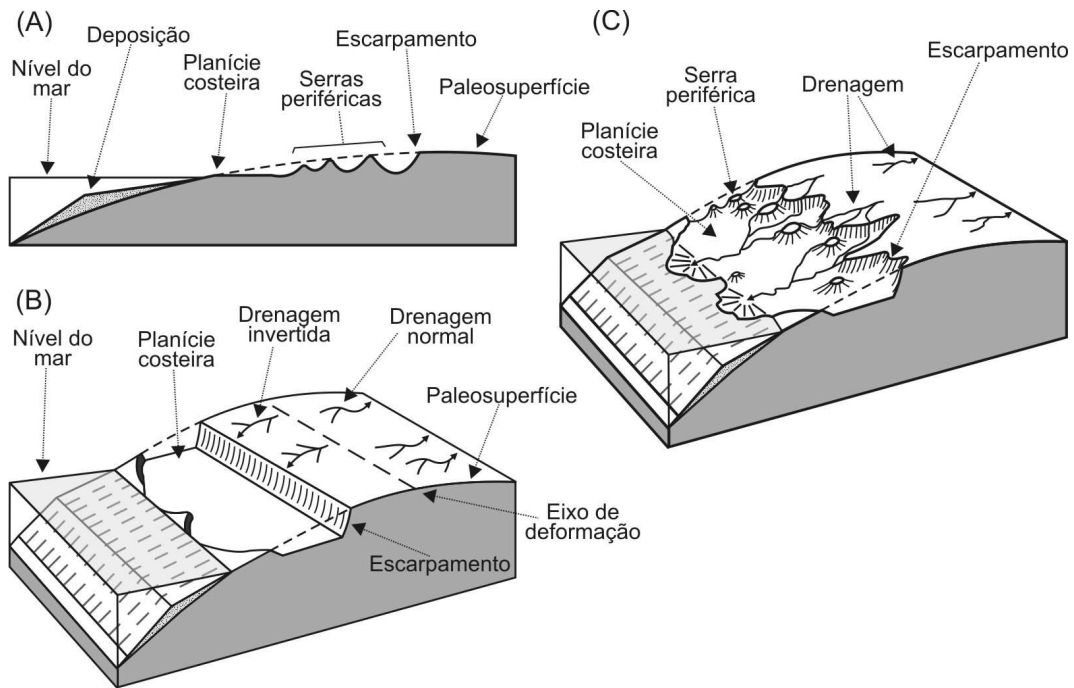


Figura 2.7 - Diagrama de uma seção transversal mostrando a relação entre a paleosuperfície, grande escarpamento, serras periféricas, planície costeira e sedimentação *offshore* em uma margem continental passiva típica (A). Bloco diagrama mostrando as principais feições morfotectônicas de uma margem passiva (B). Uma visão mais realista das formas de relevo associadas com o grande escarpamento (C). É cercada por vales principais e serras periféricas que se situam entre ele e a planície costeira, mas as serras não se elevam acima do nível da paleosuperfície soerguida.

Fonte: Ollier e Pain (1997).

Os modelos de Macedo (1989), Gilchrist e Summerfield (1990; 1994), Summerfield (1991) e Ollier e Pain (1997) apresentam em síntese o mesmo pressuposto: áreas continentais com um escarpamento acentuado são responsáveis por um comportamento desnudacional mais agressivo nas vertentes oceânicas e mais reduzido nas continentais. A partir de seus estudos Valadão (1998) chegou à mesma inferência que estes autores. Conclusão a que Maack (1981) também chegou para a Serra do Mar paranaense ao se referir ao maior poder erosivo dos cursos fluviais voltados para as vertentes que drenam em direção ao oceano em virtude da proximidade com seu nível de base - o oceano. No entanto, o modelo de Ollier e Pain (1997) apresenta uma limitação com relação aos outros modelos. Eles não incorporam a resposta isostática a desnudação do grande escarpamento costeiro. O que de acordo com os outros autores é fundamental para a manutenção do escarpamento ao longo de margens passivas maduras.

2.2 Bacia Hidrográfica

2.2.1 Morfologia e processos da rede hidrográfica associados à tectônica

A rede hidrográfica de uma região guarda uma intrínseca relação com a geologia sobre a qual se instalou e sua análise pode indicar modificações do contexto geológico sobre o qual se adaptou (FERRAZ, 2006). Trabalhos como o de Summerfield (1991), Gilchrist e Summerfield (1990; 1994), Saadi (1993), Ollier e Pain (1997), Valadão (1998) e Salgado (2006) utilizaram-se da rede hidrográfica como um importante indicador da evolução do relevo regional. Segundo Summerfield (1991) a tectônica exerce um controle importante sobre os sistemas de drenagem. Sua influência pode se dar pela organização estrutural (disposição e arranjo) de diferentes litologias de variadas resistências e pelo sistema de falhas e fraturas, podendo causar significativos ajustes na drenagem. Linhas de fraqueza também podem se desenvolver em litologias homogêneas favorecendo o intemperismo e a erosão nestas áreas, o que por sua vez, facilitará a incisão dos cursos fluviais e a conseqüente modificação do seu padrão. Os principais tipos de padrões de drenagem associados aos controles estruturais estão relacionados no Quadro 2.1 e Figura 2.8.

Quadro 2.1 - Classificação dos padrões de drenagem relacionados aos controles estruturais.

Tipo	Descrição do padrão	Controle estrutural
Dendrítico	Arranjo espalhando-se como uma árvore. Nenhuma orientação evidente de canais.	Sedimentos horizontais ou rochas cristalinas homogêneas. Falta de controle estrutural em rochas de resistência uniforme.
Paralelo	Canais principais regularmente espaçados e paralelos ou subparalelos. Tributários unem-se aos canais principais em ângulos muito agudos.	Falhas espaçadas, monoclinais ou dobras.
Radial	Cursos fluviais fluindo para fora do centro.	Cones vulcânicos, domos.
Treliça	Uma drenagem de direção dominante com uma outra secundária de direção perpendicular a ela.	Rochas inclinadas ou dobradas alternadamente de diferentes resistências
Retangular	Forma uma rede de drenagem perpendicular com duas direções igualmente desenvolvidas.	Juntas ou falhas
Anelar	Os rios principais têm um padrão circular com canais tributários em ângulos retos.	Domo erodido alternadamente em rochas de diferentes resistências.
Centrípeta	Cursos fluviais fluindo em direção ao centro.	Crateras e bacias tectônicas.

Fonte: Summerfield (1991).

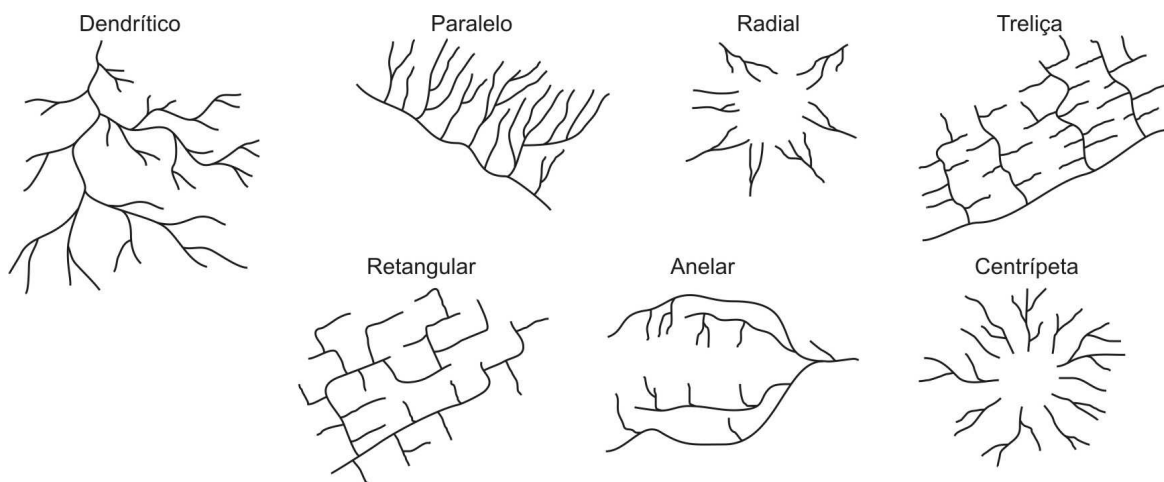


Figura 2.8 - Esquema dos principais padrões de drenagem relacionados aos controles estruturais.
 Fonte: Summerfield (1991).

O controle estrutural pode gerar um importante processo que reorganiza o arranjo da rede de drenagem conhecido como captura fluvial. Esta vai ocorrer quando a incisão de um curso fluvial em direção a cabeceira de drenagem for mais agressiva do que a do curso fluvial adjacente, levando assim a capturar a drenagem vizinha (Figura 2.9 D-E). Isto pode ocorrer devido a maior inclinação da vertente do curso fluvial capturante, a sua maior descarga, a erosão de rochas menos resistentes, a influência da tectônica, a características estruturais ou uma combinação de alguns destes fatores (Summerfield, 1991). Trabalhos de Maack (1981), Modenesi-Gauttieri *et al.* (2002) e Netto (2003) também constataram o reajuste da rede de drenagem em função da estrutura de falhas e fraturas. Para Summerfield (1991), a reorganização da rede fluvial por capturas fluviais pode gerar: (i) cotovelos, que são mudanças bruscas na direção do canal, podendo chegar a 90°; (ii) decapitação, quando o fluxo de um curso fluvial é interrompido e transferido para outra bacia de drenagem e; (iii) vales secos, marcados por cursos fluviais abandonados em virtude da drenagem capturada e pelo entulhamento de depósitos fluviais nos vales abandonados. No caso da decapitação, esta pode ser gerada ainda a partir de um soerguimento da superfície, interrompendo o antigo fluxo e causando a inversão da drenagem (Figura 2.9 A-B) (SUMMERFIELD, 1991; OLLIER; PAIN, 1997). De acordo Ollier e Pain (1997) processos de decapitação podem ainda ter grande influência no aporte de sedimentos.

Com relação a capturas fluviais, Summerfield (1991) apresenta uma idéia de como um modelo poderia funcionar na evolução de uma margem passiva. Neste modelo (Figura 2.9), uma drenagem inicial de relevo relativamente plano é assumida (A). Um soerguimento inicial interrompe o sistema de drenagem, causando a decapitação e inversão da drenagem (B). O desenvolvimento de um falhamento associado ao rifteamento pela separação da placa completa a interrupção da drenagem pré rifte (C). Durante esta fase são criadas: (i) bacias de drenagem internas de baixo gradiente; (ii) vales profundos com elevado gradiente de drenagem em um escarpamento na borda do rifte e; (iii) uma drenagem longitudinal no pavimento do rifte que é entulhada pelos sedimentos provenientes das bordas (C). O processo de rifteamento com a conseqüente subsidência do pavimento do rifte leva a formação de um oceano nascente (D). Uma drenagem costeira é formada pelos cursos fluviais do escarpamento. A subsidência térmica e a carga sedimentar induzem a subsidência da margem e, por efeito de flexão e rotação, um soerguimento da porção continental adjacente (D). O soerguimento ao longo da margem deverá migrar em direção ao interior continental pela descarga desnudacional e conseqüente resposta isostática, mantendo assim os cursos fluviais costeiros com gradientes elevados. Ocasionalmente, a desnudação mais agressiva da drenagem costeira poderá capturar a drenagem do interior (E). A captura fluvial seria inicialmente restrita a cabeceira, mas eventualmente outras partes do sistema fluvial do interior poderiam ser incorporadas ao sistema costeiro (F). A grande variedade de margens passivas existentes no globo indica também uma diversificada evolução da rede de drenagem. Portanto, apesar de ser possível prever um modelo hipotético conciliá-lo com essas margens se torna um desafio.

Gilchrist e Summerfield (1994) comentam que a evolução tectônica das margens passivas pode influenciar diretamente a evolução da paisagem através do soerguimento e subsidência da superfície. No entanto, o efeito de tais alterações na elevação também tem influência indireta nos padrões de drenagem pós rifteamento. Conforme apontado por Saadi (1998), a drenagem das margens passivas responde ao soerguimento com incisão de vales profundos, capturas fluviais e adaptação à orientação do basculamento dos blocos. Assim, é possível concluir que margens passivas de grande elevação além de ter grande influência no aporte de sedimentos têm fundamental importância nos reajustes de drenagem.

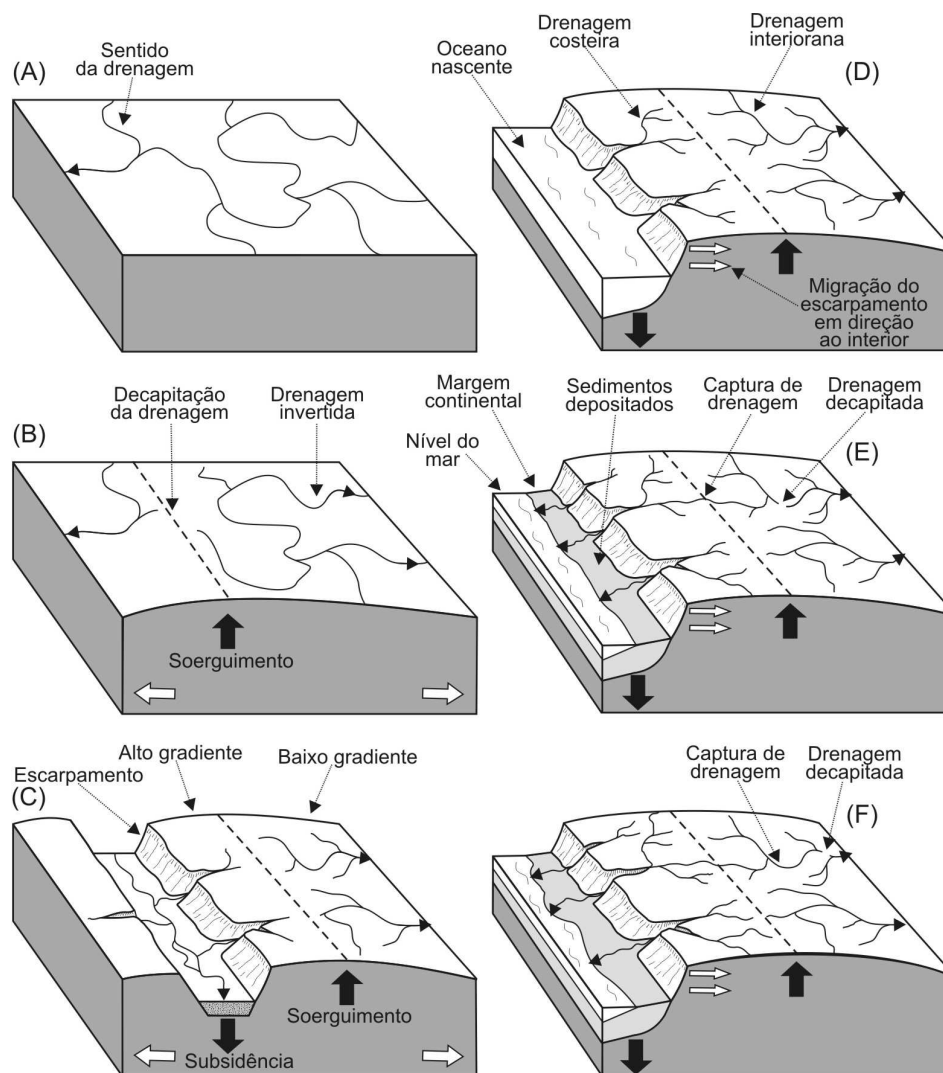


Figura 2.9 - Esquema de uma possível seqüência de ajustes de drenagem durante o rifteamento continental nas bacias de margens passivas, com soerguimento precedendo o rifteamento.

Fonte: adaptado de Summerfield (1991).

2.2.2 Controle de evolução da paisagem

2.2.2.1 Intemperismo, erosão e desnudação

As paisagens evoluem por processos como soerguimento, intemperismo, erosão, transporte e deposição. Podem ser consideradas como o resultado entre os processos que provocam o soerguimento e aqueles que causam o seu rebaixamento (PRESS *et al.*, 2006). Neste aspecto, o relevo da superfície da Terra é o resultado da atuação dos processos endógenos e exógenos. Os primeiros são internos e levam a elevação do relevo através da atividade magmática, orogênica ou epirogênica. Enquanto os segundos são externos e levam a redução na elevação do relevo. Os processos exógenos envolvem predominantemente a

erosão do relevo (SUMMERFIELD, 1991) e, dentre eles, o mais atuante é o fluvial. No entanto, é necessário distinguir os termos desnudação e erosão, conforme sugerido por Leeder (1991), uma vez que tais processos podem se apresentar como semelhantes.

A desnudação e a erosão são em primeiro lugar uma consequência do intemperismo da rocha. O intemperismo químico e físico se combinam atuando sobre a rocha provocando sua desintegração, produzindo o que Leeder (1991) chamou de saprolito (Figura 2.10). Este foi definido como uma massa intemperizada do substrato rochoso, mole, friável, isovolumétrica e que guarda as características da rocha não intemperizada (PAVICH, 1986 *apud* LEEDER, 1991). De acordo com Summerfield (1991), a interface da massa intemperizada com o substrato rochoso é conhecida como frente de intemperismo. E todo material que se encontra acima deste último pode ser chamado de manto de intemperismo ou regolito, podendo ainda se diferenciar em horizontes distintos. Assim, a velocidade do processo intempérico determina a disponibilidade de material para desnudação ou erosão.

Summerfield (1991) se refere à remoção de partículas sólidas como erosão ou desnudação mecânica e à remoção de material dissolvido como desnudação química, geralmente levando a uma redução na elevação do relevo. Para Leeder (1991) a erosão é a remoção e o transporte de um material sobre a superfície da Terra. A desnudação é a perda de material sólido (desnudação mecânica) ou dissolvido (desnudação química) de uma bacia de drenagem ou paisagem regional (Figura 2.10). A erosão pode ser medida localmente, enquanto o mesmo não corre com a desnudação química que inclui a carga dissolvida através do solo, das águas subterrâneas e dos cursos fluviais. A desnudação química pode ainda envolver uma perda de massa sem, no entanto, envolver uma perda de volume, levando a uma recuperação isostática. De acordo com Cockburn e Summerfield (2004) a escolha pelo termo desnudação seria mais adequada quando se refere à remoção total de materiais superficiais pela combinação de vários processos ou quando os processos específicos são indefinidos. A erosão seria quando ocorresse o processo predominante de arraste e transporte de material sólido. A erosão para Press *et al.* (2006) seriam os processos que removem e transportam material sólido encosta a baixo ou na direção do vento (Figura 2.10).

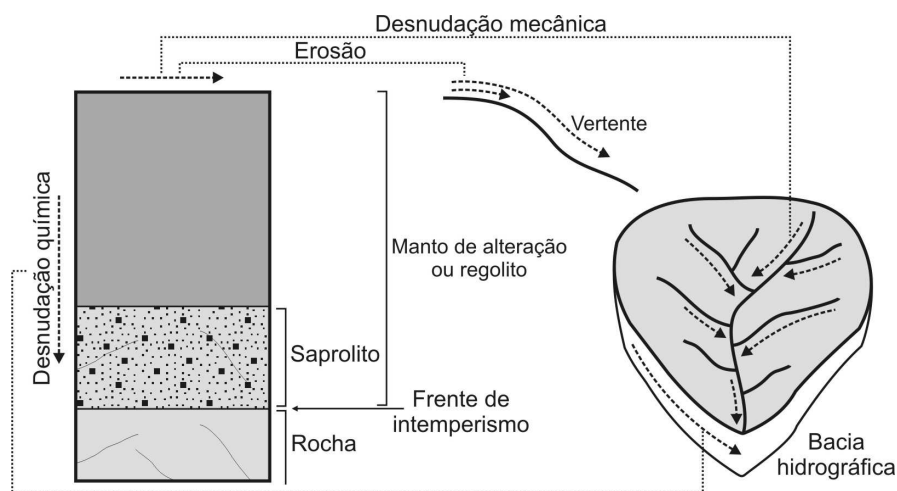


Figura 2.10 - Representação esquemática da erosão e desnudação.

2.2.2.2 Taxas de desnudação, sedimentação e resposta isostática

Conforme descreveram Leeder (1991) e Summerfield (1991) a desnudação, sedimentação e tectônica possuem uma interação dinâmica para a conservação de massa litosférica. Assim, a desnudação está diretamente ligada ao soergimento isostático da superfície. Para Summerfield (1991) a maioria dos casos de soergimento da crosta está associada a processos tectônicos ativos, mas soergimentos da crosta podem ocorrer como uma resposta isostática a desnudação.

Summerfield (1991) sugere que as taxas desnudacionais são controladas na escala global pelo relevo⁴ e em menor escala pelo clima. Na escala regional e local essas taxas seriam controladas pela litologia e pela erodibilidade⁵. Para Leeder (1991) a desnudação teria maior chance de ser controlada pela litologia em bacias menores. Milliman e Syvitski (1992) também ressaltam a importância da geologia, cobertura vegetal e da atividade humana na remoção dos sedimentos. No entanto, Summerfield (1991) acrescenta que não é possível fazer generalizações, uma vez que ainda existem muitas incertezas quanto aos fatores dominantes, sendo necessárias mais pesquisas nesta área. Com relação ao clima,

⁴ O **relevo** neste sentido deve ser entendido como a diferença entre a elevação máxima e mínima numa determinada área (Summerfield, 1991).

⁵ **Erodibilidade** é a susceptibilidade de materiais na superfície para o transporte por processos desnudacionais. Em subsuperfície é a susceptibilidade das rochas e sedimentos aos mecanismos de transporte de material em solução. Depende de um conjunto de propriedades como dureza, coesão e tamanho da partícula (Summerfield, 1991).

Modenesi-Gauttieri *et al.* (2002) constataram sua influência controlando os processos de intemperismo, pedogênese e transporte de material nas vertentes na região da Serra da Mantiqueira.

A influência do clima nas taxas de desnudação foi analisada com mais propriedade recentemente em dados de longo-prazo, através dos isótopos cosmogênicos. Riebe *et al.* (2001) através de seu estudo em sete locais na Serra Nevada, Califórnia, foi o primeiro a utilizar o ^{10}Be no estudo das taxas de longo-prazo constando um papel pouco significativo do clima nas taxas de desnudação. É uma região onde existe uma grande variação climática nos diferentes locais e que os estudos paleoclimáticos revelaram condições climáticas uniformes ao longo dos últimos milhares de anos. Blanckenburg (2006) comparou em estudos de diversas bacias do globo, com a mesma litologia, os dados de precipitação e temperatura com as taxas de desnudação do ^{10}Be não constatando nenhuma relação óbvia entre o clima médio anual e a desnudação total. Entre elas, Porto Rico (quente e úmido) apresenta taxas muito semelhantes ao sul de Israel (quente e seco). Também o Sri Lanka (quente e úmido) apresenta taxas muito semelhantes ao deserto da Namíbia (quente e seco). No Sri Lanka onde eram esperadas elevadas taxas de desnudação em virtude da precipitação, Blanckenburg (2006) diagnosticou que as baixas taxas são em função da ausência de qualquer atividade tectônica. Segundo ele, aparentemente a desnudação de longo-prazo não está relacionada com o clima.

O trabalho em escala regional de Valadão (1998) constatou que elementos como elevação média, área, forma e orientação determinam as contrastantes taxas desnudacionais em margens passivas. Através da análise da amplitude de perfis longitudinais foi identificado que o acesso direto ao nível de base, o oceano, impõem taxas desnudacionais mais elevadas às bacias costeiras do que as bacias interioranas (Figura 2.11). Para Maack (1981) em grandes escarpamentos como a Serra do Mar, a proximidade com o nível de base, o oceano, confere aos cursos fluviais um maior poder denudacional. Neste aspecto, Gilchrist e Summerfield (1990; 1994) utilizando-se de traços de fissão de apatita elaboraram um modelo geofísico em que encontraram taxas de desnudação médias ~2,4 vezes maiores para as bacias costeiras em relação as bacias do interior continental no oeste da África do Sul. As taxas foram estimadas em 16,5m/Ma para as bacias litorâneas e em 6,9m/Ma para as interioranas. Summerfield (1991) e Milliman e Syvitski (1992) também comentaram sobre a grande quantidade de sedimentos que cursos fluviais fornecem em margens

elevadas que drenam diretamente para o oceano. Vanacker *et al.* (2007) utilizando dados de ^{10}Be na margem passiva de alta elevação, do Sri Lanka, demonstraram que as taxas de desnudação são mais elevadas ao longo da escarpa do que no planalto situado acima ou nas terras baixas da planície costeira. Morais Neto *et al.* (2010) também utilizando dados de ^{10}Be averiguaram taxas de erosão mais elevadas ao longo do escarpamento na Província da Borborema Oriental, no nordeste do Brasil.

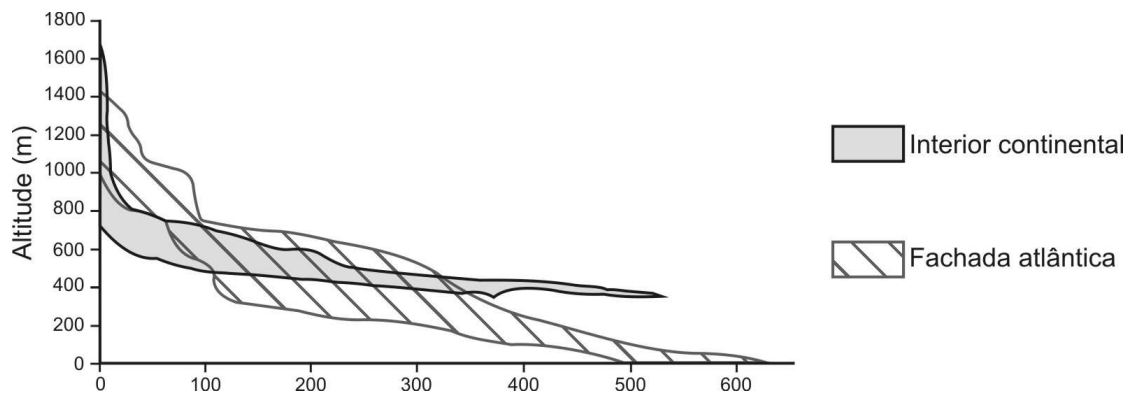


Figura 2.11 - Amplitude dos perfis longitudinais dos rios que drenam o interior continental e a fachada atlântica.

Fonte: Valadão (1998).

As análises de Pinet e Souriau (1988) das taxas de desnudação atuais realizados nas 50 maiores bacias hidrográficas do globo mostraram que o maior controlador da desnudação é o relevo (áreas elevadas pela tectônica), apesar de não excluirmos outros fatores ambientais, como por exemplo, o clima e a vegetação. Também estudando taxas de desnudação atuais, Milliman e Syvitski (1992) averiguaram em diversos rios do mundo que cursos fluviais montanhosos têm uma produção de sedimentos muito maior do que os de planaltos, que por sua vez são maiores do que cursos fluviais de planície (Figura 2.12). Estes resultados corroboram àqueles apresentados no trabalho de Leeder (1991) que demonstram um crescimento proporcional das taxas de desnudação atuais com a elevação média das bacias (Figura 2.13).

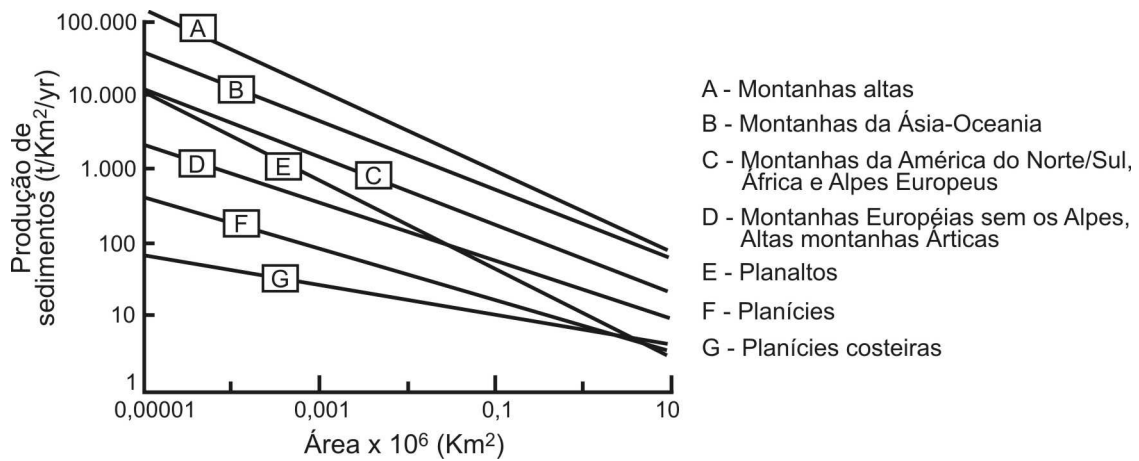


Figura 2.12 - Variação da produção de sedimentos com a área da bacia para sete categorias topográficas de 280 rios.
 Fonte: Milliman e Syvitski (1992).

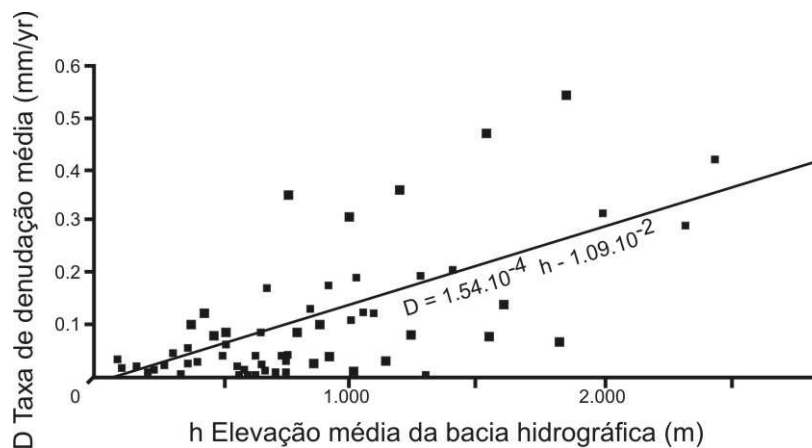


Figura 2.13 - Taxa de desnudação continental *versus* elevação média da bacia hidrográfica.
 Fonte: Leeder (1991).

Blanckenburg (2006) analisou os dados do isótopo cosmogênico ¹⁰Be com o relevo (amplitude) da bacia para três lugares (Figura 2.14). Nos planaltos da Europa Central as taxas de desnudação mostraram uma forte dependência do relevo. Sua interpretação foi de que a paisagem está se ajustando a mudanças tectônicas e que o relevo é resultado de um soerguimento recente ou do rebaixamento do nível de base. Nos Alpes Suíços Centrais encontrou uma fraca relação entre as taxas de desnudação e a amplitude do relevo. Isto indica que a região está próxima do estado de equilíbrio geomórfico ou que houve uma perturbação de curto período. Nos Apalaches os resultados apresentaram taxas uniformes sem nenhuma relação com o relevo, demonstrando que a região está em estado de equilíbrio geomórfico. Palumbo *et al.* (2009) trabalhando com o ¹⁰Be na margem NE do Tibete encontraram uma relação das taxas de desnudação com a declividade média e o

relevo médio. Mas constatou que, mesmo em áreas tectonicamente ativas, a resistência do substrato pode influenciar a intensidade taxa de desnudação, apagando a relação taxa de desnudação com a declividade e o relevo. E por último, Binnie *et al.* (2010) em seu estudo nas Montanhas de San Bernardino, na Califórnia, identificaram o soerguimento crustal como o principal mecanismo controlador das taxas de desnudação em sua área de estudo.

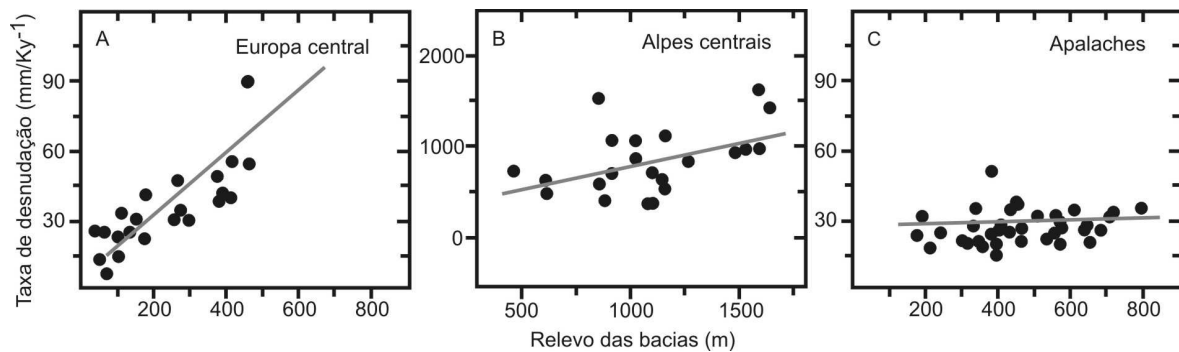


Figura 2.14 - Taxa de desnudação calculada como uma função do relevo (amplitude).
Fonte: Blanckenburg (2006).

O relevo (amplitude) também foi analisado em relação à taxa de desnudação obtida através do ¹⁰Be juntamente com a declividade. Os resultados obtidos de Riebe *et al.* (2000), na Serra Nevada - Califórnia, apresentaram taxas fortemente acopladas ao relevo (amplitude) e a declividade nos locais próximos de falhas ativas⁶ e cânions. Em contrapartida, para bacias distantes de falhas ativas e cânions a taxas se mostraram dissociadas da declividade e do relevo. A partir destes dados, Blanckenburg (2006) interpretou a declividade como um parâmetro mais significativo para relacionar com as taxas de desnudação (Figura 2.15). Estes dados demonstraram três bacias com taxas relativamente uniformes em bacias distantes de qualquer característica tectônica recente, parecendo estar em um estado de equilíbrio geomórfico. As outras três bacias apresentaram taxas totalmente correlacionadas com a declividade. Nestas, as taxas de desnudação aumentam com a proximidade de escarpas de falhas ativas ou cânions recentes, indicando um rejuvenescimento da paisagem e que a tectônica ativa exerce um controle dominante sobre a desnudação. Na Província da Borborema Oriental, Morais Neto *et al.* (2010) também encontraram taxas mais elevadas ao longo de frentes de escarpas ativas em relação a taxas mais baixas distantes das escarpas.

⁶ Falha ativa: é aquela que se movimentou na metade do Quaternário Superior e ainda apresenta probabilidade de reativação futura (SUGUIO, 2001 - p.122).

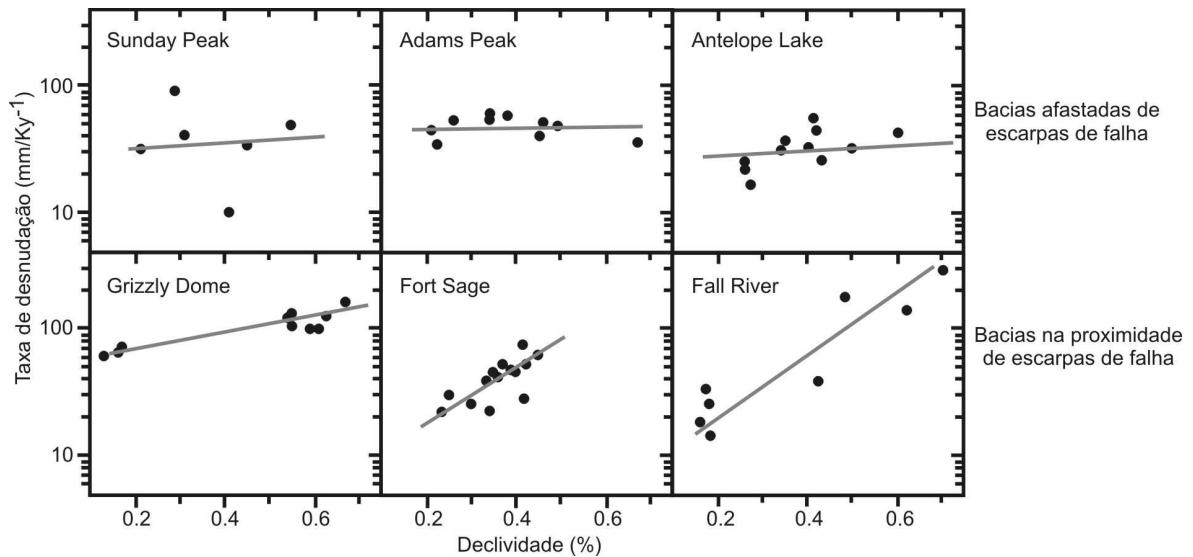


Figura 2.15 - Taxa de desnudação calculada como uma função da declividade.
 Fonte: Blanckenburg (2006).

O trabalho de Leeder (1991) chama a atenção para o aumento da densidade drenagem com o aumento da inclinação e a maior susceptibilidade a produção de sedimentos, que são justamente as áreas de cabeceiras de drenagem. Os resultados de Leeder (1991) e Milliman e Syvitski (1992) indicam que a produção de sedimentos será proporcionalmente maior quanto menor for a área da bacia de drenagem (Figura 2.16 e 2.17). Com relação às áreas das bacias hidrográficas, Summerfield (1991), Milliman e Syvitski (1992), Valadão (1998), Salgado *et al.* (2004; 2007a) e Charlton (2008) chegaram a conclusão de que quanto menor a área e quanto mais próxima estão das cabeceiras mais intenso será o processo desnudacional.

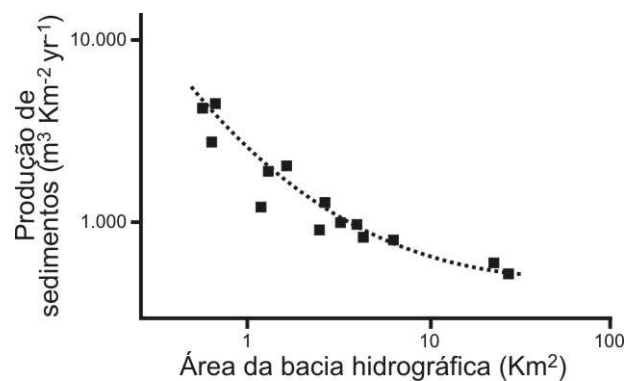


Figura 2.16 - Produção de sedimentos *versus* área da bacia de drenagem.
 Fonte: Leeder (1991).

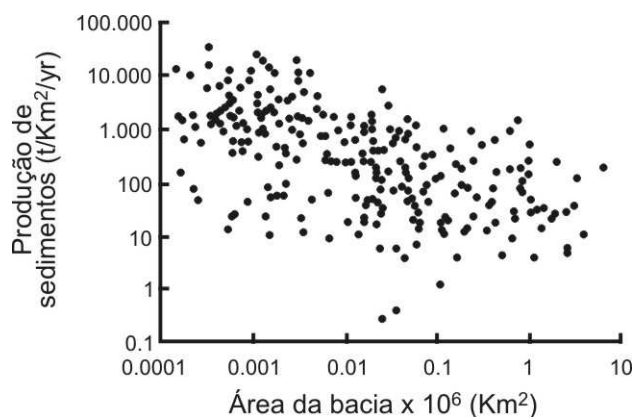


Figura 2.17 - Produção de sedimentos *versus* área da bacia para 280 rios.
 Fonte: Milliman e Syvitski (1992).

Em ambientes montanhosos, pequenas bacias de drenagem se localizam nas porções superiores do relevo, onde as vertentes são íngremes e os gradientes de canal elevados, apresentando assim planícies de inundação menores e baixa capacidade de armazenamento de sedimentos (SUMMERFIELD, 1991; CHARLTON, 2008). Por outro lado, grandes bacias são capazes de armazenar elevadas quantidades de sedimento em virtude da maior proporção de terras baixas (MILLIMAN; SYVITSKI, 1992; CHARLTON, 2008). Leeder (1991) também concorda que a mudança de gradiente e as planícies facilitam a retenção de sedimentos. Portanto, se a energia disponível é maior do que a necessária para transportar essa carga de sedimentos a desnudação e a incisão no curso fluvial irão ocorrer, se for inferior ao exigido a deposição irá predominar.

Mudanças no nível do mar alteram o nível de base e provocam o aumento ou a diminuição na área da bacia de drenagem. A alteração do nível de base pode gerar uma resposta da energia disponível na paisagem pelo aumento ou diminuição da elevação média das bacias de drenagem. A resposta dos sistemas fluviais a mudança do nível do mar vai depender de como é a morfologia da zona costeira. Neste caso há que se analisar duas situações distintas, mas que podem ocorrer simultaneamente. A primeira seria a variação no nível do mar e a segunda um soerguimento da porção continental adjacente. Quando falamos em mudança do nível do mar se ocorre uma regressão o gradiente aumenta, mas a declividade poderá aumentar, diminuir ou permanecer constante em função da morfologia do relevo. A alteração do gradiente em função da regressão no nível do mar terá pouco efeito sobre os processos desnudacionais e deposicionais. O efeito sobre estes processos será mais efetivo quando a alteração no gradiente for seguida de alteração na declividade. Já quando o relevo

é soerguido, como o movimento é vertical, gradiente e declividade aumentam em conjunto. Um fator adicional a mudança no nível do mar é a hidroisostasia. Nela, a regressão marinha vai reduzir a carga de água na margem continental aumentando soerguimento flexural. Na maioria dos casos em que ocorre a hidroisostasia o movimento vertical é insuficiente para reorganizar os sistemas de drenagem, mas em outros, seus efeitos podem ser intensos (SUMMERFIELD, 1991). Segundo Valadão (1998), tais concepções apontam para uma relação entre nível de base e rejuvenescimento continental bem mais complexa do que a normalmente encontrada na literatura.

Em quase toda paisagem terrestre os processos fluviais dominam na remoção dos produtos de intemperismo, seu transporte e posterior deposição em locais que podem ser separados da fonte por milhares de quilômetros (HOWARD *et al.*, 1994). A remoção de sedimentos através da desnudação reduz a carga sobre a crosta que se move para cima para restaurar o equilíbrio isostático (Figura 2.18) (SUMMERFIELD, 1991). Neste sentido, Pinet e Souriau (1988) também afirmaram que a resposta isostática atua regionalmente para compensar a remoção da superfície pela desnudação. A modelagem de Gilchrist e Summerfield (1994) na margem oeste da África do Sul demonstraram a criação de soerguimentos marginais em margens passivas maduras como resultado entre a desnudação e isostasia.

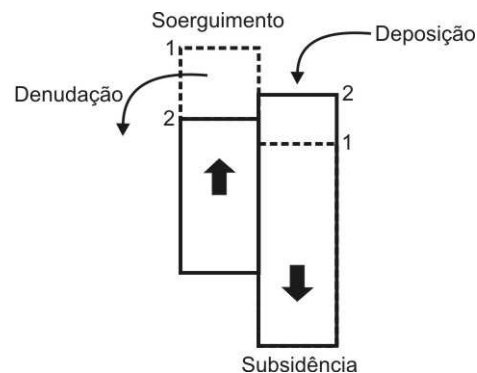


Figura 2.18 - Esquema de compensação isostática através da dinâmica desnudação/sedimentação.

Fonte: adaptado de Summerfield (1991).

As análises apresentadas acima demonstram uma influência da amplitude do relevo e da declividade sobre os padrões de desnudação. Isto porque o aumento no potencial de energia leva a uma maior retirada de massa do sistema. Quanto maior a energia, maior será a taxa de desnudação, que por consequência levará a um acúmulo de sedimentos na área

adjacente ocasionado uma resposta isostática da paisagem: soerguimento da área desnudada e subsidência na área de deposição. O tamanho da bacia hidrográfica também está relacionado diretamente com as taxas de desnudação. Pequenas bacias por se localizarem normalmente em áreas de cabeceiras possuem um maior gradiente, que por sua vez imprimem uma maior energia potencial ao sistema. Grandes bacias, ao contrário, possuem grandes extensões de terras baixas, gerando uma baixa energia potencial para deslocar os sedimentos que acabam sendo retidos ao longo desta. Desta forma, pequenas bacias de drenagem tendem a ter uma produção de sedimentos proporcionalmente maior do que grandes bacias.

3 ORIGEM E EVOLUÇÃO DA SERRA DO MAR

3.1 Evolução Meso-Cenozóica

Os eventos que levaram ao surgimento da Serra do Mar começam com a separação da África e América do Sul e posterior surgimento do oceano Atlântico Sul. Um evento policíclico, predominantemente distensional, com alguns movimentos de natureza transcorrente, compressional ou mista de longa duração (CONCEIÇÃO *et al.* 1988). Nele, segundo Macedo (1989), as placas também exerceram um movimento de rotação em torno de um eixo que provocaria um estiramento crustal das áreas mais distantes em relação a este pólo de rotação. Conseqüentemente ocorreu uma maior subsidência crustal e um maior número de falhamentos nas áreas mais distantes deste eixo (Figura 3.1). Este processo seria afetado por discontinuidades e anomalias térmicas crustais que exerceriam alterações ao longo da distensão.

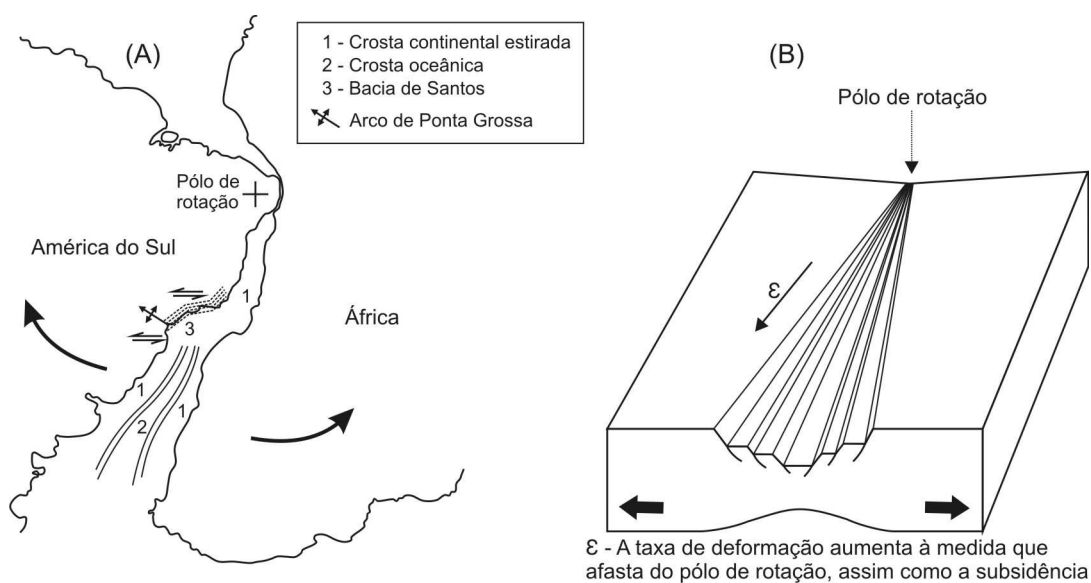


Figura 3.1 - Provável movimento de rotação das placas Sul-americana e Africana (A). Modelo teórico do movimento de rotação das placas ao longo de um eixo de rotação (B).

Fonte: adaptado de Macedo (1989).

Durante o Jurássico um soerguimento termal ocorre na região sul-sudeste do Brasil evidenciado nos sedimentos das bacias do Paraná e do Congo (Figura 3.2-A). Este soerguimento gera esforços distensivos de separação entre África e América do Sul com desenvolvimento de falhas normais em blocos durante o Jurássico Superior ($\pm 145\text{Ma}$) (Figura 3.2-B). Estes esforços são sentidos com maior intensidade na região sul-sudeste do Brasil, com maior deformação e movimentação de blocos, do que na região nordeste, devido a uma maior distância em relação ao eixo de rotação das placas (Figura 3.1) (MACEDO, 1989). Este evento teria reativado antigas estruturas tectônicas do embasamento consolidadas desde o Ciclo Brasileiro (ALMEIDA; CARNEIRO, 1998); (ZÁLAN, 2004). O prosseguimento da distensão levaria a geração de fissuras com extravasamento de grandes quantidades de material magmático de natureza toleítica no Cretáceo Inferior ($\pm 130\text{Ma}$) (Figura 3.2-C) (MACEDO, 1989). Este teria sido um magmatismo basáltico fissural aproveitando as zonas de fraqueza herdadas que foram reativadas. Datações radiométricas K-Ar apresentam a curva de frequência na Figura 3.3 com o pico do magmatismo a 130Ma (MIZUSAKI; THOMAZ FILHO, 2004). Os esforços distensivos do rifte provocaram o estiramento da crosta resultando em um afinamento e conseqüente formação de áreas deprimidas. Estas áreas formam o que atualmente é conhecido como Bacia de Santos. Com a evolução do rifte e a acomodação dos blocos formaram-se calhas que foram sendo preenchidas por sedimentos continentais. Uma espessa camada de depósitos salíferos que pode ser relacionada por toda costa leste brasileira depositou-se então sobre esses sedimentos continentais ($\pm 120\text{Ma}$). Após a fase de deposição destes depósitos salíferos (fase evaporítica) ocorreu a entrada final do oceano e a separação definitiva dos continentes com a formação da dorsal mesoatlântica, no final do Cretáceo Inferior - Aptiano/Albiano (± 113 a 100Ma) (Figura 3.2-D). Durante o Albiano Médio ($\pm 100\text{Ma}$) indícios de um novo soerguimento da região da Serra do Mar são levantados a partir de depósitos de leques aluviais e deltaicos (MACEDO, 1989). Uma fase de subsidência termal na bacia tem início com a formação da crosta oceânica no final do Cretáceo Superior – Campaniano ($\pm 73\text{Ma}$) (Figura 3.2-E). Isto gerou um basculamento da plataforma levando a formação de uma ampla região elevada topograficamente, denominada de Proto-Serra do Mar, que pode ser relacionada a intrusões alcalinas na região (MACEDO, 1989). Segundo Mizusaki e Thomaz Filho (2004) manifestações de magmatismo de caráter alcalino sucederam-se do Cretáceo Superior ao Eoceno (Figura 3.3).

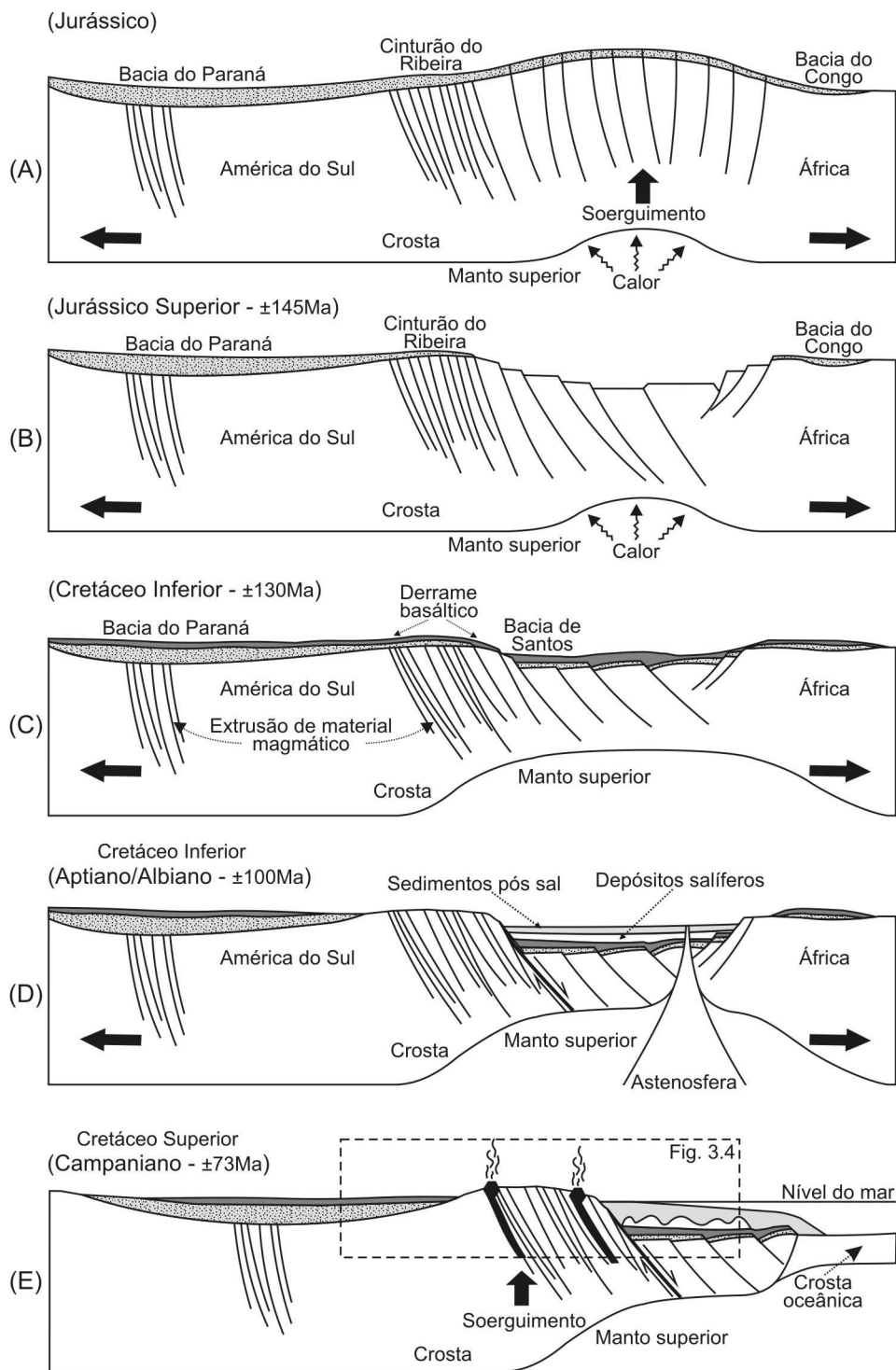


Figura 3.2 - Seqüência evolutiva Neojurássica-Cretácea da margem sul-sudeste do Brasil.

Fonte: adaptado de Macedo (1989).

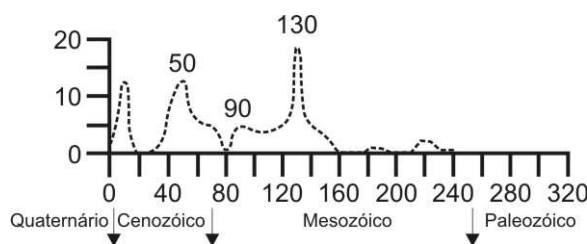


Figura 3.3 - Curva de frequência das distribuições das idades radiométricas do magmatismo do Mesozóico e Cenozóico na margem sudeste do Brasil.

Fonte: Mizusaki e Thomaz Filho (2004).

Almeida e Carneiro (1998) e Zalán e Oliveira (2005) sugerem que na região da Serra do Mar houve um soerguimento ($\pm 89-65\text{Ma}$) envolvendo amplas regiões do embasamento e áreas de bacias adjacentes (Figura 3.2-E e 3.4-A). De acordo com Zalán e Oliveira (2005) isto teria gerado intrusões de natureza alcalina e ocorreu provavelmente em resposta a anomalia térmica do manto. Neste pulso, a crosta continental foi soerguida de maneira uniforme abrangendo amplas áreas. Ao final do soerguimento um megaplanalto com altitudes entre 2.000 e 3.000m teria se formado, denominado como Proto-Serra do Mar ou Serra do Mar Cretácea (Figura 3.4-A). Este soerguimento foi constatado através dos traços de fissão de apatitas na Serra do Mar central, Estado de São Paulo, que teria levado a um processo desnudacional intenso (RIBEIRO *et al.*, 2008). Na região do Arco de Ponta Grossa - Paraná (Figura 3.1-A) análise de traços de fissão de apatita também constataram um soerguimento a $\pm 86\text{Ma}$ no Cretáceo Superior. De acordo com estes dados, nesta época, o soerguimento foi acompanhado de uma intensa desnudação crustal (VIGNOLLELARGE *et al.*, 1994). A desnudação da faixa soerguida levou ao desenvolvimento da Superfície de Aplainamento Japi e ao fornecimento de sedimentos para a Bacia de Santos e Bacia Sedimentar do Paraná (Figura 3.4 A-B) (ALMEIDA; CARNEIRO, 1998; SANTOS, 2004). Este aplainamento da Serra do Mar Cretácea se situaria em altitudes médias em torno de 2.000m e seria o único nível de correlação regional do embasamento do sudeste do Brasil. Supõe-se que sua superfície estaria totalmente nivelada no final do Cretáceo (em torno de $\pm 65\text{Ma}$). Os atuais planaltos seriam o que mais se aproximam da antiga superfície de aplainamento soerguidos em suas bordas durante o processo de rifteamento Cenozóico (ZALÁN; OLIVEIRA, 2005). Apesar da idéia de uma única superfície como nível de correlação regional ser a mais amplamente aceita, estudos recentes de Hiruma *et al.* (2008) identificaram dois níveis na região. Através dos traços de

fissão de apatita verificaram um nível pré-ruptura continental nas porções mais elevadas da Bocaina (Serra do Mar) e outro mais recente em Campos do Jordão (Serra da Mantiqueira), provavelmente associado ao magmatismo neocretáceo e a formação do Rifte Continental do Sudeste Brasileiro (RCSB).

Almeida e Carneiro (1998) supõem que o evento tectônico iniciado no Paleoceno que deu origem às bacias tafrogênicas do sudeste e a Serra da Mantiqueira causou flexuras e falhamentos levando ao soerguimento do bloco ocidental da Falha de Santos e abatimento do oriental, fazendo surgir a Serra do Mar na Falha de Santos. Segundo Zalán e Oliveira (2005) este evento teria ocorrido entre $\pm 58-20\text{Ma}$, sendo sua maior intensidade entre $\pm 48-40\text{Ma}$ (Figura 3.4-C). Corroborando com esta idéia, Franco-Magalhães *et al.* (2010) identificaram um soerguimento na região central do Arco de Ponta Grossa por volta do limite Cretáceo Superior – Paleógeno, com maior intensidade por volta dos 50Ma. Análise de traços de fissão de apatita de Ribeiro *et al.* (2008) na Serra do Mar central, Estado de São Paulo, também indicaram um novo soerguimento no Paleoceno com falhamentos e desnudação na região sustentando a hipótese de Almeida e Carneiro (1998) e Zalán e Oliveira (2005). Para Zalán e Oliveira (2005) o desnível topográfico entre a porção continental (2.000m) e o talude da Bacia de Santos (>1.000m) acrescido da subsidência na Bacia teria tornado a região instável e levado ao colapso gravitacional de toda porção a leste da Falha de Santos. Os falhamentos na região teriam atingido profundidades suficientes para trazer o material mantélico a superfície, afetando câmaras magmáticas alcalinas cretáceas não totalmente solidificadas. Esta suposição encontra correspondência com o pico de magmatismo em torno de $\pm 50\text{Ma}$ apresentado por Mizusaki e Thomaz Filho (2004) (Figura 3.3). O colapso gravitacional continuou pelo Eoceno Superior/Oligoceno/Mioceno Inferior no interior do megaplanalto falhado, formando riftes paralelos a costa (Figura 3.5). Supõe-se que neste período o ajuste isostático deve ter soerguido os blocos que não colapsaram a centenas de metros (ZALÁN; OLIVEIRA, 2005). Franco-Magalhães *et al.* (2010) identificaram um novo soerguimento na região central do Arco de Ponta Grossa por volta do limite Paleógeno – Neógeno, com ênfase entre 25 e 15Ma. Este soerguimento é associado a zonas de cisalhamento neoproterozóicas que foram reativadas como falhas normais de direção preferencial NE, originando a bacias que compõem o RCSB (RICCOMINI, 1989 *apud* FRANCO-MAGALHÃES *et al.*, 2010).

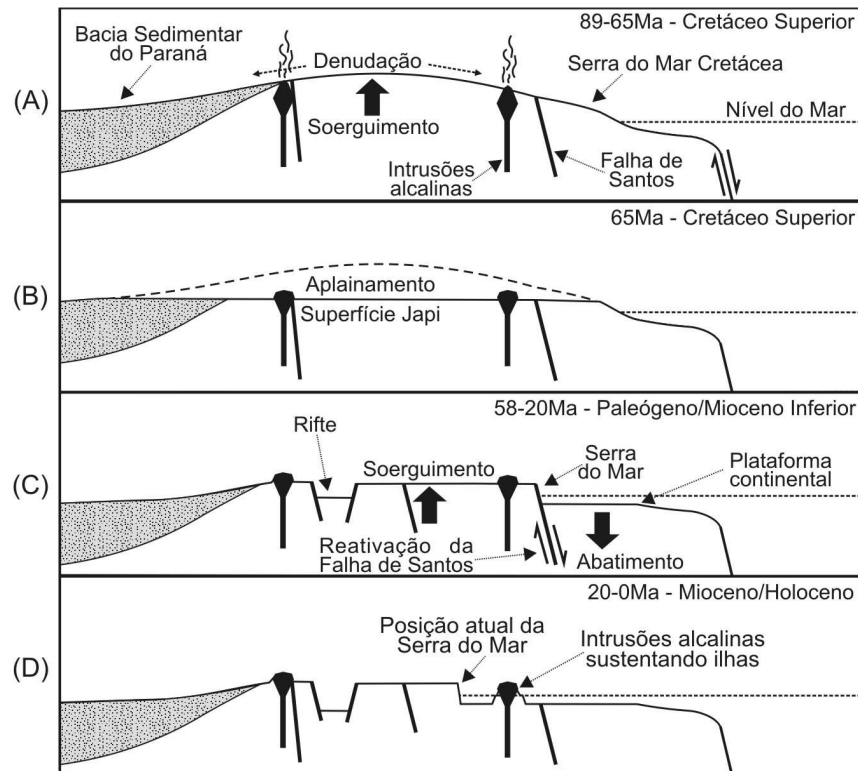


Figura 3.4 - Seqüência evolutiva Neocretácea-Cenozóica da Serra do Mar.

Fonte: adaptado de Almeida e Carneiro (1998).



Figura 3.5 - Riftes desenvolvidos durante o colapso gravitacional Cenozóico.

Fonte: adaptado de Zalán e Oliveira (2005).

De acordo com Zalán e Oliveira (2005) a elevação vertical do relevo devido ao surgimento das Serra do Mar e Mantiqueira causou um aumento significativo na carga de sedimentos que fluíam em direção ao interior dos riftes e bacias marginais adjacentes. A erosão teria feito então as encostas da Serra do Mar recuarem da Falha de Santos até a sua posição

atual (Figura 3.4-D) (ALMEIDA; CARNEIRO, 1998). Entretanto, Hasui *et al.* (1998) relatam que após o colapso dos blocos que geraram estas serras não existiu uma drenagem bem desenvolvida e sim fluxos gravitacionais que levaram os sedimentos para as bacias sedimentares adjacentes. Só mais recentemente, na primeira metade do Quaternário, instalou-se o sistema de drenagem que evoluiu para o atual, o que pode ser identificado pelos depósitos sedimentares. Segundo Franco-Magalhães *et al.* (2010) entre o Pleistoceno e o Holoceno é que o seu modelado teria começado a adquirir a morfologia atual da paisagem.

Na tentativa da reconstituição de um cenário de evolução Meso-cenozóica para a fachada Atlântica do sul-sudeste do Brasil os fatos geológicos e geomorfológicos demonstraram uma aceitável relação. Portanto, a princípio, a atual Serra do Mar seria fruto de um recuo diferencial que teria origem na escarpa da Falha de Santos, conforme colocado por Almeida e Carneiro (1998).

4 CARACTERIZAÇÃO DO MEIO FÍSICO DA REGIÃO DA SERRA DO MAR NO ESTADO DO PARANÁ

A área de estudo localiza-se na porção paranaense da Serra do Mar entre a capital do estado, Curitiba, e o litoral (Figura 4.1). A região compreende em seu núcleo principal áreas da Serra do Mar e áreas de contato com Primeiro Planalto Paranaense e Planície Litorânea (entorno da Baía de Antonina/PR), abarcando parte dos municípios paranaenses de Campina Grande do Sul, Quatro Barras, Antonina e Morretes.

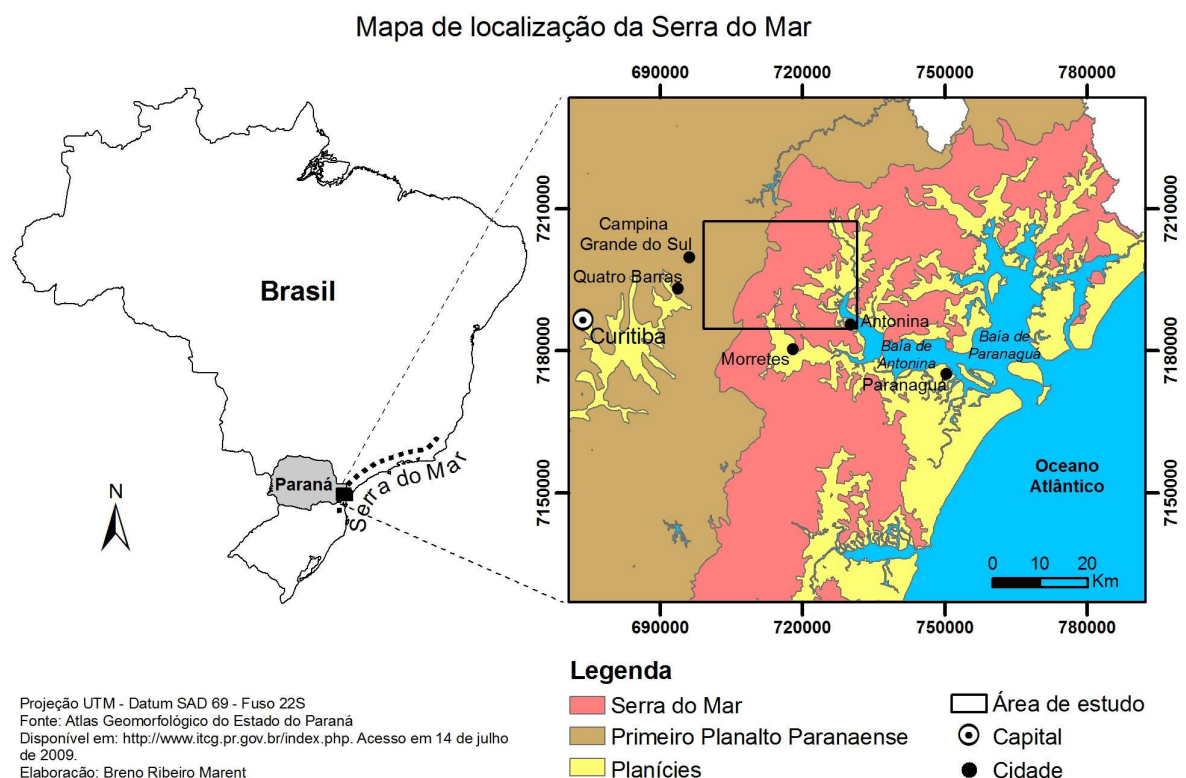


Figura 4.1 - Mapa de localização da Serra do Mar.

2.1 Geologia

A Serra do Mar localiza-se na porção leste do território brasileiro e se estende do Estado do Rio de Janeiro ao norte de Santa Catarina, com cerca de 1.000 km de extensão (Figura 4.1) (VIGNOL-LELARGE *et al.* 1994; ALMEIDA; CARNEIRO, 1998). No Estado do Paraná a Serra do Mar faz parte do Escudo Paranaense (Primeiro Planalto Paranaense, Serra do Mar e Planície Costeira), também conhecido como Cinturão Orogênico do Atlântico, uma das porções mais antigas e elevadas do Estado (MINEROPAR, 2001); (MINEROPAR;

UFPR, 2006). O compartimento do Primeiro Planalto é constituído de rochas cristalinas, tais como xistos metamórficos e gnaisses. A Serra do Mar é constituída basicamente por gnaisses, migmatitos e granitos, freqüentemente associados a rochas intrusivas relacionadas a ciclos metamórficos mais jovens. A planície costeira foi preenchida principalmente por sedimentos recentes como areias e lamas, e secundariamente por cascalhos e argilas (Figura 4.2) (MINEROPAR; UFPR, 2006).

Na área de estudo as rochas mais antigas são os gnaisses, foliados a bandados, leuco e mesocráticos de textura fina a média, do Complexo Cachoeira, com idades entre 2.800 a 2.000Ma. Ocorrem também migmatitos estromatíticos, augen-gnaisses e gnaisses graníticos, rochas meta-ultrabásicas, basitos, anfibolitos e quartzitos, do Complexo Gnáissico-Migmatítico, com idades que variam de 2.220 a 560Ma. As Suíte Álcali-granitos são denominadas pelos grandes maciços graníticos que recebem denominações regionais, Anhangava e Graciosa. Esses maciços caracterizam-se pela sua natureza alcalina, textura equigranular⁷ e pela isotropia⁸, em contraste com a pronunciada foliação dos gnaisses e migmatitos encaixantes, com os quais os contatos são normalmente realizados através de zonas de falha. A idade do Granito Graciosa foi datada em 594 ± 64 Ma e a do Granito Anhangava em 620 ± 20 Ma (MINEROPAR, 2002). Sedimentos recentes ocorrem em formas de: (i) depósitos de colúvio associados a depósitos de tálus⁹; (ii) marinhos de planície costeira, flúvio marinhos associados a manguezais e paleoestuarinos; e (iii) deposição fluvial em canais, barras e planícies de inundação (PARANÁ, 2003).

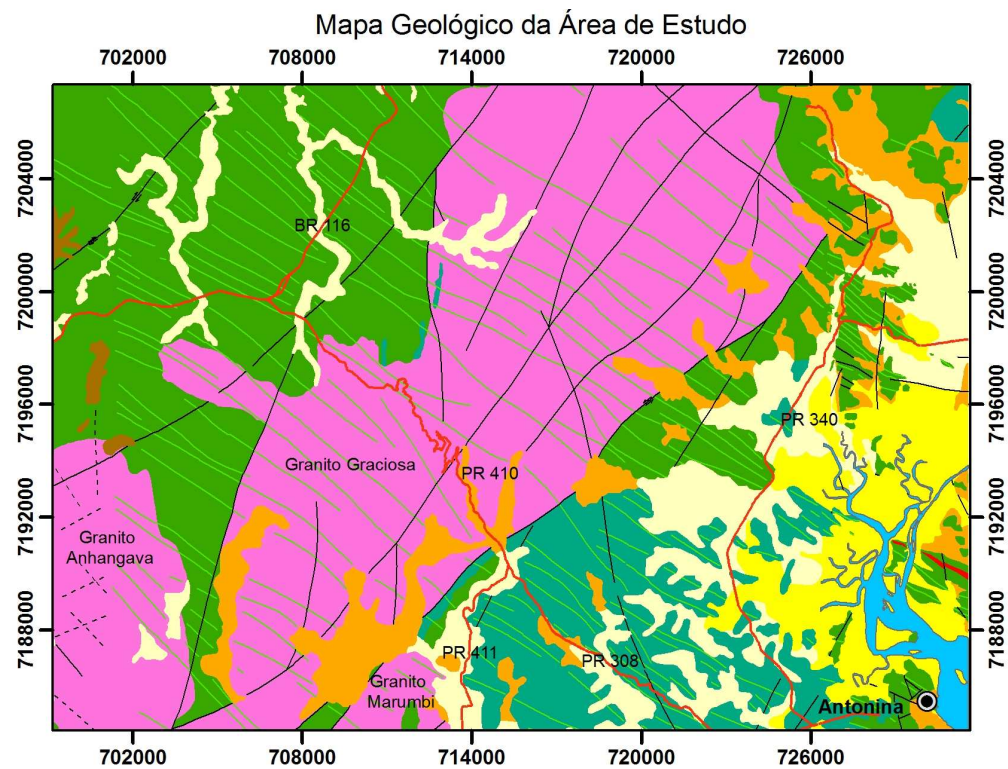
A análise estrutural para a região identificou um sistema de falhas de direção EW, NS, NW-SE e NE-SW (BAHNIUK *et al.*, 2002). Também foi identificado um sistema de fraturas associado a diques básicos de direção NW do período Mesozóico - Cretáceo Inferior, de aproximadamente 130Ma (FRANCO-MAGALHÃES *et al.*, 2010; BAHNIUK *et al.*, 2002). Segundo Souza *et al.* (2010) os diques podem ser divididos ainda em básicos toleíticos e básicos alcalinos, com predomínio do primeiro, além de serem encontrados alguns diques compostos.

⁷ Equigranular: os grãos têm o mesmo diâmetro.

⁸ Isotropia: os grãos têm uma distribuição homogênea.

Fonte: <http://www.cprm.gov.br/publique/cgi/cgilua.exe/sys/start.htm?infoid=1107&sid=129>. Acesso em 21/07/2010.

⁹ Depósito de tálus: Depósito constituído predominantemente de fragmentos rochosos grandes e angulosos originados da fragmentação de rochas situadas em zonas escarpadas com fortes declives. Fonte: <http://www.mineropar.pr.gov.br/modules/glossario/conteudo.php?conteudo=D>. Acesso em: 21/07/2010.



Legenda

QUATERNÁRIO - HOLOCENO

Sedimentos Recentes

- Sedimentos de deposição fluvial (aluviões), com areias, siltes, argilas e cascalhos, depositados em canais, barras e planícies de inundação.

Sedimentos Recentes

- Sedimentos marinhos de planície costeira, flúvio marinhos associados à manguezais e paleoestuarinos.

Sedimentos Recentes

- Depósitos de colúvio e talus. Argila, silte e areia, seixos e blocos.

QUATERNÁRIO - PLEISTOCENO

Formação Guabirotuba

- Argilas, arcósios, areias e cascalhos.

MESOZÓICO/JURÁSSICO-CRETÁCEO

Intrusivas Básicas

- Diques básicos em geral, incluindo basaltos, diabásios, gabros e dioritos pórfiros, associadas a Formação Serra Geral.

PROTEROZÓICO SUPERIOR - CAMBIANO

Suíte Álcali-granitos

- Granito Anhangava, Graciosa e Marumbi

ARQUEANO - PROTEROZÓICO INFERIOR

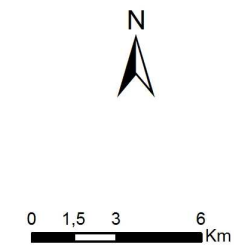
Complexo Gnáissico- Migmatítico

- Migmatitos estromatíticos, augen-gnaisses, gnaisses graníticos e fitados, rochas meta-ultrabásicas, metabasitos, anfíbolitos e quartzitos.

ARQUEANO - PROTEROZÓICO INFERIOR

Complexo Cachoeira

- Gnáisses, foliados a bandados, leuco e mesocráticos e de textura fina a média



Represa, rio, oceano

Dique básico

Falhas

Fraturas

Estradas

Sede municipal

Projeção UTM - Datum SAD 69 - Fuso 22S. Fonte: PARANÁ. Secretaria de Estado do Meio Ambiente e Recursos Hídricos. Programa Floresta Atlântica. Mapeamento geológico da região de ocorrência da Floresta Atlântica no Paraná. Curitiba: SEMA / MINEROPAR. 2003. CD-ROM. Escala 1:50.000. Elaboração: Breno Ribeiro Marent

Figura 4.2 - Mapa geológico da área de estudo.

2.2 Clima

De acordo com a classificação de Strahler o clima da região se enquadra como Subtropical Úmido, recebendo a atuação da Massa Tropical Atlântica (MTA) e Massa Polar Atlântica (MPA). A precipitação é abundante durante todo ano com a maior concentração ocorrendo no verão, pois neste período a atuação da MTA é mais expressiva. No inverno as chuvas também são frequentes, porém, influenciadas pela MPA que gera baixas temperaturas. No verão as temperaturas médias ficam em torno de 16,1-18°C (mínimas) e 26,1-28°C (máximas), enquanto que no inverno 10-12°C (mínimas) e 20-22°C (máximas), podendo chegar a valores inferiores a 10°C nas maiores elevações da Serra do Mar (MENDONÇA; DANNI-OLIVEIRA, 2007). Segundo a classificação de Koppen a área de estudo possui dois tipos climáticos: o Cfa e Cfb (IPARDES, 1991; IAPAR, 2000; ITCG – Mapa de Clima, 2008). Na área de estudo o tipo Cfa – subtropical - predomina nas vertentes voltadas para o oceano e o tipo Cfb – temperado - para o continente.

A Serra do Mar constitui uma barreira natural para os ventos regulares que sopram de SE vindos do oceano. A umidade desses ventos se condensa nas vertentes da Serra, formando uma camada de estratos a 1.000 e 1.200m de altitude. Devido a estas características de altitude do relevo ocorrem chuvas orográficas por toda a extensão da Serra. A força dos ventos alísios de SE faz com que as chuvas orográficas ultrapassem a Serra e alcancem o Primeiro Planalto. No entanto, a influencia dos obstáculos orográficos faz com que a precipitação se distribua de maneira diferenciada (MAACK, 1968). O município de Morretes ao sopé da Serra, a 50m acima do nível do mar, tem uma precipitação anual média em torno de 1.935,20mm. Na Serra do Marumbi, nome local da Serra do Mar, a 680m acima do nível do mar, registra-se uma precipitação anual média de 3.601,60mm. Enquanto o município de Pinhais localizado do outro lado da Serra, dentro do Primeiro Planalto a 900m acima do nível do mar, possui uma precipitação anual média de 1.426,30mm (PACIÊNCIA, 2008).

2.3 Solos

De acordo com Santos *et al.* (2008) e ITGC – Mapa de Solos (2008), os solos que predominam na Serra do Mar encontram-se pouco desenvolvidos e podem ser subdivididos

de acordo com a declividade em que ocorrem. Eles apresentam a seguinte divisão (SANTOS *et al.* 2008):

- declividades < 12%: Gleissolo Háptico, Cambissolo Flúvico e associação de Gleissolo Háptico com Cambissolo Flúvico;
- declividades entre 12 e 30%: Cambissolos Hápticos, associação de Cambissolos Hápticos com Argissolos Vermelho-Amarelo e associação de Cambissolos Hápticos com Latossolos Vermelho-Amarelo;
- declividades entre 30% e 47%: associação de Cambissolos Hápticos com Neossolos Litólicos;
- declividades > 47%: associação de afloramentos rochosos com Neossolos Litólicos.

Vale ressaltar que nas áreas mais elevadas da Serra ocorrem Organossolos Fólicos. Eles se apresentam em ambientes de baixa declividade, baixa temperatura, alta umidade e presença permanente de neblina, o que favorece a redução da atividade biológica pelo acúmulo de material orgânico (SANTOS *et al.* 2008).

Nas áreas de planalto ocorrem os Cambissolos Hápticos e associação de Cambissolos Hápticos com Latossolos Vermelho-Amarelo. Nas planícies aluviais predominam os Gleissolos Tiomórficos, Gleissolos Hápticos, Cambissolos Flúvicos, associação de Gleissolos Hápticos com Neossolos Flúvicos e associação de Gleissolos Hápticos com Cambissolos Flúvicos.

2.4 Vegetação

A distribuição da vegetação no Estado do Paraná obedece a localização das regiões climáticas, ou seja, o clima determina a vegetação local (MAACK, 1968). A vegetação que predomina na Serra do Mar é a Mata Atlântica (ITCG – Mapa Fitogeográfico, 2009). Esta Floresta Pluvial Tropical também é conhecida como Floresta Ombrófila Densa. Segundo Veloso *et al.* (1991) este tipo de vegetação é diretamente influenciado pela alta precipitação, constante durante quase o ano todo. A Floresta Ombrófila Densa pode ser subdivida em cinco subunidades:

- Floresta Ombrófila Densa Aluvial: são matas ciliares (formações ribeirinhas) que ocorrem ao longo dos cursos d'água ocupando antigos terraços das planícies quaternárias. Esta formação florestal não varia com a mudança de altitude.
- Floresta Ombrófila Densa das Terras Baixas: ocupa a planície costeira formada pelo assoreamento devido a erosão existente na Serra. Formam terraços quaternários situados um pouco acima do nível do mar. Sua faixa de ocorrência varia de 5 a 30m acima do nível do mar.
- Floresta Ombrófila Densa Submontana: ocupa as encostas das Serra do Mar, dos 30 aos 400m acima do nível do mar. São formações florestais de grande porte que ocupam solos medianamente profundos.
- Floresta Ombrófila Densa de Montana: Ocorre no alto da Serra, dos 400 aos 1.000m acima do nível do mar, apresentando um dossel de cerca de 20m de altura. Próximo ao topo da Serra seus solos são poucos espessos ou litólicos o que limita o crescimento das árvores.
- Floresta Ombrófila Densa de Alto-Montana: situa-se acima dos 1.000m no alto da Serra em solos litólicos. Nesta formação florestal em áreas deprimidas no alto da Serra ocorrem acumulações turfosas.

Arbustos raquíticos, pteridófitas, bambus e campos limpos também ocorrem nas porções mais elevadas do relevo. Nas áreas deprimidas no alto da Serra existem pântanos de declive saturados de água, como na Serra do Marumbi e no Pico do Paraná (MAACK, 1968).

Na área de estudo a Floresta Ombrófila Mista, mais conhecida como Mata de Araucária, aparece em forma de refúgios na porção voltada para o continente (VELOSO *et al.* 1991). Nela, ocorrem as subunidades:

- Floresta Ombrófila Mista Montana: ocorre dos 400 aos 1.000m de altitude.
- Floresta Ombrófila Mista Alto-Montana: situa-se a mais de 1.000m de altitude.

2.5 Geomorfologia

A Serra do Mar é uma grande escarpa que marca o registro do evento de separação entre África e América do Sul e a formação do Oceano Atlântico Sul. Possui diversidade

litológica associada aos padrões estruturais e ciclos erosivos que permitiu dentro da área de estudo uma configuração classificada em quatro subunidades geomorfológicas: (i) Morros Isolados Costeiros; (ii) Rampas de Pré-Serra e Serras Isoladas; (iii) Serra do Mar Paranaense e; (iv) Blocos Soerguidos da Serra do Mar (Figura 4.3) (MINEROPAR; UFPR, 2006).

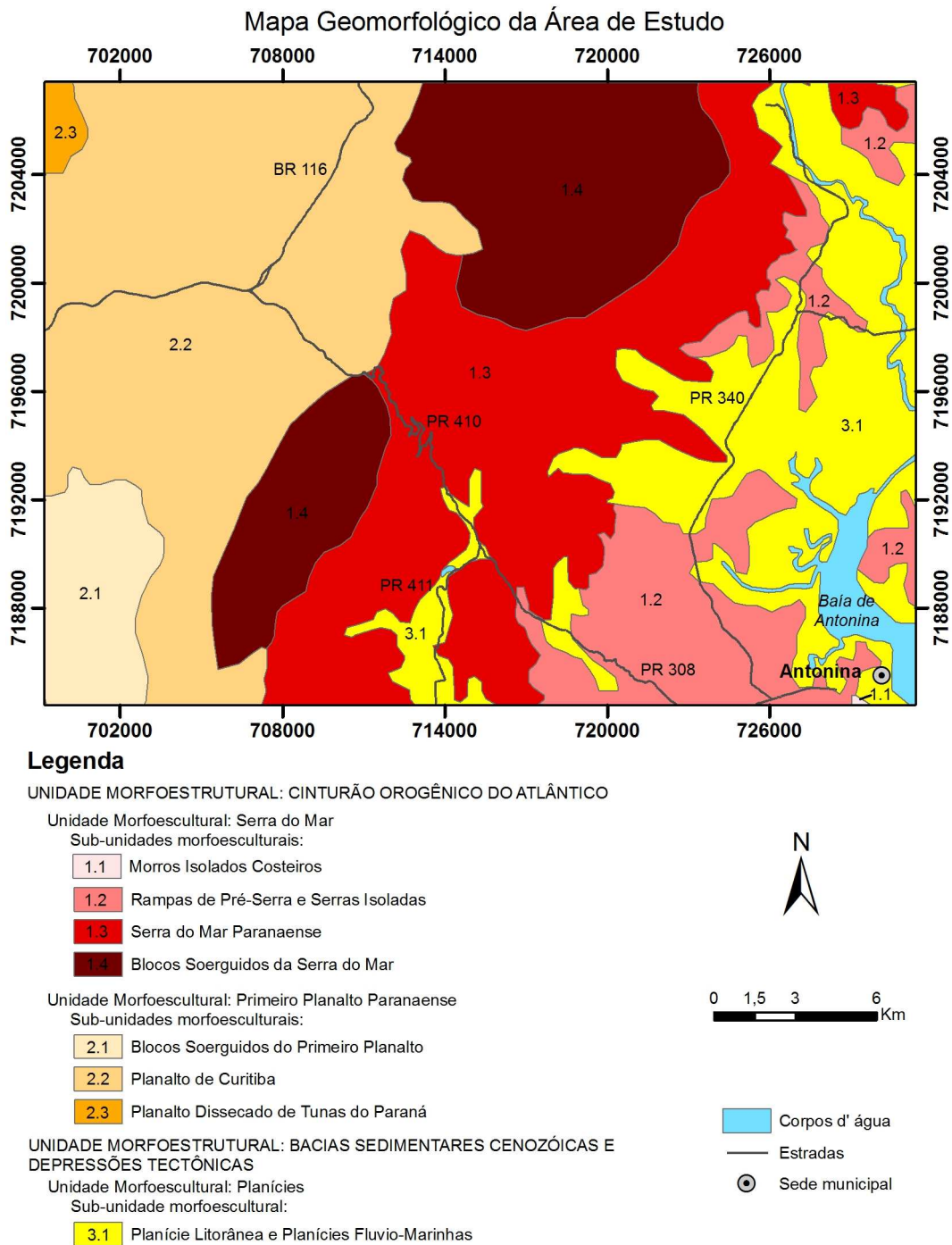


Figura 4.3 - Mapa geomorfológico da área de estudo.

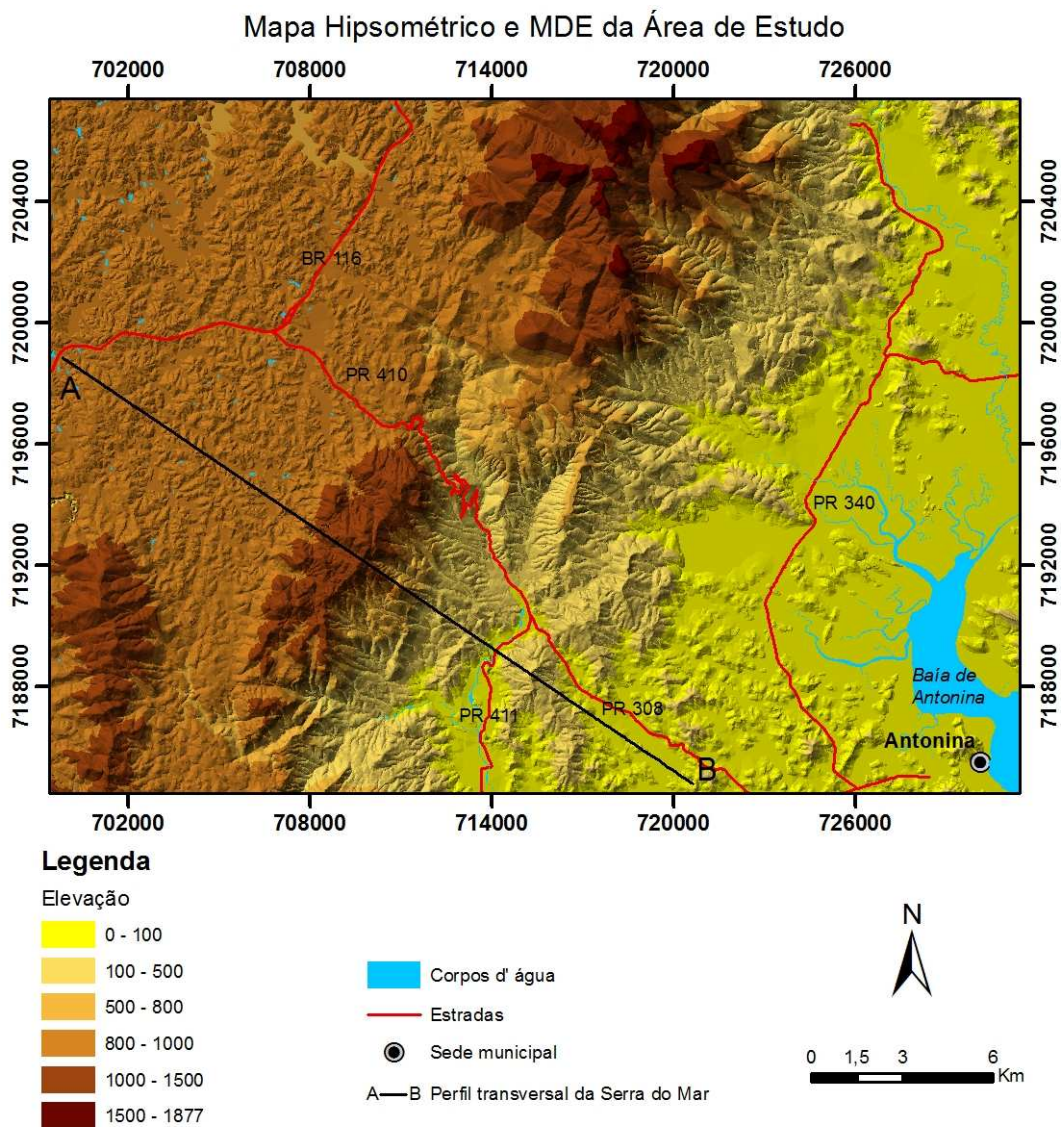
As vertentes da Serra são longas e côncavas (IPARDES, 1991) com vales em V fechados e encaixados, nas quais a dissecação tende a ser alta ou muito alta (MINEROPAR; UFPR, 2006). De acordo com análises das estruturas e relevo, a Serra do Mar é resultado de uma erosão diferencial regressiva que se adaptou a diversidade de estruturas geológicas e resistência diferenciada das rochas e da morfotectônica¹⁰ ocorrida do Paleoceno ao Mioceno (ALMEIDA; CARNEIRO, 1998). Seu escarpamento é acentuado tanto em relação ao Primeiro Planalto quanto em relação à planície litorânea, sendo, entretanto, mais elevado no lado oceânico do que no lado continental (Figura 4.4) (IPARDES, 1991). Atualmente, suas vertentes são submetidas a erosão acelerada em grande parte pelo alto índice pluviométrico que atinge a região provocando intensos movimentos de massa ao longo das superfícies planas e inclinadas (IPARDES, 1991; ALMEIDA; CARNEIRO, 1998).



Figura 4.4 – Vista da Baía de Antonina para a vertente oceânica da Serra do Mar (A). Vista do Primeiro Planalto para a vertente continental da Serra do Mar (B).

¹⁰ Morfotectônica: termo utilizado quando a elaboração das formas ou paisagens se processa sob o controle tectônico ativo. A análise morfotectônica é entendida também como um processo para compreender a atividade neotectônica a partir das formas e feições por ela controladas (SAADI, 1991 - p.37).

A Serra do Mar não representa apenas um degrau entre o litoral e o Primeiro Planalto (Figura 4.5 e 4.6), mas constitui uma serra marginal típica se elevando acima do Primeiro Planalto. É dividida em diversos maciços que recebem denominações regionais (MAACK, 1968). Entre eles, destacam-se: (i) a Serra da Graciosa, com pontos mais elevados no Pico do Sete a 1.432m e o Pico da Mãe Catira a 1.507m; (ii) a Serra do Marumbi, com o pico a 1.539m (PACIÊNCIA, 2008) e; (iii) a Serra dos Órgãos, com o Pico Paraná a 1.877m, sendo ponto mais elevado de todo o Estado (MINISTÉRIO DA DEFESA, 2003).



Projeção UTM - Datum SAD 69 - Fuso 22S. Fonte: Cartas Ministério da Defesa, 2842-2 SE, 2842-4 NE, 2842-4 SE, 2843-1 SO, 2843-1 SE, 2843-2 SO, 2843-3 NO, 2843-3 SO, 2843-3 NE, 2843-3 SE, 2843-4 NO e 2843-4 SO. Escala 1:25.000, 2003. Elaboração: Breno Ribeiro Marent

Figura 4.5 - Mapa hipsométrico e MDE da área de estudo.

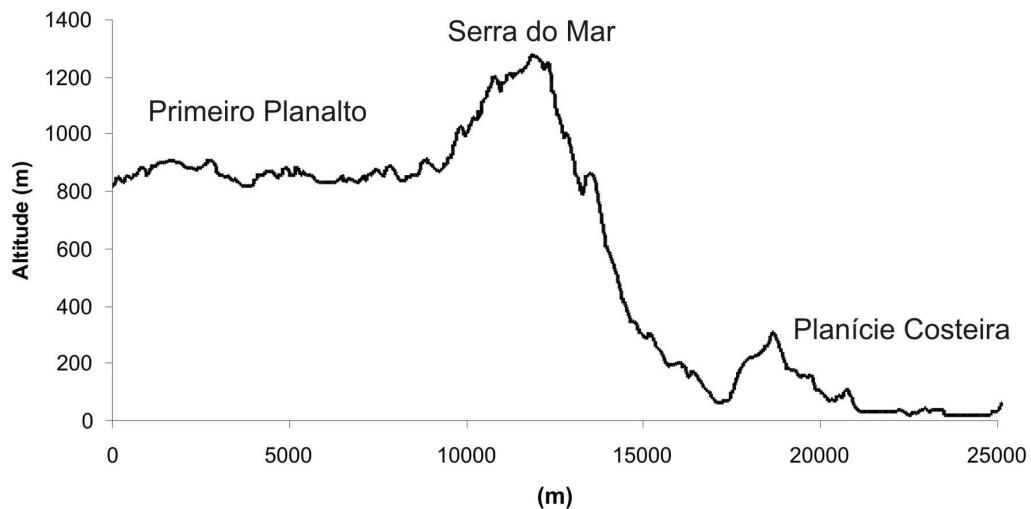


Figura 4.6 - Perfil transversal da região da Serra do Mar. Exagero vertical de 08 vezes.

A drenagem se apresenta encaixada em vales profundos, exibindo o padrão dendrítico, dentrítico sub-paralelo, paralelo, retangular (IPARDES, 1991) e freqüentemente o padrão treliça, com trechos retilíneos e ângulos agudos indicando as influências estruturais relacionadas a falhas, fraturas e contatos litológicos (MINEROPAR; UFPR, 2006). Em algumas áreas marginais da Serra é possível constatar a captura de cursos fluviais do Primeiro Planalto pelos rios das encostas da Serra do Mar que seguem em direção ao litoral. Segundo Maack (1968), essas capturas fluviais foram facilitadas pelo controle estrutural de falhas. A proximidade com o nível de base, o oceano, confere aos cursos fluviais voltados a leste um maior poder de erosão, entalhando profundamente a escarpa oriental da Serra do Mar, no Estado do Paraná. (MAACK, 1968).

5 ISÓTOPO COSMOGÊNICO ^{10}Be

A partir de fins da década de oitenta, os avanços tecnológicos e um maior entendimento da dinâmica natural da produção dos isótopos cosmogênicos permitiram um rápido crescimento da aplicação desta ferramenta na geomorfologia. Tal crescimento foi ainda mais intenso após a virada do milênio. Isto aconteceu pela capacidade de encontrar soluções geocronológicas antes não possíveis, tanto em termos de períodos de tempo abordados como de variedade de minerais possíveis de serem usados (COCKBURN; SUMMERFIELD, 2004).

5.1 Isótopos

Isótopos são elementos com um mesmo número atômico, mas com diferentes números de massa. A grande maioria dos isótopos é estável, mas alguns deles são instáveis. Isótopos instáveis (radioativos) desintegram-se ou decaem (decaimento radioativo) através de uma reação espontânea em que o núcleo do átomo instável se torna estável. O elemento com núcleo instável é conhecido como elemento pai (nuclídeo pai) que vai desintegrando-se até se transformar em elemento filho (nuclídeo filho), um elemento com núcleo estável (FAIRCHILD *et al.*, 2003); (PRESS *et al.*, 2006). Este processo de decaimento radioativo permite uma datação isotópica ou absoluta, que mensura: (i) o número de anos que se passaram desde que uma rocha se formou (PRESS *et al.*, 2006) e; (ii) a intensidade dos processos geomorfológicos que uma superfície esteve submetida (SALGADO, 2008). A taxa de decaimento radioativo é expressa pelo conceito de meia-vida, que significa o tempo decorrido para que metade do número inicial de átomos instáveis se transforme (desintegre) em átomos estáveis. Assim, após uma meia-vida a metade da massa original de elementos pai se transforma em elementos filho (Figura 5.1) (FAIRCHILD *et al.*, 2003). Contando o número de elementos pai que restaram com o número de elementos filhos que foram formados e conhecendo a taxa de decaimento radioativo (meia-vida) é possível calcular o tempo decorrido (PRESS *et al.*, 2006). Portanto, a datação por isótopos se baseia na razão entre isótopo instável de um elemento e estável de um novo elemento.

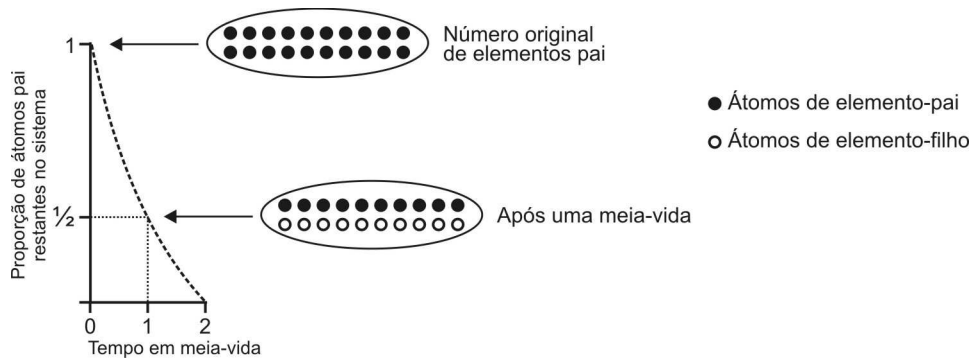


Figura 5.1 - Curva de decaimento radioativo em que cada unidade de tempo equivale a uma meia-vida, que representa o tempo necessário para que a metade dos átomos do elemento pai se transforme em átomos do elemento filho.

Fonte: adaptado de Fairchild et. al. (2003).

5.1 Isótopos cosmogênicos

Os isótopos cosmogênicos são formados pela interação da radiação cósmica e os elementos químicos presentes na atmosfera e materiais localizados nos metros mais superficiais da crosta terrestre (LAL, 1991). Eles são produzidos por reações nucleares induzidas, diretamente ou indiretamente por partículas de raios cósmicos (incluindo partículas solares) (SIAME *et al.*, 2000).

Os raios cósmicos são raios de alta energia que incidem sobre a Terra de todas as direções. O termo "raios cósmicos" geralmente se refere aos raios cósmicos galácticos, que são originários de fontes de fora do sistema solar. No entanto, este termo também é utilizado às vezes para incluir eventos energéticos do Sol (raios cósmicos solares). Os raios cósmicos solares têm energias muito menores do que os raios cósmicos galácticos e não contribuem significativamente para a produção de isótopos cosmogênicos na superfície da Terra. O entendimento até o momento é de que a maioria dos raios cósmicos galácticos têm origem a partir de explosões de supernovas, que ocorrem aproximadamente a cada 50 anos em nossa galáxia (DUNAI, 2010).

Estes raios cósmicos penetram mais facilmente na atmosfera quanto mais próximos estão dos pólos, pois nestas regiões suas partículas viajam paralelas as linhas do campo magnético, enquanto que na região do Equador viajam perpendicularmente, penetrando com menos intensidade (DUNAI, 2010). A radiação que atinge a parte superior da atmosfera terrestre são raios cósmicos primários, em grande parte compostos por partículas

α e prótons. Ao entrar na atmosfera da Terra estes raios cósmicos primários interagem com elementos da atmosfera (^{14}N e ^{16}O) e produzem raios cósmicos secundários, como nêutrons e muons¹¹. Da interação destas partículas primárias (partículas α e prótons) e secundárias (nêutrons e múons) de raios cósmicos surgem os isótopos cosmogênicos. A maior parte da energia dos raios cósmicos é dissipada dentro da atmosfera, reduzindo sua intensidade do topo da atmosfera em direção ao nível do mar. Estes mesmos raios cósmicos que interagem com a atmosfera interagem também com elementos constituintes da crosta terrestre (^{16}O , ^{27}Al , ^{28}Si , e ^{56}Fe) produzindo uma pequena quantidade do isótopo ^{10}Be (SIAME *et al.*, 2000; DUNAI, 2010).

As concentrações de ^{10}Be podem ser retidas tanto em minerais de quartzo quanto em olivinas (COCKBURN; SUMMERFIELD, 2004). No entanto, em termos de utilização geocronológica, o quartzo é o mineral mais indicado em virtude da sua integridade que minimiza a contaminação e difusão do ^{10}Be produzido *in situ* pelo ^{10}Be atmosférico transportado pela precipitação. Além disso, pode ser encontrado em uma grande variedade de ambientes na crosta terrestre (NISHIIZUMI *et al.*, 1986).

5.2 Aplicações do ^{10}Be

Segundo Lal (1991) a primeira aplicação do isótopo ^{10}Be *in situ* para os estudos de erosão das superfícies rochosas expostas foi feita por Nishiizumi *et al.* (1986), apesar deste isótopo já ter sido detectado anteriormente. Nishiizumi *et al.* (1986) identificou que a concentração do isótopo cosmogênico ^{10}Be permitiria a quantificação da taxa de erosão de uma superfície ao longo dos últimos 1,5Ma (meia-vida do ^{10}Be), bem como a mensuração de outros processos no mesmo período de tempo. Posteriormente, este valor foi recalculado para 1,36Ma (DUNAI, 2010).

O método do ^{10}Be foi utilizado na geomorfologia em diversas partes do mundo abrangendo uma série de objetivos que vão desde, entre outros, mensurar as perdas erosivas em superfícies (solo e rocha) em Porto Rico, taxas de desnudação em sedimentos fluviais (também em Porto Rico) (BROWN *et al.*, 1995) e até no estudo do desenvolvimento de

¹¹ Múon pode ser considerado como o irmão mais pesado do elétron (206,7 vezes mais pesado) (DUNAI, 2010).

crostas lateríticas em Camarões e Gabão na África (BRAUCHER *et al.*, 2000). No Brasil, o ^{10}Be foi utilizado no estudo da origem e desenvolvimento de *stone-lines* em Salvador, Mato Grosso (BRAUCHER *et al.*, 1998) e no Distrito Federal (BRAUCHER *et al.*, 2004). Em Minas Gerais, Salgado *et al.* (2006, 2007a e 2008) foi quem aplicou este método no Quadrilátero Ferrífero, constatando que o relevo regional é fruto da erosão diferencial. Salgado *et al.* (2007b) também aplicaram o método no Quadrilátero Ferrífero no estudo da evolução do escarpamento regional. No nordeste do Brasil, na Província da Borborema Oriental, Morais Neto *et al.* (2010) identificaram taxas mais elevadas de erosão em escarpas ativas em relação a áreas distantes destas escarpas. No Planalto da Borborema Ocidental, Morais Neto *et al.* (2010b) constataram a erosão diferencial na região e uma erosão mais intensa próximo as escarpas.

5.3 Cálculo das taxas de erosão e desnudação

A concentração do ^{10}Be aumenta com o tempo até alcançar um estado estacionário com um equilíbrio entre produção e a perda pela erosão (Figura 5.2) (LAL, 1991); (SIAME *et al.*, 2000). Esta concentração varia em função da altitude, latitude, sombreamento do relevo, profundidade na qual a amostra foi coletada e da densidade da rocha subjacente. O conhecimento das taxas de produção do ^{10}Be somado a estas cinco variáveis permite o conhecimento da história erosiva de uma superfície (LAL, 1991; BROWN *et al.*, 1995; DUNAI, 2010).

O ^{10}Be produzido nos primeiros metros da superfície é consequência do tempo de exposição desta superfície aos raios cósmicos e sua mensuração permite estimar as taxas erosivas a que ela esteve submetida em um intervalo de tempo de até 1,36 milhões de anos. Porém, na crosta terrestre a produção do ^{10}Be decresce exponencialmente com a profundidade (Figura 5.3) (LAL, 1991; SIAME *et al.*, 2000). Isto ocorre em virtude de uma forte atenuação do fluxo que os raios cósmicos sofrem ao penetrar na atmosfera e nos primeiros metros da litosfera (COCKBURN; SUMMERFIELD, 2004). É importante salientar que 1,36Ma é considerado o tempo para uma taxa de erosão de 0m/Ma (Figura 5.2). Quanto maior a taxa de erosão menor será a concentração de ^{10}Be e o tempo de exposição a que a superfície esteve submetida, uma vez que o mineral passou menos tempo

sobre a influência da radiação cósmica. Assim, quanto mais lentamente o mineral (quartzo) chegar a superfície maior será produção de ^{10}Be e menor a taxa média de erosão.

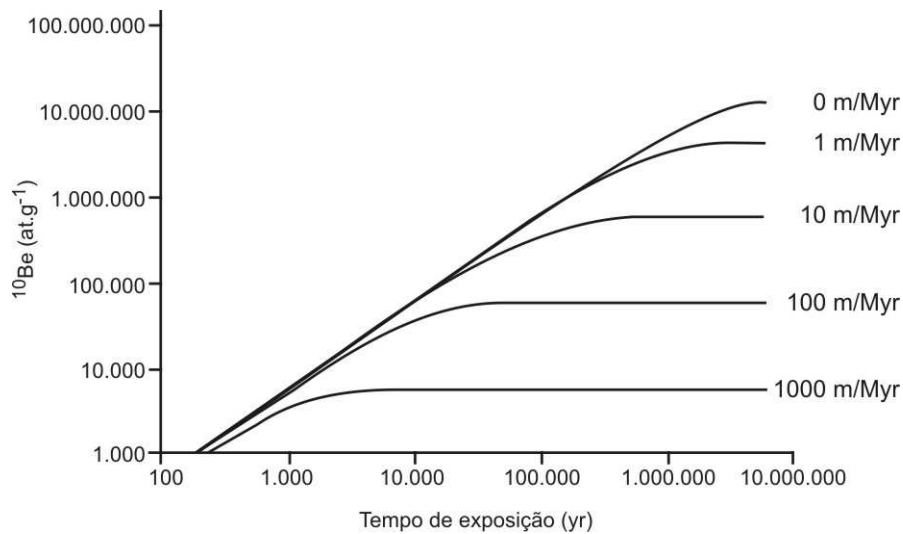


Figura 5.2 - Evolução teórica da concentração do ^{10}Be em função do tempo e das taxas de erosão.
Fonte: Braucher *et al.* (2000).

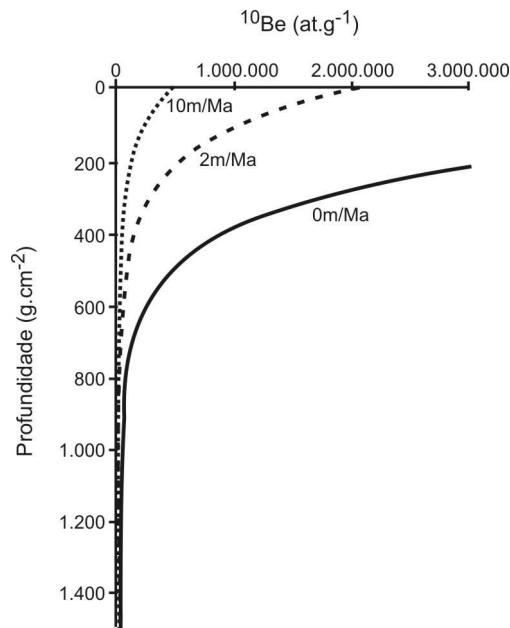


Figura 5.3 - Evolução teórica da concentração do ^{10}Be com a profundidade para três diferentes taxas de erosão (da esquerda para a direita 10, 2 e 0 m Ma^{-1}).
Fonte: Braucher *et al.* (2000).

Um fato importante a ressaltar é que a bioturbação pode alterar a concentração de ^{10}Be ao longo de um perfil de solo (BRAUCHER *et al.*, 2000), o que faz com que veios de quartzo

e rochas sejam amostras mais confiáveis do que as amostras de solo (SALGADO, 2006). Segundo Salgado (2006; 2008) as taxas de erosão em superfícies (veios de quartzo, solos e rochas) são pontuais, podendo ou não ter uma representatividade regional. Para que tenham representatividade regional a superfície deve ser plana ou aplainada. Neste contexto, como as taxas de erosão e de ^{10}Be variam com a declividade, diferenças nas taxas de erosão em uma vertente (alta, média e baixa) em um mesmo tipo de rocha permitem averiguar se a mesma está sendo aplainada ou dissecada. Em amostras de superfície também se deve tomar o cuidado para não amostrar pontos recém cobertos por colúvios, pois isto alteraria a concentração de ^{10}Be .

Devido a sua característica de meia-vida de 1,36Ma o ^{10}Be também permite estimar a desnudação de bacias hidrográficas durante este intervalo de tempo (BROWN *et al.*, 1995). Segundo Blanckenburg (2006) o método permite a mensuração da desnudação total, que significa a remoção física e química do solo ou rochas da superfície, uma vez que compreende os processos de alteração. Os isótopos cosmogênicos já foram aplicados com sucesso desde pequenas ($0,2 \text{ km}^2$) até grandes bacias hidrográficas (35.000 km^2) (Kirchner *et al.*, 2001). Diferentemente das taxas de erosão em que cada amostra mensura um único ponto, nas taxas de desnudação, desde que sejam coletados sedimentos fluviais na fração areia, uma amostra mensura uma bacia inteira (Figura 5.4). Para Brown *et al.* (1995) os sedimentos coletados em um ponto de um curso fluvial representam as taxas dos diversos processos erosivos a montante deste. Segundo Blanckenburg (2006), o trabalho experimental de Granger *et al.* (1996) solucionou a questão da eficiência da mistura dos sedimentos dos tributários de um curso fluvial, constatando que os processos de transporte fluvial e encostas homogeneizam os sedimentos a jusante. Matmon *et al.* (2003) também constatou em seu estudo, através da mensuração do ^{10}Be , que os sedimentos dos afluentes são rapidamente e bem misturados à jusante da confluência. Portanto, uma única amostra de sedimentos fluviais - areia ($\pm 90\text{g}$) - é suficiente para representar a média desnudacional de toda a bacia nos últimos 1,36Ma. Como uma amostra de areia ($\pm 90\text{g}$) contém milhares de grãos de quartzo, considera-se que cada grão veio de uma parte diferente da bacia hidrográfica (Figura 5.4), uma vez que o curso fluvial misturou estes grãos. Segundo Salgado (2006), os sedimentos fluviais permanecem sob influência da radiação cósmica ao longo de toda a bacia. Assim, na mensuração das taxas de desnudação considera-se que os sedimentos fluviais estiveram sob atuação da radiação cósmica durante o processo de intemperismo, erosão e transporte.

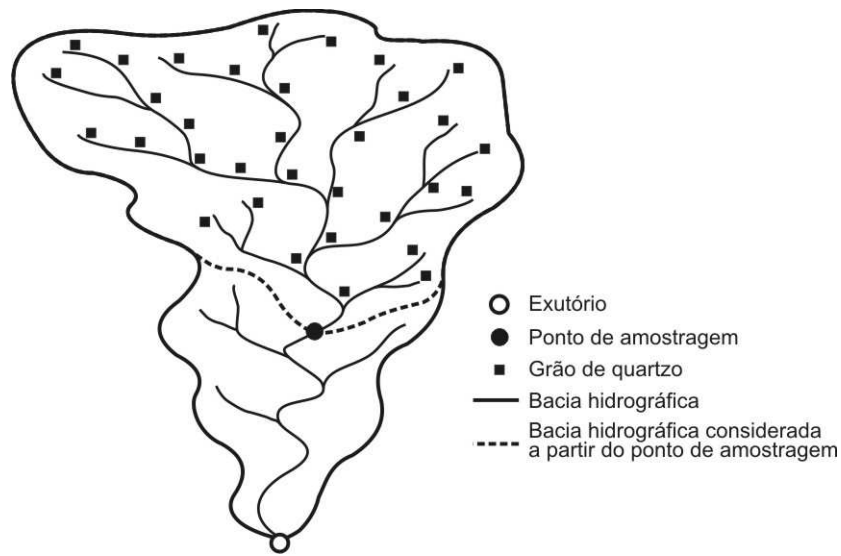


Figura 5.4 - Exemplo da amostragem do ^{10}Be em sedimentos fluviais.

Uma questão importante que foi levantada primeiramente por Brown *et al.* (1995) é o efeito dos movimentos de massa sobre as taxas de desnudação, após seus resultados chegarem à conclusão que a concentração de ^{10}Be teria poucas chances de sofrer alterações pela ocorrência destes processos. Kirchner *et al.* (2001) chegou à mesma conclusão após trabalhar com os isótopos cosmogênicos nas Montanhas Rochosas – EUA. O ^{10}Be apresentou taxas muito consistentes com o traço de fissão de apatita, sendo, entretanto 17 (dezessete) vezes maiores que as taxas atuais. Portanto, sua suposição é que ao contrário dos métodos de curto-prazo, os isótopos cosmogênicos seriam capazes de fornecer as taxas médias de longo-prazo que refletiriam os grandes e raros eventos. No contexto deste autor, estes raros eventos seriam improváveis de se repetirem nas medições ao longo de anos ou algumas poucas décadas. Niemi *et al.*, (2005), entretanto, elaborou uma simulação utilizando dados de ^{10}Be chegando à conclusão de que se movimentos de massa profundos ocorrerem em uma bacia as taxas de desnudação serão superestimadas. No entanto, se a bacia tiver um tamanho grande o suficiente para a mistura dos sedimentos a amostragem representará média dos processos que ocorrem dentro dela. Na simulação de Niemi *et al.*, (2005) esta escala de bacia se situou entre quarta e quinta ordem. A exceção para bacias de ordem menor seria quando apresentassem uma baixa taxa de desnudação, nas quais parecem ocorrer deslizamentos de terra de pequena magnitude e frequência, pois isto indicaria que não houve dificuldade na mistura dos sedimentos. Blanckenburg (2006) também sugeriu que o problema de áreas com chuvas intensas dominadas por movimentos

de massa podem ser resolvidos com a escolha de bacia de tamanho que represente todos os processos erosivos dentro dela, sem, no entanto, precisar uma área ou ordem de bacia. Binnie *et al.* (2010) sugeriram que movimentos de massa de grande magnitude e baixa frequência seriam incorporados a taxa de desnudação registrada.

Com relação às atividades antrópicas, Kirchner *et al.* (2001) colocam que as atividades humanas aumentam a taxa de erosão do dia-a-dia e podem contribuir um pouco para a produção média de sedimentos de longo-prazo. Outra questão que levantam é que em áreas de eventos catastróficos é difícil quantificar a magnitude e frequência do impacto humano. Através de um modelo numérico teórico Blanckenburg (2006) inferiu que o ^{10}Be é relativamente insensível a estas atividades antrópicas. Seu modelo se baseia em grandes eventos catastróficos de inundação e retirada de vegetação. Para ele o método é eficiente em fornecer uma taxa de desnudação natural de longo-termo, e esta taxa pode ser usada como referência para avaliação das taxas de curto-prazo que aceleram a erosão através da atividade antrópica.

Para o cálculo das taxas de erosão e desnudação, independente do tipo de amostra (rocha, solo, veio de quartzo ou sedimento fluvial), utiliza-se a equação (1) utilizada por Lal (1991), Siame *et al.* (2000), Braucher *et al.* (2004) e Salgado *et al.* (2006, 2007a e 2008):

$$C(x; t) = \frac{P_0 \cdot P_n}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_n} + \lambda} \cdot \exp\left(-\frac{x}{\Lambda_n}\right) + \frac{P_0 \cdot P_{\mu s}}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda} \cdot \exp\left(-\frac{x}{\Lambda_{\mu s}}\right) + \frac{P_0 \cdot P_{\mu f}}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda} \cdot \exp\left(-\frac{x}{\Lambda_{\mu f}}\right) \quad (1)$$

onde:

$C(x, t)$ correspondem a concentração de ^{10}Be (x) e tempo (t);

ε é a taxa de erosão ou desnudação;

P_0 é a taxa de produção;

P_n , $P_{\mu s}$ e $P_{\mu f}$ representam a produção total de nêutrons e muons rápidos e lentos (respectivamente em quartzo elas são 97.85, 1.5 e 0.65%);

Λ_n , $\Lambda_{\mu s}$ e $\Lambda_{\mu f}$ representam respectivamente a atenuação dos nêutrons ($\sim 150\text{g/cm}^2$) e muons rápidos ($\sim 1500\text{g/cm}^2$) e lentos ($\sim 5300\text{g/cm}^2$);

λ representa o decaimento radioativo constante.

5.4 Síntese

No âmbito da Geomorfologia a aplicação do ^{10}Be tem se mostrado como uma importante ferramenta para o estudo quantitativo dos mecanismos envolvendo a evolução da superfície da Terra (SIAME *et al.*, 2000), (BRAUCHER *et al.*, 2000). O ^{10}Be permite a mensuração da desnudação total, que significa a remoção física e química do solo ou rochas da superfície, uma vez que compreende os processos de alteração (BLANCKENBURG, 2006).

Diferentemente das taxas de erosão em que cada amostra mensura um único ponto, nas taxas de desnudação, desde que sejam coletados sedimentos fluviais na fração areia na calha do curso fluvial, uma amostra mensura uma bacia inteira. Os sedimentos coletados em um único ponto de um curso fluvial representam as taxas dos diversos processos erosivos a montante deste. O ^{10}Be pode ser utilizado com sucesso em diferentes escalas de bacias, sendo aplicado até o momento de 0,2 a 35.000 km². Em bacias hidrográficas seu estudo foi realizado desde desertos quentes e secos a regiões tropicais úmidas. Os estudos realizados até o momento identificaram a influência do clima como pouco significativa no estudo das taxas de longo-prazo, não interferindo nas taxas de desnudação média do ^{10}Be .

Com relação a locais onde ocorrem movimentos de massa freqüentes, apesar de não haver um consenso sobre sua influência nas taxas de desnudação a escolha cuidadosa das bacias pode evitar problemas na aferição dos resultados. A escolha de bacias acima de quarta ordem é um fator que pode ajudar em bacias com freqüentes movimentos de massa. Em bacias de ordem menor a seleção deve priorizar regiões com movimentos de massa de baixa magnitude e freqüência. Como também não existe um consenso sobre a influência da atividade antrópica deve-se escolher preferencialmente bacias de baixa atividade antrópica, a fim de evitar a obtenção de dados superestimados que não representem as taxas naturais.

Na última década, houve um crescimento significativo dos isótopos cosmogênicos em diversos problemas geomorfológicos. Segundo Cockburn e Summerfield (2004), diversos outros isótopos cosmogênicos têm sido identificados para aplicação na geomorfologia, no entanto os mais utilizados além do ^{10}Be são o ^3He (estável), ^{21}Ne (estável), ^{26}Al (730 mil

anos), ^{36}Cl (300 mil anos) e ^{14}C (5.730 anos). A técnica está agora desempenhando um papel importante na datação e quantificação das taxas de alteração da paisagem em escalas de tempo de milhares a vários milhões de anos.

6 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

A metodologia utilizada constou de: (i) revisão bibliográfica para embasamento deste trabalho e escolha das bacias estudadas; (ii) elaboração de base cartográfica para participação em trabalhos de campo e interpretação dos dados analisados; (iii) trabalhos de campo para reconhecimento da área estudada e coleta de sedimentos fluviais (fração areia) para análise da concentração isótopo cosmogênico ^{10}Be ; (iv) análises laboratoriais da concentração do ^{10}Be e; (v) cruzamento e interpretação dos dados analisados com base na revisão bibliográfica, trabalhos de campo, nas taxas desnudacionais obtidas através das análises de laboratório e nos elementos cartográficos.

6.1 Escolha da área de estudo e amostragem de sedimentos fluviais

A Serra do Mar foi escolhida como área de pesquisa por se constituir em um divisor de bacias, com a presença de um escarpamento com elevado gradiente topográfico no lado que drenam em direção ao oceano e um escarpamento de baixo gradiente na porção que drena em direção ao interior continental. Com base em pesquisa bibliográfica, estudos cartográficos e trabalhos de campo, foram escolhidas dez bacias hidrográficas (cinco nas vertentes continentais e cinco nas oceânicas) na região do entorno da Baía de Antonina-PR. Os critérios de escolha foram: (i) bacias de dimensão aproximada (km^2); (ii) trabalhar com pares de bacias (uma de cada lado da Serra do Mar) e; (iii) baixa interferência antrópica. A comparação entre as vertentes de alto e baixo gradiente se dá em virtude do objeto principal deste trabalho, que é investigar a evolução geomorfológica do escarpamento da Serra do Mar. A escolha por pares de bacias de dimensão aproximada se deve em função da comparação da desnudação de ambos os escarpamentos (continental e oceânico). A baixa interferência antrópica foi considerada como um critério importante, pois a mesma poderia alterar as taxas desnudacionais naturais, uma vez que ainda não existe um consenso sobre a sua interferência.

Os trabalhos de campo para reconhecimento da área de estudo, seleção das bacias e coleta das amostras de sedimentos fluviais (fração areia) foram realizados nos meses de abril e setembro de 2010. As taxas de desnudação média foram mensuradas através da concentração da produção do isótopo ^{10}Be , utilizando-se de análises laboratoriais somados

aos dados de altitude, latitude, profundidade e densidade da rocha. Para os valores de altitude, como, no caso de taxas de desnudação considera-se que cada grão de quartzo veio de uma parte da bacia, foi calculada a altitude média de cada bacia através do *software* Arcgis 9.3. Os valores de latitude foram obtidos através do GPS. O valor da profundidade a qual a amostra foi coletada é a de superfície. Como na área de estudo existem diversos tipos de rochas, graníticas e gnáissicas, foi utilizada neste trabalho uma densidade média de 2,70¹² para todas as amostras coletadas. Estas quatro variáveis (altitude, latitude, profundidade e densidade da rocha) foram inseridas na tabela Excel que contém a equação 1 para realização do cálculo das taxas de desnudação. A área da bacia foi considerada como toda a porção a montante do ponto de amostragem. As bacias selecionadas e seus pontos de amostragem são apresentados na Tabela 6.1 e nas Figuras 6.1 e 6.2.

$$C(x;t) = \frac{P_o \cdot P_n}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_n} + \lambda} \cdot \exp\left(-\frac{x}{\Lambda_n}\right) + \frac{P_o \cdot P_{\mu s}}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda} \cdot \exp\left(-\frac{x}{\Lambda_{\mu s}}\right) + \frac{P_o \cdot P_{\mu f}}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda} \cdot \exp\left(-\frac{x}{\Lambda_{\mu f}}\right) \quad (1)$$

Tabela 6.1 - Bacias amostradas com suas respectivas áreas e coordenadas dos pontos de amostragem

P	Bacia	Vertente	Latitude	Longitude	Área (Km ²)
C1	Corvo	Continental	710086	7196868	1,95
C2	Alto Taquari	Continental	708240	7195182	4,00
C3	Médio Taquari	Continental	707924	7199072	10,66
C4	Capivari Mirim	Continental	702932	7195175	27,64
C5	Bonito	Continental	710244	7204939	35,63
O1	Afluente do Mãe Catira	Oceânica	713851	7192948	2,09
O2	Afluente do São João	Oceânica	714842	7190973	3,88
O3	São João	Oceânica	714920	7191199	13,29
O4	Nunes	Oceânica	724178	7195194	29,28
O5	Cacatu	Oceânica	726314	7197376	29,78

P = ponto de amostragem; C = bacias que drenam em direção ao interior continental; O = bacias que drenam diretamente para o oceano.

¹² densidade média obtida em Thomas (1994), p. 58.

C1 - Corvo



O1 - Afluente do Mãe Catira



C2 - Alto Taquari



O2 - Afluente do São João



C3 - Médio Taquari



O3 - São João



C4 - Capivari Mirim



O4 - Nunes



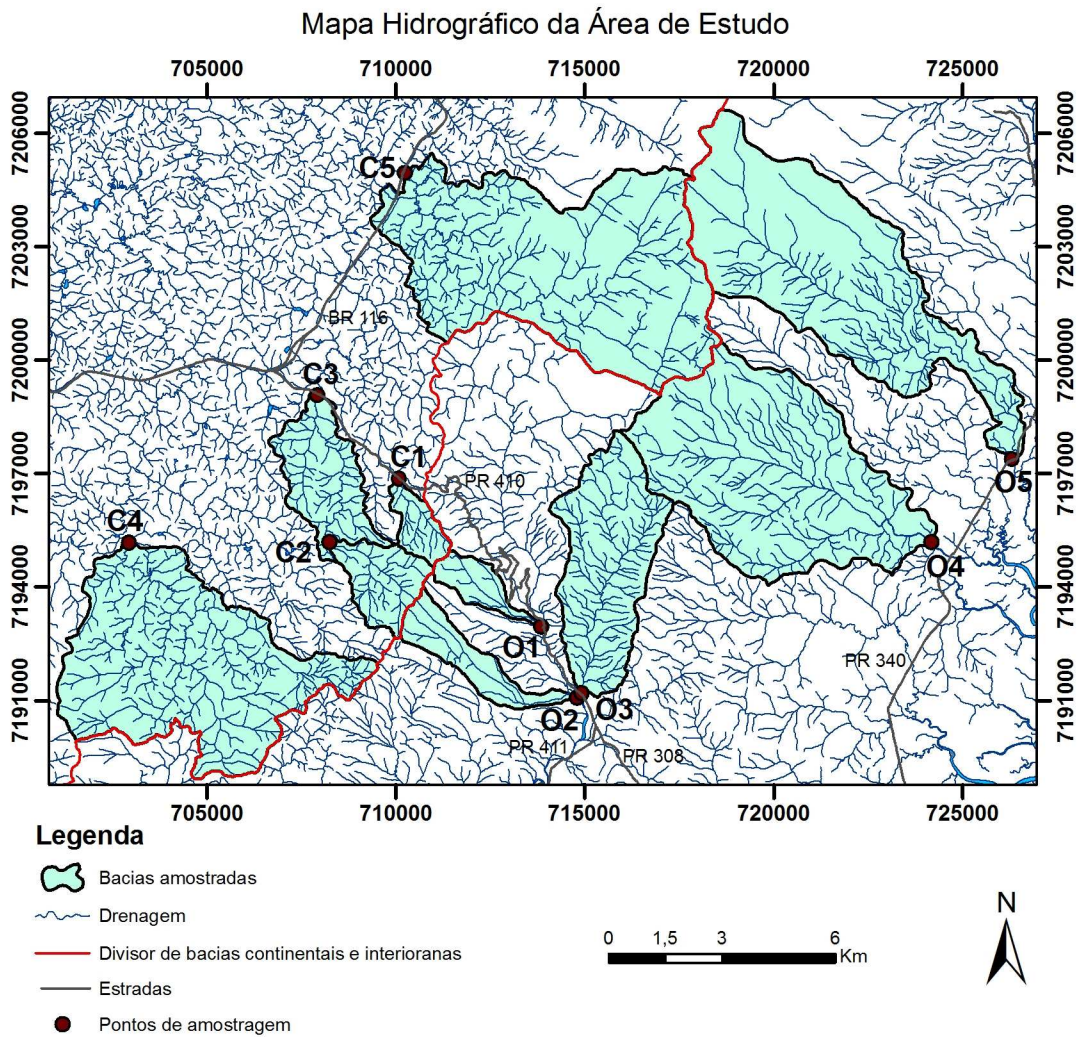
C5 - Bonito



O5 - Cacatu



Figura 6.1 – Pontos de amostragem nas bacias selecionadas.



Projeção UTM - Datum SAD 69 - Fuso 22S. Fonte: Cartas Ministério da Defesa, 2842-2 SE, 2842-4 NE, 2842-4 SE, 2843-1 SO, 2843-1 SE, 2843-2 SO, 2843-3 NO, 2843-3 SO, 2843-3 NE, 2843-3 SE, 2843-4 NO e 2843-4 SO. Escala 1:25.000, 2003. Elaboração: Breno Ribeiro Marent

Figura 6.2 - Mapa hidrográfico da área de estudo e bacias selecionadas.

6.2 Análise da concentração do isótopo cosmogênico ^{10}Be

A preparação laboratorial inicial das amostras se deu no Laboratório de Geomorfologia do Instituto de Geociências (IGC) da UFMG com a secagem e peneiramento dos grãos em peneira entre 1 e 0,25mm. Do material amostrado, cerca de 90g de cada coleta foi pesada e acondicionado em frascos plásticos tipo Nalgéne (250ml) boca estreita. A escolha pelo frasco tipo boca estreita se deu em virtude destes não apresentarem vazamentos, o que não ocorre com os frascos tipo boca larga. Nos frascos foi adicionada água de torneira e os mesmos foram agitados manualmente com posterior descarte da água. O processo se repetiu até que a água apresentasse uma coloração clara, indicando que a maior parte do silte e argila presente na amostras foram retiradas. Em seguida, com a água esgotada do

frasco foi adicionada uma solução composta de 50ml de ácido H_2SiF_6 e 90ml de HCl . A mistura foi colocada em agitador elétrico a 250rpm por 72 horas. O líquido foi em seguida descartado e o material do frasco lavado em água destilada duas vezes. Após esgotar o líquido do frasco, todo o procedimento de adição de ácido, agitador e lavagem das amostras com água destilada foi repetido por mais duas vezes. Na sequência, foi adicionada uma solução de 40ml de água destilada e 20ml de ácido HF 48% e colocada no agitador elétrico por 24 horas. A solução foi então descartada, lavada por mais duas vezes com água destilada e o processo repetido mais uma vez. Em seguida, a amostra foi colocada em filtro de papel para esgotamento da água e depois para secar em banho de areia a 130°C . Com o quartzo purificado e seco, as amostras foram pesadas e enviadas para a França, ao *Centre d'Enseignement et de Recherche en Géosciences de l'Environnement* (CEREGE).

A etapa seguinte foi realizada na França e seguiu-se a adição de 40ml de água purificada (milliQ) e 20ml de ácido HF 48% para descontaminação das amostras. Em seguida, as amostras foram lavadas com água purificada (milliQ) e secadas em estufa. A amostra foi então pesada em balança eletrônica e foram adicionados cerca de $300\mu\text{l}$ de ^9Be estável. Isto foi feito em razão de que o ^{10}Be presente no interior das amostras é mensurado em relação à quantidade de ^9Be previamente adicionado. O quartzo purificado no qual foi adicionado o ^9Be foi então completamente dissolvido graças à adição de um volume entre 50 e 100ml de ácido HF puro. Na sequência, o ácido HF foi substituído pelo HNO_3 através de evaporação em um béquer de teflon. A solução original, rica em HF , foi evaporada até perder cerca de 50% de seu volume. Neste momento, o volume perdido foi substituído por uma solução de 50% de água purificada (milliQ) e 50% de ácido HNO_3 . O processo de evaporação continuou até que quase toda a solução tenha sido evaporada. Após isto, cerca de 20ml de uma solução 50% de água purificada (milliQ) e 50% de ácido HNO_3 foi adicionada. Esta operação se repetiu por mais duas vezes. Ao final da terceira quando não restou mais de 2 ou 3ml de solução dentro do béquer, o conteúdo foi depositado em um frasco Nalgene, conjuntamente com alguns ml de água purificada (milliQ) utilizados para lavar o béquer.

A extração do ^{10}Be na forma de BeO começou pela adição de EDTA na solução evaporada até ela atingir o pH 7. O EDTA teve por objetivo complexar as impurezas. Em seguida o Berílio foi complexado por 2ml de acetilacetona. A separação do Berílio das impurezas foi então realizada através de duas extrações (líquido-líquido) pelo solvente orgânico CCl_4 .

Para eliminar traços de matéria orgânica 6ml de HCl foram adicionados na solução que foi então levada a secar por evaporação dentro de um béquer. Os resíduos da evaporação foram recuperados com a adição de 4ml de HNO₃ e 2ml de HClO₄. Uma nova secagem foi realizada e os resíduos foram então recuperados pela adição de 4ml de HNO₃. Esta operação foi repetida mais uma vez e então, antes que a solução tivesse secado, todo o procedimento laboratorial foi repetido após a adição do EDTA. Porém, desta segunda vez, ao fim do processo, os 4ml de HNO₃ foram substituídos por 4ml de HCl. A solução foi evaporada até que não tivesse restado mais que 1ml, quando então ele foi transferido para um tubo de ensaio. Algumas gotas de água purificada (milliQ) utilizadas para lavar o béquer foram também transferidas para o tubo de ensaio. A solução foi então conduzida a pH 8 graças a adições sucessivas de NH₄OH puro ou diluído a 25%. Quando o pH 8 foi obtido formou-se um precipitado de Berílio no fundo do béquer. Neste momento a solução foi centrifugada. O sobrenadante foi descartado e foram adicionados 3ml de água purificada (milliQ) pH 8. A operação foi repetida mais uma vez. Ao final o precipitado foi solubilizado com 0,3ml de HCl. Em seqüência todo processo de adição de HNO₄ de lavagem foi centrifugação e repetido. Ao fim desta repetição o precipitado foi solubilizado por cerca de 0,6ml de HNO₃ e levado a secar dentro de uma pequena louça. O pó resultante da secagem, menos de 1 grama, foi oxidado pelo aquecimento a 800°C durante 01 hora. O pó final foi em seguida misturado com o pó de prata e remetido ao interior de um catodo de molibdênio e enviado a Paris para a mensuração da produção do ¹⁰Be. A mensuração da produção de ¹⁰Be foi realizada por espectrometria de massa por acelerador (AMS). A margem de erro analítica do processo foi calculada em cerca de 6%. A produção de ¹⁰Be obtida em Paris foi então utilizada para o cálculo da taxa de desnudação através da fórmula (1) apresentada no capítulo 5, que se encontra no software Windows Excel.

6.3 Produção de elementos cartográficos

Para realização deste trabalho primeiramente foi delimitada a área de estudo com as bacias as serem investigadas na região do entorno na Baía de Antonina-PR. Esta delimitação foi efetuada utilizando-se de cartas topográficas do Ministério da Defesa, elaboradas nos anos de 2002 e 2003, na escala 1:25.000, com curvas de 10 em 10 metros (Tabela 6.2). A partir destas cartas foram produzidos mapas hipsométrico, modelo de elevação digital do terreno e hidrográfico. A região da Serra do Mar no Paraná possui mapeamento geológico na

escala: 1:50.000, o qual foi disponibilizado pela SEMA-PR (Secretaria de Estado de Meio Ambiente e Recursos Hídricos). O mapa geológico da área de estudo foi produzido a partir de versão digital georreferenciada. O Estado do Paraná também possui mapeamento geomorfológico georreferenciado na escala 1:250.000, disponibilizado pelo ITCG (Instituto de Terras Cartografia e Geociências), a partir do qual foi produzido um mapa para a área de estudo. O mapa pedológico do entorno da Baía de Antonina foi obtido do trabalho de Paula *et al.* (2010), sendo sua versão georreferenciada fornecida pelo mesmo. A partir das cartas topográficas e geológicas foi produzido um esboço preliminar de um mapa morfoestrutural¹³ da área de estudo.

Tabela 6.2 - relação das cartas topográficas que recobrem a área de estudo.

Articulação	Nome
MI - 2842-2 - SE	Bocaiúva do Sul
MI - 2842-4 - NE	Campina Grande do Sul
MI - 2842-4 - SE	Piraquara
MI - 2843-1 - SO	Paiol de Baixo
MI - 2843-1 - SE	Bairro Alto
MI - 2843-2 - SO	Rio Pequeno
MI - 2843-3 - NO	Estrada da Graciosa
MI - 2843-3 - NE	Rio do Nunes
MI - 2843-3 - SO	Serra do Marumbi
MI - 2843-3 - SE	Morretes
MI - 2843-4 - NO	Rio Cachoeira
MI - 2843-4 - SO	Antonina

As taxas de desnudação médias obtidas através dos dados de ¹⁰Be foram compiladas em tabelas Excel juntamente com os dados topográficos (declividade, amplitude, altitude máxima e mínima), área das bacias (Km²) e percentual de contribuição de cada litologia dentro das bacias. Também foram gerados dados topográficos para confecção de perfis longitudinais dos cursos fluviais e perfis transversais da região da Serra, bem como dados para produção de gráficos de dispersão cruzando as taxas de desnudação com a área da bacia, amplitude do relevo e declividade. A produção destes elementos cartográficos visou subsidiar a análise das possíveis implicações dos processos desnudacionais a longo-termo (¹⁰Be) na evolução do relevo da Serra do Mar.

¹³ Morfoestrutural: é considerado o compartimento morfológico cujas principais características demonstram a existência de um nítido controle exercido pelo arcabouço lito-estrutural (SAADI, 1991 - p.37).

7 RESULTADOS E DISCUSSÕES

7.1 Retração do escarpamento com base na análise dos resultados do ^{10}Be

As concentrações do isótopo cosmogênico ^{10}Be mensuradas nos sedimentos fluviais amostrados nas bacias hidrográficas no entorno da Baía de Antonina e no Primeiro Planalto são apresentados Tabela 7.1. Através destas concentrações de ^{10}Be foi possível calcular as taxas de desnudação das 10 (dez) bacias hidrográficas – cinco que drenam em direção ao interior do continente e cinco que drenam diretamente para o oceano. Estes resultados destacam que as taxas de desnudação das bacias hidrográficas que drenam diretamente para o oceano são maiores do que as taxas de desnudação das bacias que drenam em direção ao interior continental. As taxas de desnudação das bacias oceânicas são superiores a 15,0 mm/kyr, enquanto aquelas associadas às bacias continentais são inferiores a 14,0 mm/kyr.

A Tabela 7.1 mostra também que as taxas de desnudação são muito influenciadas pelo contexto geológico e geomorfológico. As amostras das bacias hidrográficas no lado continental da escarpa apresentam as taxas de desnudação mais baixas, que variam entre 8,1-8,3 mm/kyr. Amostras das bacias hidrográficas do Primeiro Planalto fornecem taxas de desnudação intermediárias, variando entre 12,4-13,5 mm/kyr. No lado oceânico, as amostras de bacias hidrográficas na planície costeira apresentam taxas de desnudação intermediária/alta, entre 17,0-20,1 mm/kyr. As amostras de bacias hidrográficas na escarpa do lado oceânico apresentam taxas de desnudação intermediária/alta, entre 15,5-47,7 mm/kyr. A amostra O2 é a única que pode ser considerada uma exceção, pois apesar de estar na escarpa oceânica apresenta uma taxa de desnudação intermediária de 15,5 mm/kyr contrastando com as elevadas taxas deste compartimento.

Tabela 7.1 – Taxas de desnudação média das bacias hidrográficas, obtidas a partir da mensuração do isótopo cosmogênico ^{10}Be .

P	Bacia	Compartimento topográfico	Geologia	Altitude média (m) *	Altitude da bacia - máxima e mínima - (m)	Amplitude da bacia (m)	Declividade média (%)	Área (Km ²)	^{10}Be (at/g)	Taxa de desnudação (mm/Kyr)
C1	Corvo	Escarpa	Gr	1098	1450 - 860	590	21,41	1,95	655.677	8,3 ± 0,30
C2	Alto curso Taquari	Escarpa	Gr	1133	1450 - 860	590	24,79	4,00	687.089	8,1 ± 0,28
C3	Médio curso Taquari	Escarpa/Planalto	Gr; Mig	989	1450 - 840	610	16,85	10,66	396.598	13,2 ± 0,47
C4	Capivari Mirim	Escarpa/Planalto	Gr; Mig	953	1420 - 830	590	14,83	27,64	409.699	12,4 ± 0,39
C5	Bonito	Escarpa/Planalto	Gr; Mig	1066	1730 - 800	930	18,25	35,63	407.750	13,5 ± 0,41
O1	Afluente Mãe Catira	Escarpa	Gr	745	1450 - 170	1280	29,34	2,09	152.264	29,9 ± 1,39
O2	Afluente São João	Escarpa	Gr	649	1400 - 100	1300	26,88	3,88	264.698	15,5 ± 0,51
O3	São João	Escarpa	Gr; Gn	500	920 - 100	820	20,60	13,29	80.752	47,7 ± 5,65
O4	Nunes	Escarpa/Planície	Gr; Mig, Gn	372	1380 - 10	1370	19,39	29,28	196.352	17,0 ± 1,13
O5	Cacatu	Escarpa/Planície	Gr; Mig	715	1870 - 10	1860	25,40	29,78	216.902	20,1 ± 0,71

P = Ponto de amostragem; C = bacias que drenam em direção ao interior continental; O = bacias que drenam diretamente para o oceano; Gr = Granito; Gn = Gnaiss; Mig = Migmatito.

* Altitude média calculada através do *software* Arcgis 9.3.

A comparação entre ambos os lados da Serra do Mar demonstra que a taxa de desnudação média do lado oceânico da escarpa (26,04 mm/kyr – bacias O1, O2, O3, O4 e O5) é ~2,4 vezes superior a taxa média de desnudação do lado continental da escarpa (11,10 mm/kyr – bacias C1, C2, C3, C4 e C5). Estas taxas médias significativamente diferentes demonstram que a Serra do Mar está retraindo em direção ao continente. Esta relação na velocidade da taxa de retração da escarpa na Serra do Mar no Paraná é semelhante ao encontrado no oeste da África do Sul por Gilchrist e Summerfield (1990, 1994). Estes autores, utilizando traço de fissão de apatita, estimaram taxas de ~16,5 m/Ma para as bacias litorâneas e ~6,9 m/Ma para as bacias do interior continental, fornecendo uma relação de ~2,4 vezes maiores nas bacias costeiras do que nas bacias que drenam para o interior continental. Bierman e Caffee (2001) trabalhando com ^{10}Be e ^{26}Al no deserto da Namíbia – sudoeste da África, mensuraram taxas de ~16 m/Ma na escarpa oceânica e ~5 m/Ma no planalto situado acima, fornecendo uma relação de ~3,2 vezes superiores para as bacias da escarpa em relação as bacias do planalto. Heimsath *et al.* (2006) no sudeste da Austrália (^{10}Be e ^{26}Al) encontraram taxas de ~35 m/Ma na base da escarpa oceânica e ~16,5 m/Ma no planalto, com uma relação ~2,1 vezes superiores para a escarpa em relação ao planalto situado acima. Vanacker *et al.* (2007) (^{10}Be) na margem passiva do Sri Lanka obteve taxas de ~26 a 71 mm/Kyr na escarpa e de ~2,6 a 6,2 mm/Kyr no planalto acima, verificando taxas ~10 vezes superiores na escarpa em relação ao planalto. Morais Neto *et al.* (2010) utilizando o ^{10}Be também averiguaram taxas de erosão mais elevadas ao longo do escarpamento em relação as áreas dissecadas mais distantes da escarpa, na Província da Borborema Oriental. Em todas as situações analisadas as taxas de desnudação se mostraram fortemente acopladas a encosta elevada (Figura 7.1). O escarpamento voltado para o oceano apresentou uma desnudação mais agressiva em relação às demais áreas, indicando a elevada capacidade desnudacional destas regiões.

7.2 Fatores controladores das taxas de desnudação

7.2.1 Geologia das bacias

As rochas que predominam na área de estudo são os granitos, migmatitos e gnaisses. Os gnaisses apesar de ocuparem significativa área na região de estudo nas bacias estudadas representam uma porção pouco significativa. Nas bacias amostradas os granitos ocupam as

maiores porções de área, seguidos pelos migmatitos e posteriormente pelos gnaisses (Figura 7.2 e Tabela 7.2).

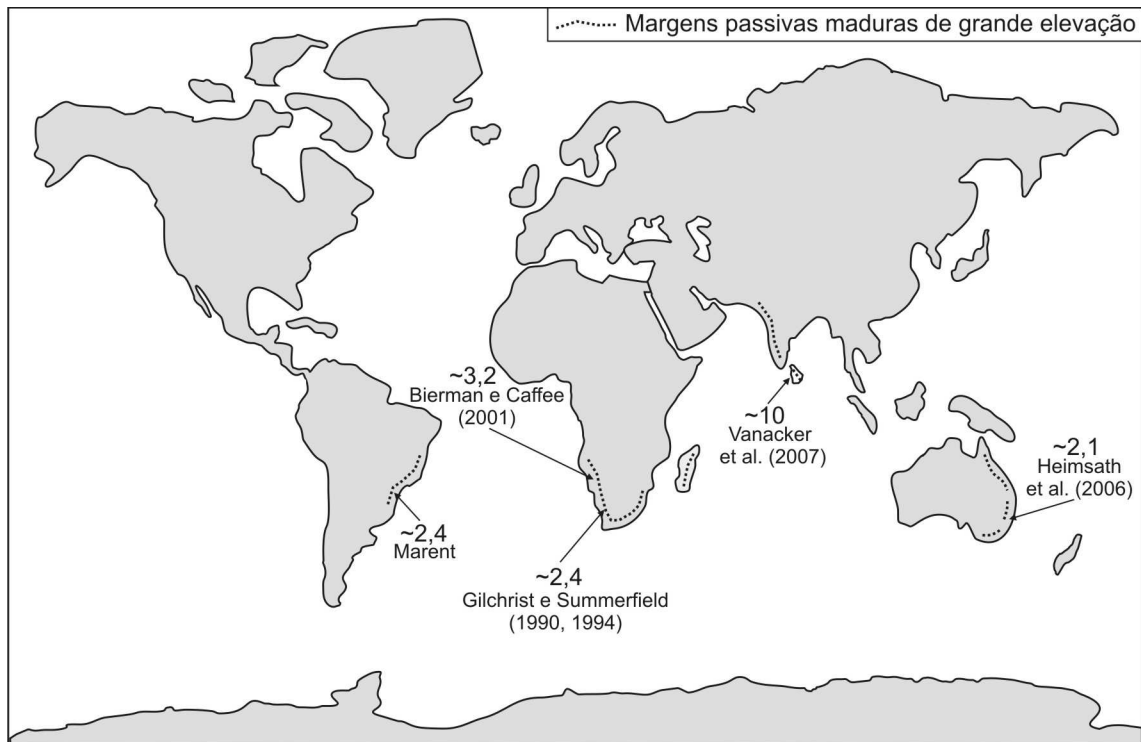


Figura 7.1 – Relação aproximada das taxas desnudaçãois do escarpamento oceânico com as demais áreas – escarpamento voltado para o interior continental e planalto situado acima da escarpa oceânica.

Tabela 7.2 – Taxas de desnudação média das bacias hidrográficas, obtidas a partir da mensuração do isótopo cosmogênico ^{10}Be e proporção de área de cada litologia por bacia amostrada.

P	Relevo	Geologia (área %)				Taxa de desnudação (mm/Kyr)
		Granitos	Migmatitos	Gnaisses	Sedimentos recentes	
C1	Escarpa	100,00	—	—	—	8,3 ± 0,30
C2	Escarpa	100,00	—	—	—	8,1 ± 0,28
C3	Escarpa/Planalto	66,09	27,11	—	6,80	13,2 ± 0,47
C4	Escarpa/Planalto	43,94	44,43	—	11,63	12,4 ± 0,39
C5	Escarpa/Planalto	61,55	25,00	—	13,45	13,5 ± 0,41
O1	Escarpa	99,74	—	—	0,26	29,9 ± 1,39
O2	Escarpa	68,86	—	—	31,14	15,5 ± 0,51
O3	Escarpa	87,17	—	1,72	11,12	47,7 ± 5,65
O4	Escarpa/Planície	59,29	24,75	0,47	15,49	17,0 ± 1,13
O5	Escarpa/Planície	87,03	4,97	—	8,00	20,1 ± 0,71

P = ponto de amostragem; C = bacias que drenam em direção ao interior continental;

O = bacias que drenam diretamente para o oceano.

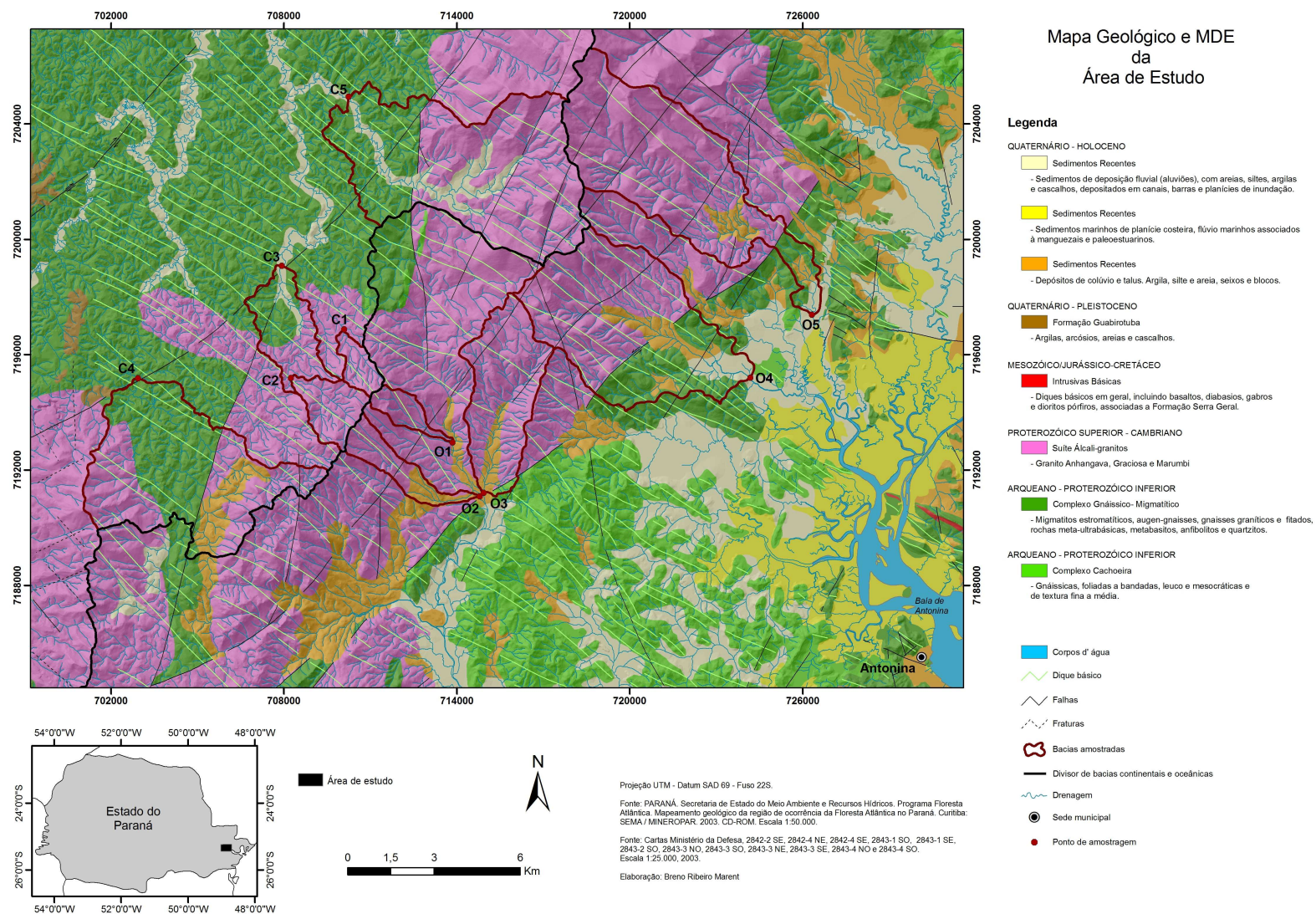


Figura 7.2 – Mapa geológico da área de estudo sobreposto ao modelo de elevação digital do terreno.

A porção do relevo que drena em direção ao interior continental pode ser dividida em dois grupos de bacias: (i) bacias que se encontram sobre os granitos e (ii) bacias que se encontram sobre granitos e migmatitos. O primeiro grupo (C1 e C2), localizado sobre os granitos, é o que apresenta as taxas de desnudação mais baixas (média de 8,2 mm/Kyr). Neste, os granitos ocupam 100% de área das bacias (Tabela 7.2). O segundo grupo (C3, C4 e C5), localizado sobre os granitos e migmatitos, é o que apresenta as taxas de desnudação mais elevadas (média de 13,03 mm/Kyr). Neste, a presença dos migmatitos ocupando cerca de 25 a 44% de área é o que mais claramente indica o condicionamento das elevadas taxas desnudacionais. As taxas de desnudação média (Tabela 7.2) indicam que Primeiro Planalto está sendo desnudando a uma velocidade mais rápida do que a escarpa continental da Serra. Considerando que a escarpa continental é mais íngreme do que o Primeiro Planalto e experimenta menores condições de armazenamento de sedimentos em virtude da maior declividade (Tabela 7.1 e Figura 7.2) este resultado não é esperado. Tal fato pode ser explicado pela erosão diferencial decorrente da drenagem que se encontra sobre os granitos na escarpa (Figura 7.2). Neste aspecto, Almeida e Carneiro (1998) já haviam relatado a maior resistência destes granitos (“Pães de Açúcar”) a erosão sustentando destacadas elevações. Segundo MINEROPAR (2002) estes granitos caracterizam-se pela sua natureza alcalina, textura equigranular e pela isotropia, em contraste com a pronunciada foliação dos gnaisses e migmatitos. Palumbo *et al.* (2009), trabalhando com o ^{10}Be na margem NE do Tibete, também constatou que mesmo em áreas tectonicamente ativas a resistência do substrato pode influenciar a intensidade taxa de desnudação, apagando a relação da taxa de desnudação com a declividade e a amplitude do relevo. Estes resultados demonstram a existência da erosão diferencial entre os granitos e migmatitos. Esta taxa de desnudação média diferencial entre o Primeiro Planalto (13,03 mm/kyr) e a escarpa continental (8,2 mm/kyr) é da ordem de 4,83 mm/kyr.

Nas bacias que se encontram do lado oceânico da Serra do Mar, o oposto é encontrado (Tabela 7.2). A taxa média de desnudação (31,03 mm/kyr – bacias O1, O2 e O3) dos cursos fluviais da escarpa são significativamente maiores que da planície costeira (18,55 mm/kyr – bacias O4, O5). Fica evidente a influência da declividade e amplitude do relevo impondo maior energia aos cursos fluviais, o que determina as maiores taxas de desnudação em relação ao interior continental (Tabela 7.1). As baixas taxas de desnudação da planície em relação a escarpa se devem a redução da declividade. A perda de energia no sistema leva a acumulação dos sedimentos na planície costeira. A diferença entre as taxas

de desnudação da escarpa (31,03 mm/kyr) e da planície costeira (18,55 mm/kyr) implica no volume de sedimentos depositados no oceano. Neste lado, a desnudação diferencial não pôde mensurada, uma vez que não foram amostrados pontos nem nos gnaisses e nem nos migmatitos ocupando porções da Serra. No entanto, é possível supor que a mesma relação que existe entre os granitos e migmatitos na porção voltada para o continente ocorre na voltada para o oceano. Nesta porção do relevo migmatitos e gnaisses se apresentam mais rebaixados topograficamente em relação aos granitos, a semelhança do que acontece no lado voltado para o interior continental.

O trabalho de Paula *et al.* (2010) efetuou uma análise de susceptibilidade geopedológica que relaciona o substrato geológico, o relevo e os solos. No referido trabalho foi estabelecida a susceptibilidade a produção de sedimentos com as rochas que ocorrem na região (Tabela 7.3). É possível identificar uma maior propensão a produção de sedimentos nos migmatitos em relação aos granitos, assim como foi encontrada uma desnudação mais elevada nas análises de ^{10}Be , corroborando mais uma vez com a idéia da erosão diferencial (Tabela 7.2 e 7.3). Apesar de serem métodos de análise completamente distintos, ^{10}Be e o do trabalho de susceptibilidade geopedológica de Paula *et al.* (2010), ambos identificaram uma resposta diferencial em relação as diferentes litologias e que guardam uma correspondência muito íntima com a topografia atual.

Tabela 7.3 – Ponderação da geologia conforme a susceptibilidade à produção de sedimentos.

Litologia	Valor	Grau de susceptibilidade
Granitos	1,1	Muito baixa
Migmatitos	1,3	Muito baixa
Gnaisses	1,70 a 1,80	Baixa a mediana
Sedimentos recentes	3,0	Muito alta

Fonte: adaptado de Paula *et al.* (2010).

Na escarpa que drena em direção ao interior continental é possível observar a intensidade com que cada litologia condiciona as maiores ou menores taxas de denudação. Na escarpa que drena para o oceano a relação com a litologia só pode ser inferida indiretamente. Um dado que chama a atenção é a taxa de desnudação significativamente menor da bacia O2 (15,5 mm/Kyr) indicando um provável armazenamento de sedimentos nesta bacia. Tal fato pode ser inferido devido a presença de sedimentos coluviais associados a tálus ocupando mais 30% de área da bacia da média para a baixa vertente (Figura 7.2 e Tabela 7.2). Isso

destaca a importância dos níveis de base locais sobre as taxas de desnudação e no controle e evolução do relevo.

7.2.2 Área das bacias

As taxas de denudação apresentadas na Tabela 7.1 quando comparadas com as respectivas áreas das bacias não apresentaram a correspondência maior taxa de desnudação/menor área da bacia (Figura 7.3), como comumente é encontrado na literatura (LEEDER, 1991; MILLIMAN; SYVITSKI, 1992). Neste aspecto, Leeder (1991), Summerfield (1991), Milliman e Syvitski (1992), Valadão (1998), Salgado *et al.* (2004; 2007a) e Chalton (2008) chegaram a conclusão de que quanto menor a área de uma bacia e quanto mais próximas estas estão das cabeceiras de drenagem mais intenso será o processo desnudacional. Por outro lado, Summerfield (1991) também coloca que nas escalas regional e local essas taxas seriam controladas pela litologia e erodibilidade, e Leeder (1991) que a desnudação teria maior chance de ser controlada pela litologia em bacias menores. Os resultados apresentados demonstram esta mesma relação. A maior taxa de desnudação/menor área da bacia não pode ser aplicada para pequenas bacias de drenagem onde a litologia é um dos principais fatores controladores das taxas de desnudação, como é caso das bacias neste estudo, confirmando o já exposto por Summerfield (1991) e Leeder (1991).

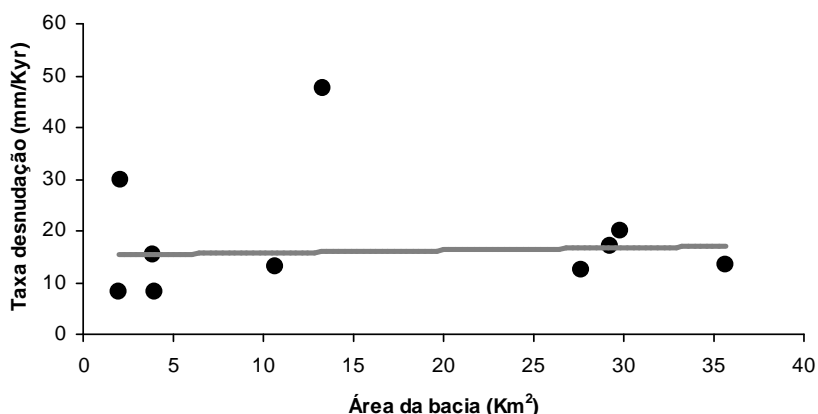


Figura 7.3 – Taxa média de desnudação obtida através do ^{10}Be versus área da bacia hidrográfica.

7.2.3 Amplitude e declividade das bacias

A pronunciada diferença entre os escarpamentos (oceânico e continental) pode ser visualizada em números na Tabela 7.1. Nela, a amplitude aferida no lado continental se situa entre 590-930m, com desnudação média de 11,1 mm/kyr, enquanto no lado oceânico entre 820-1860m, com desnudação média de 26,04 mm/kyr. A comparação das taxas de desnudação entre os dois escarpamentos da Serra do Mar evidencia que as bacias hidrográficas que drenam em direção ao oceano além de apresentarem as maiores taxas desnudacionais possuem a amplitude mais elevada (Tabela 7.1 e Figura 7.4). Isto indica que o gradiente topográfico é um importante controlador das taxas de desnudação, principalmente em margens passivas elevadas que apresentam um escarpamento mais elevado do lado oceânico em relação ao continental. Tal amostragem vem de encontro às análises de Pinet e Souriau (1988) que apresentaram dados de curto-prazo semelhantes, indicando a elevação do relevo como o principal elemento controlador das taxas de desnudação. Valadão (1998) também havia sugerido que o elevado gradiente das bacias oceânicas concedia a estas uma maior capacidade desnudacional em relação às bacias continentais que possuem um menor gradiente e, portanto, uma reduzida capacidade desnudacional.

Os dados apresentados se diferenciam das análises de Milliman e Syvitski (1992) somente no escarpamento que drena em direção ao interior continental, abrangendo a porção serrana e de planalto (Tabela 7.1). Enquanto Milliman e Syvitski (1992) identificaram maiores taxas desnudacionais para cursos fluviais montanhosos em relação aos de planalto, as análises de ^{10}Be forneceram as maiores taxas desnudacionais para os cursos fluviais de planalto (13,03 mm/kyr) em relação aos serranos (8,2 mm/kyr). Isto indicou uma predominância da litologia sobre o gradiente topográfico no controle das taxas de desnudação para pequenas bacias hidrográficas. Na comparação das taxas desnudacionais entre regiões montanhosas e planícies os dados de ^{10}Be demonstraram as mesmas relações que Milliman e Syvitski (1992) na porção voltada para o oceano. As taxas são mais altas nas porções mais elevadas altimetricamente (Serra - 31,03 mm/kyr) e mais baixas nas planícies (planície - 18,55 mm/kyr). Estes autores em seus resultados identificaram que áreas de planície possuem uma baixa capacidade de produção de sedimentos, em virtude da baixa energia disponível para a remoção dos mesmos, conforme exposto também por Summerfield (1991), Leeder (1991) e Charlton (2008).

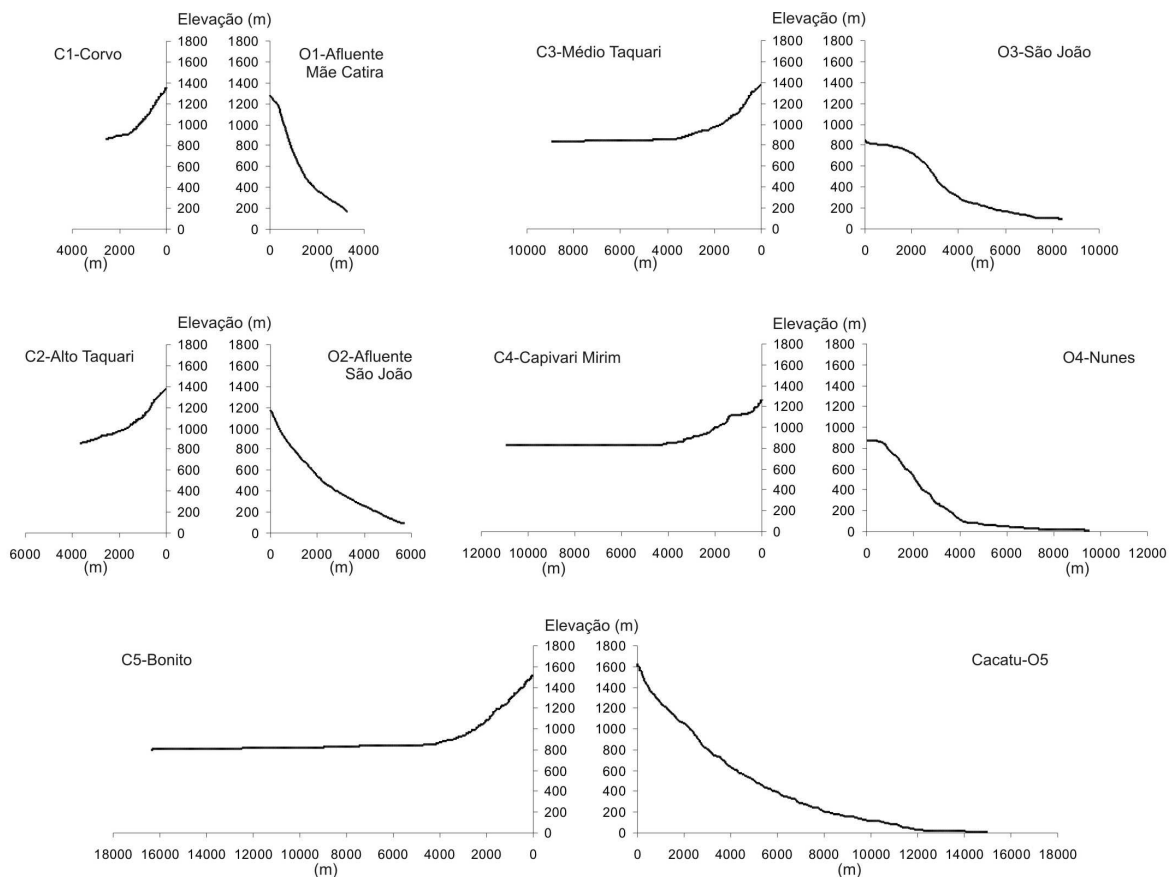


Figura 7.4 – Perfis longitudinais dos cursos fluviais principais das bacias estudadas. Perfis da esquerda – bacias que drenam em direção ao interior do continente. Perfis da direita – bacias que drenam diretamente para o oceano. Exagero vertical 4,5 vezes.

Os dados de amplitude e a taxas de desnudação foram apresentados no gráfico de dispersão (Figura 7.5) e demonstraram uma baixa relação de dependência. Comparando os resultados obtidos a partir deste trabalho com outros resultados de ^{10}Be , os dados indicam de acordo com as interpretações de Blanckenburg (2006) (Figura 2.14) que a região está próxima do seu estado de equilíbrio geomórfico ou que houve uma perturbação de curto período. Os dados de Vanacker *et al.* (2007) em margem passiva de alta elevação também demonstraram taxas de desnudação com uma dependência muito semelhante.

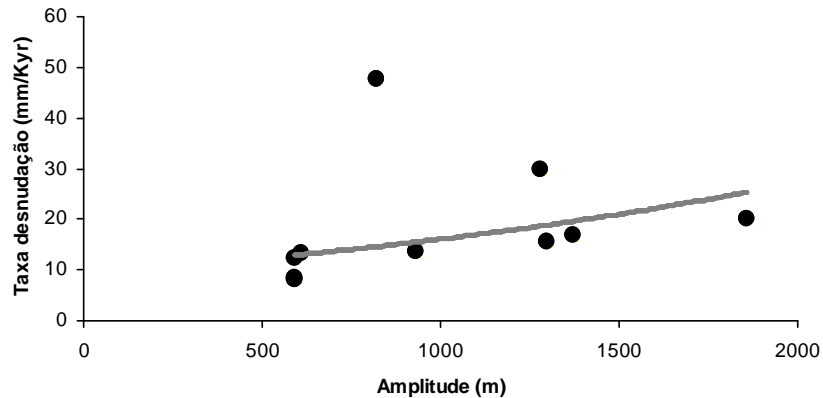


Figura 7.5 – Taxa média de desnudação obtida através do ^{10}Be versus amplitude da bacia hidrográfica.

As declividades das bacias estudadas quando comparados os dois escarpamentos apresentaram uma declividade média de ~19% para o lado continental, com taxa de desnudação média de 11,10 mm/kyr e ~24% para o lado oceânico, com taxa média de 26,04 mm/kyr (Tabela 7.1). O lado oceânico apresenta uma maior declividade e taxa de desnudação quando comparado ao continental. Logo, os dados indicam que a declividade juntamente com a amplitude do relevo são importantes fatores controlares das taxas médias de desnudação. No entanto, quando analisamos apenas os dados do lado continental é possível averiguar uma declividade média em torno de 17% para o planalto com taxas médias de 13,03 mm/kyr. A Serra apresenta uma declividade média de ~23%, com taxa média de 8,2 mm/kyr, ou seja, mesmo com uma declividade maior suas taxas desnudacionais são menores. Isto demonstra que para pequenas bacias hidrográficas o controle litológico também prevalece sobre a declividade nas taxa de desnudação de longo-prazo.

Os dados de declividade e as taxas de desnudação da área de estudo foram compilados na Figura 7.6. Quando comparados a outros resultados de ^{10}Be (Figura 2.15) apresentaram uma semelhança e indicando uma relação entre as taxas de desnudação e a declividade, mas com fraca relação de dependência. Segundo Riebe *et al.*, (2000) as taxas de desnudação são fortemente acopladas a declividade em locais próximos a falhas ativas, onde as taxas são elevadas em função do rejuvenescimento da paisagem. Por outro lado, em áreas distantes de falhas ativas as taxas de desnudação estão dissociadas da declividade, aparentando estar em estado de equilíbrio geomórfico. Para Blanckenburg (2006) esta relação de dependência, encontrada em Riebe *et al.*, (2000), é um indício de que a

tectônica exerce um controle dominante sobre as taxas de desnudação. Na margem passiva de alta elevação do Sri Lanka, Vanacker *et al.* (2007) encontrou uma relação de forte dependência das taxas de desnudação com a declividade. Na Província da Borborema Oriental, Morais Neto *et al.* (2010) também encontraram taxas mais elevadas ao longo de frentes de escarpas ativas em relação a taxas mais baixas distantes destas escarpas, corroborando com o modelo de recuo das escarpas como mecanismo dominante desde a ruptura Cretácea.

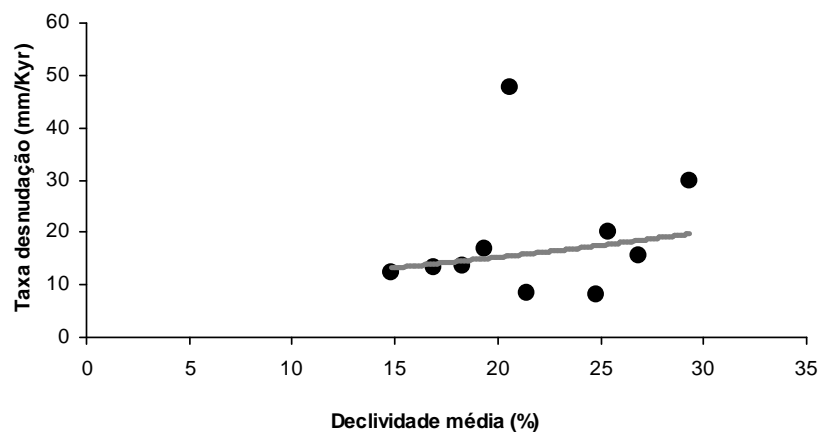


Figura 7.6 – Taxa média de desnudação obtida através do ^{10}Be versus declividade da bacia hidrográfica.

As análises indicam ainda um importante controle do nível de base na região. No lado continental as áreas de planalto (bacias C3, C4 e C5) apresentam uma declividade mais suave (~17%) em relação a Serra (~23%) (Figura 7.4; Tabela 7.1), que sugere uma área de retenção de sedimentos no planalto. No entanto, sua taxa de desnudação (13,03 mm/kyr - planalto) é muito superior a da escarpa da Serra (8,2 mm/kyr). Isto indica que além do controle litológico local existe um nível de base regional atuando mais a jusante na porção voltada para o interior continental. No lado oceânico é perceptível a redução nas taxas da Serra (31,03 mm/kyr) para a planície costeira (18,55 mm/kyr) refletindo o controle do nível de base do oceano. A diferença entre estas taxas sugere que existe um comportamento diferente em cada compartimento topográfico em virtude da redução da declividade da Serra para planície, permanecendo ainda assim a porção oceânica com taxas mais agressivas em relação a porção voltada para o interior continental. A diferença nestas taxas de desnudação representa também os sedimentos que se acumulam ao longo da plataforma continental.

Comparando as vertentes (continental e oceânica) observa-se que a diferença de nível de base controla a evolução do escarpamento, condicionado pela amplitude e declividade. Maack (1981) já havia concluído que o nível de base é o responsável pela maior capacidade desnudacional dos cursos fluviais voltados para a vertente oceânica. Neste sentido, Franco-Magalhães *et al.* (2010) sugerem que a resposta das escarpas a desnudação está no controle estrutural e na diferença do nível de base regional. A diferença do nível de base do lado oceânico é muito maior do que no lado continental e esta diferença é refletida nas taxas desnudacionais mais elevadas na vertente oceânica. As vertentes continentais apresentam em seu conjunto as menores taxas de desnudação (<14,0 mm/kyr), com média de 11,10 mm/kyr, menor declividade média (~19%) e a menor amplitude (590-930m). As vertentes oceânicas, por sua vez, apresentam as maiores taxas de desnudação (>15,0 mm/kyr) com média de 26,04 mm/kyr, maior declividade média (~24%) e maior amplitude (820-1860m). Os dados de amplitude e declividade mais elevados na vertente oceânica em relação a vertente continental correspondem com as taxas desnudacionais também mais elevadas na porção oceânica. Isto demonstra que o controle do nível de base regional está associado a estes dois fatores (amplitude e declividade).

7.3 Suscetibilidade a produção de sedimentos no entorno da Baía de Antonina

A influência do manto de alteração e da rocha subjacente deve ser levada em consideração para as taxas de desnudação, uma vez que pode promover uma maior disponibilidade de sedimentos a erosão. Áreas de cabeceiras nos granitos mais elevados e destacados, geralmente, ocorrem em declividades maiores que 47%. Segundo Santos *et al.* (2008) nestas porções mais elevadas (bacias O1, O2, O4 e O5) ocorrem Neossolos Litólicos associados a afloramentos rochosos (Figura 7.7). O relevo íngreme proporciona menores condições de armazenamento da água, que aliado à resistência da rocha tende a diminuir a taxa de intemperismo e a produção de material disponível para erosão. Por outro lado, áreas de cabeceiras nos granitos em porções elevadas, mas de menor altitude em relação as primeiras (bacia O3) e menos destacadas situam-se geralmente em declividades de 30% a 47%. Segundo Santos *et al.* (2008) nestas porções ocorrem Cambissolos Háplicos associados a Neossolos Litólicos (Figura 7.7). Esta porção do relevo com uma declividade menor que a anterior permite uma maior retenção da água que favorece o intemperismo e a produção de um maior manto de alteração. É possível notar uma certa relação das taxas de

desnudação mensuradas com o manto de alteração das bacias analisadas. As bacias (O1, O2, O4 e O5) que possuem elevadas altitudes (1380-1870m) têm as menores taxas de desnudação (15,5 a 29,9 mm/kyr) e possuem suas cabeceiras localizadas nos Neossolos Litólicos associados a afloramentos rochosos. A bacia (O3) de menor altitude máxima (920m) tem a maior taxa de desnudação (47,7 mm/kyr) e possui suas cabeceiras nos Cambissolos Háplicos associados a Neossolos Litólicos. A bacia com manto de alteração mais desenvolvido é a que possui a maior taxa de desnudação. A maior disponibilidade de sedimentos a serem transportados poderia, neste caso, ser um dos fatores que levam a uma desnudação mais elevada nesta bacia. Isto indica que a erodibilidade também tem que ser levada em conta, haja vista, que a susceptibilidade a produção de sedimentos é muito menor em áreas mais escarpadas onde a água tende a permanecer menos tempo para promover o intemperismo. Summerfield (1991) já havia relatado o papel da erodibilidade como um importante controlador das taxas de desnudação na escala regional e local.

Um dado que chama a atenção são as bacias que drenam a escarpa oceânica serem as únicas que apresentam taxas de desnudação com uma grande diferença entre si (O1 – 29,9 mm/kyr, O2 – 15,5 mm/kyr e O3 – 47,7 mm/kyr). Uma possibilidade para o entendimento destas diferenças pode ser feita com a ajuda dos resultados de Granger *et al.* (2001) em bacias hidrográficas e rochas graníticas expostas na Serra Nevada, Califórnia. Granger *et al.* (2001) identificaram que rochas graníticas expostas erodem mais lentamente que a média das bacias hidrográficas. Quanto mais rápido o manto de alteração é desnudado mais a rocha sã é exumada, o que leva a diminuição da erosão por um processo de *feedback* negativo. À medida que as encostas íngremes ficam em exposição sua taxa de erosão diminui drasticamente, pois a erosão da rocha sã é mais lenta do que o manto de alteração. O rápido transporte de material fino nas encostas também exuma fragmentos rochosos resistentes que se acumulam na superfície. Estes fragmentos rochosos que ficam para trás protegem o solo subjacente da erosão. Heimsath *et al.* (2006) encontraram taxas em afloramentos graníticos chegando a ser 10 vezes menores do que nas bacias hidrográficas. Sua constatação foi de que os afloramentos em rochas graníticas evoluem mais lentamente do que o restante da bacia.

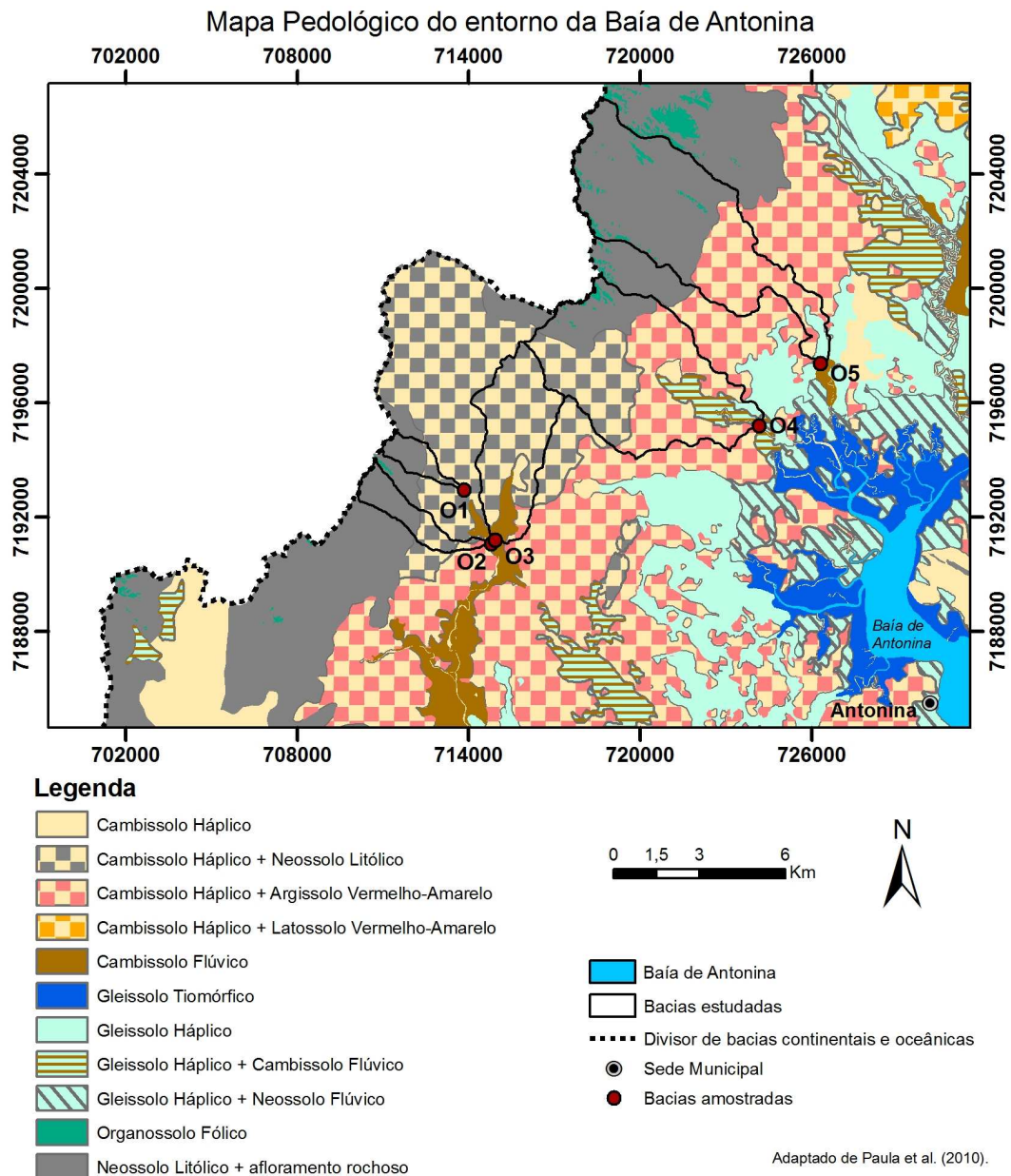


Figura 7.7 – Mapa pedológico do entorno da Baía de Antonina.

As bacias O1 e O2 possuem mais de 50% de suas áreas localizadas sobre os maciços graníticos destacados de grande elevação (Figura 7.7; Figura 7.8), que por sua vez se situam em áreas de elevada declividade (Tabela 7.1). Segundo Granger *et al.* (2001) a medida que o relevo evolui com a desnudação as taxas destas porções íngremes tendem a ficar cada vez menores pela baixa produção de material intemperizado. Isto poderia explicar porque estas taxas (bacia O1 e O2) são significativamente menores do que a da bacia O3. As porções graníticas com rocha são estariam produzindo menos sedimentos e reduzindo a média geral da bacia. Esta bacia (O3) situada em menor altitude não exhibe as rochas graníticas expostas (“Pães de Açúcar”) como as bacias O1 e O2 (Figura 7.8), mas sim um manto de alteração mais espesso quando comparado as demais bacias (Figura 7.7).

Este material fino e mais suscetível a erosão poderia, portanto, ser a causa da maior taxa de desnudação da bacia O3. As bacias O1 (29,9 mm/kyr) e O2 (15,5 mm/kyr), além das taxas de desnudação, possuem como característica contrastante o material depositado em sua porção a jusante. Enquanto a bacia O2 possui mais de 30% de área sobre depósitos de colúvio associado a tálus a bacia O1 não (Figura 7.2). Os dados de Granger *et al.* (2001) também indicam que quando o material fino destas vertentes graníticas é erodido os fragmentos rochosos que permanecem no local acabam causando a diminuição da erosão pela proteção que promovem ao solo subjacente. É provável que o material fino dos colúvios tenha sido desnudado permanecendo apenas os depósitos de tálus na bacia O2, o que neste caso segundo Granger *et al.* (2001) promoveria uma diminuição das taxas de desnudação. Assim, a diferença nas taxas de desnudação da escarpa oceânica pode ser justificada em virtude: (i) do manto de alteração mais espesso que gera mais sedimentos finos para o transporte, fornecendo uma taxa mais elevada na bacia O3 - 47,7 mm/kyr; (ii) pela ocorrência de mais de 50% de área de cabeceira no maciço granítico de elevada altitude e declividade, que fornece menor quantidade de material para o transporte e uma menor taxa na bacia O1 - 29,9 mm/kyr e; (iii) pela presença de mais de 50% de área de cabeceira no maciço granítico de elevada altitude e declividade e mais de 30% de área no sopé da escarpa sobre depósito de tálus, o que possivelmente protege o material subjacente do transporte na bacia O2 - 15,5 mm/kyr. Uma outra possibilidade para a bacia O2 é que sua área de cabeceira gere pouca quantidade de material para ser transportado e o que está sendo gerado esteja ficando retido ao longo da vertente na porção de menor declividade, onde ocorrem os depósitos de colúvio associados a tálus, fornecendo assim as baixas taxas da bacia.



Figura 7.8 – Escarpa oceânica na região das bacias O1, O2 e O3.

Elevadas taxas de desnudação como da bacia O3 (47,7 mm/kyr), segundo Niemi *et al.* (2005), também poderiam ser fruto de uma superestimação de seu valor em virtude de movimentos de massa que ocorreram na região. No entanto, a bacia apresenta escala de tamanho (quarta ordem) que segundo os mesmos autores seria suficiente para mensurar a média dos processos que ocorrem dentro dela. Para Brown *et al.* (1995), Kirchnner *et al.* (2001) e Binnie *et al.* (2010) é consenso que se algum movimento de massa ocorresse dentro de uma bacia as taxas de desnudação representariam a média de longo-prazo de todos os processos. Tal fato foi comprovado por Kirchnner *et al.* (2001) que averiguou uma consistência dos dados de ^{10}Be com traço de fissão de apatita, que se apresentaram bem mais elevados que as taxas de desnudação atuais representado a média dos processos dentro da bacia. Deste modo, apesar de ocorrerem movimentos de massa na Serra do Mar que contribuem para a evolução do seu relevo o método adotado (^{10}Be) teria a capacidade de abranger a média de todos estes processos que ocorrem dentro das bacias.

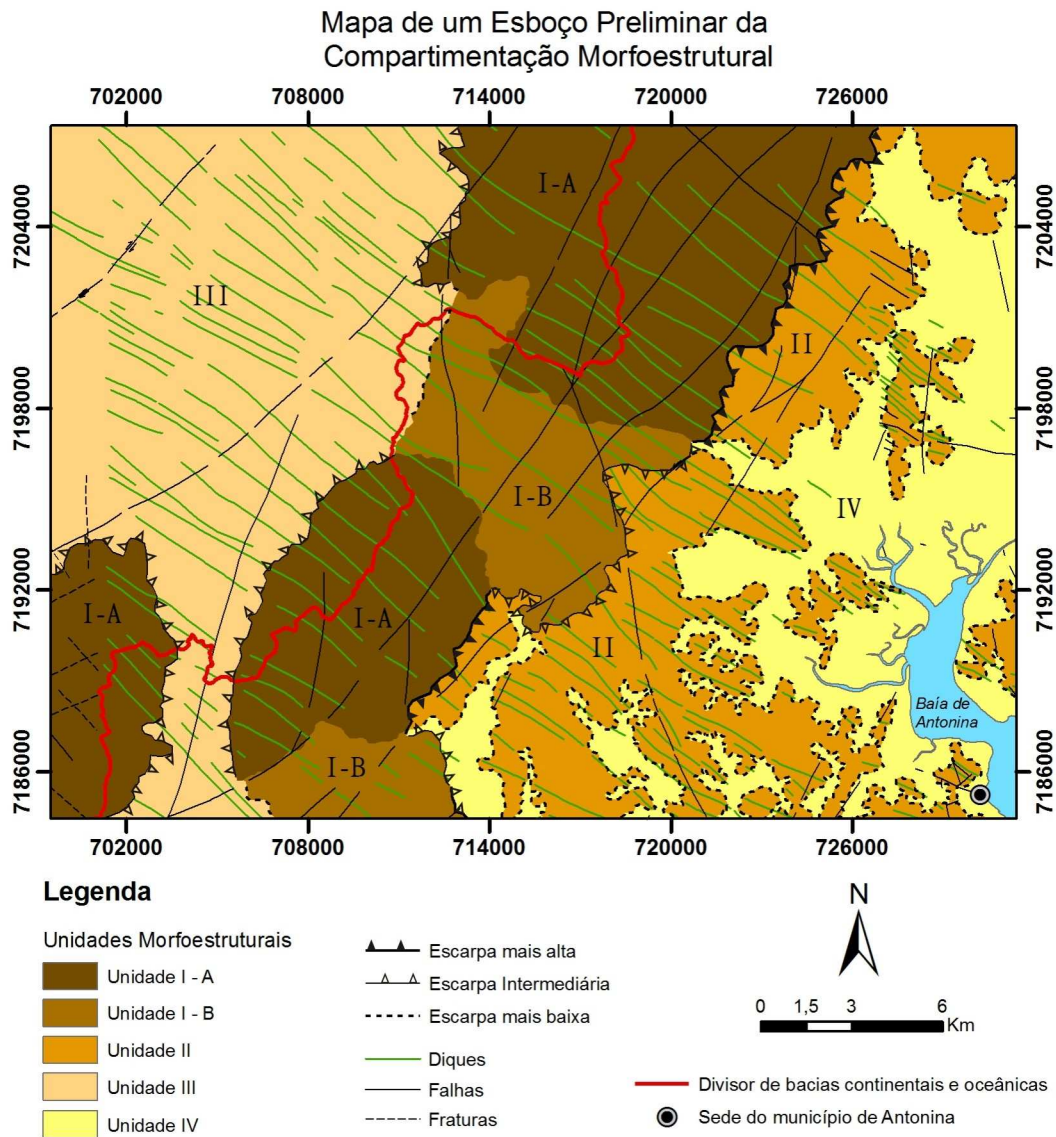
O método do ^{10}Be fornece a média dos últimos milhares de anos de todos os processos que ocorrem dentro de uma bacia. É de se esperar que porções mais dissecadas apresentem taxas de desnudação mais elevadas, fruto de um material que foi desnudado ao longo de milhares de anos, a exemplo do que ocorre na bacia O3. Neste aspecto, na Califórnia, Binnie *et al.* (2010) registraram taxas médias de desnudação (^{10}Be) mais agressivas (~5 vezes) em um bloco menos elevado indicando que os processos desnudacionais se refletem em uma paisagem topograficamente mais rebaixada, considerando que sua resposta isostática ainda está em andamento

7.4 Evolução do relevo com base nos resultados do ^{10}Be e na análise espacial da paisagem

A morfologia da região da Serra do Mar se expressa em função da lito-estrutura e pode ser dividida em uma análise preliminar em quatro unidades morfoestruturais (Figura 7.9). A Unidade I compreendida pelas porções mais elevadas é representada pelo escarpamento e constitui-se parcialmente no principal divisor de bacias que drenam em direção ao interior continental e diretamente para o oceano. Localiza-se predominantemente sobre os granitos que são as rochas mais resistentes a erosão na região. A característica marcante desta

unidade é a face voltada para o lado oceânico (direção SE) sempre mais íngreme e desnuda que a face voltada para o interior continental (direção NW). Seu relevo se apresenta escalonado em degraus, que se fragmenta em várias escarpas menores de ambos os lados, com uma relação muito íntima entre as escarpas que formam estes escalonamentos e as falhas de direção preferencial NE e secundariamente NS. Vales estruturalmente condicionados também cortam a região no sentido NW-SE. Pode ser subdividida ainda em Unidade I-A e I-B. A Unidade I-A ao sul atinge altitudes em torno de 1450-1500, enquanto a norte chega a atingir os 1877m. A Unidade I-B se apresenta como uma descontinuidade topográfica ao longo da Unidade I-A, promovida pelos cursos fluviais da escarpa oceânica que avançam em direção a Unidade III. Nela (Unidade I-B), as altitudes mais elevadas se situam em torno dos 800 a 900m. A Unidade II se apresenta como relevos residuais de serras isoladas e morros de baixa altitude. Suas maiores altitudes situam-se em torno de 390m. Ocorrem predominantemente sobre os gnaisses e migmatitos e em proporção significativamente menor sobre os granitos. A Unidade III se diferencia fundamentalmente das demais. Sua paisagem é suavemente ondulada, com altitudes mais modestas situando-se em torno dos 800 a 900m. Localiza-se predominantemente sobre os migmatitos. A Unidade IV é de constituição deposicional recebendo os sedimentos provenientes da desnudação das demais unidades, principalmente das Unidades I e II. Ocupa as porções mais rebaixadas e planas, situando-se do nível do mar até aproximadamente os 100m de altitude.

A análise da Figura 7.9 sugere que a região evoluiu por estágios sucessivos. A Unidade IV representa o estágio mais avançado desta evolução em que todo o relevo foi arrasado, permanecendo como uma área de deposição. A Unidade II estaria em um estágio avançado de dissecação, consistindo em um relevo residual, que no passado possuía uma altitude mais elevada e atualmente esta gradativamente evoluindo para a condição da Unidade IV. A Unidade I representa a porção mais elevada e destacada. As taxas de desnudação mensuradas indicam que está evoluindo para a condição da Unidade II, principalmente na Unidade I-B. A Unidade III representa o interior continental não incorporado a Unidade I, e pela suavidade do seu relevo representaria um estágio avançado da evolução deste interior continental.



Projeção UTM - Datum SAD 69 - Fuso 22S. Fonte: Cartas Ministério da Defesa, 2842-2 SE, 2842-4 NE, 2842-4 SE, 2843-1 SO, 2843-1 SE, 2843-2 SO, 2843-3 NO, 2843-3 SO, 2843-3 NE, 2843-3 SE, 2843-4 NO e 2843-4 SO. Escala 1:25.000, 2003. Elaboração: Breno Marent

Figura 7.9 – Mapa de um esboço preliminar da compartimentação morfoestrutural.

Quando se observa o mapa geológico (Figura 7.2) é possível perceber que existe uma continuidade na litologia dos granitos ao longo da Serra, identificado pela Unidade I (Figura 7.9). Esta continuidade geológica não se expressa em uma topografia contínua elevada (Figura 7.10), mas sim em porções elevadas (Unidade I – A) e rebaixadas (Unidade I – B) (Figura 7.9). Estas porções rebaixadas se apresentariam como descontinuidades topográficas em que as altitudes das escarpas são mais reduzidas. Nestas porções descontínuas topograficamente não existe uma dupla drenagem (costeira e interiorana) como normalmente é encontrada nas porções mais elevadas, apenas uma drenagem voltada diretamente para o oceano. Estas descontinuidades acabam configurando-se com áreas de captura fluvial, em que os cursos fluviais avançam em

direção ao interior continental incorporando novas áreas. Uma possibilidade para seu surgimento são os condicionamentos locais que se aproveitando do controle estrutural de falhas e fraturas tenham facilitado os processos desnudacionais. Segundo Franco-Magalhães *et al.* (2010) a reativação de zonas de cisalhamento podem levar estas áreas a se comportarem como canais de desnudação, que irão resultar num maior volume de remoção de material. Linhas de fraqueza, segundo Summerfield (1991), também podem se desenvolver em litologias homogêneas favorecendo o intemperismo e a desnudação destas áreas, o que facilitaria a incisão dos cursos fluviais. A suposição mais provável é de que o controle estrutural tenha atuado concomitantemente com a erodibilidade nestas áreas descontínuas da Serra facilitando a maior remoção de material.

Através de um perfil traçado ao longo de todo o interflúvio que divide as bacias que drenam para o interior continental e diretamente para o oceano é possível visualizar as porções da Serra que se encontram mais elevadas e rebaixadas (Figura 7.10 – perfil A). Cortando perpendicularmente o perfil A (divisor de bacias) foram traçados perfis em cada seção (porção elevada e rebaixada) da Serra, identificando duas porções elevadas (perfis B e D) e duas porções rebaixadas (perfis C e E). Nota-se nos perfis B e D (Figura 7.10) que as porções mais elevadas apresentam uma escarpa mais alta no lado oceânico e uma intermediária no lado continental. Estas porções mais elevadas apresentaram taxas de desnudação médias/altas (entre 15,5 e 29,9 mm/Kyr) na escarpa mais alta (escarpa oceânica) e taxas baixas/médias (entre 8,1 e 13,5 mm/Kyr) na escarpa intermediária (escarpa continental) (Tabela 7.1; Figura 7.9; Figura 7.10). Os perfis C e E representam as porções mais rebaixadas da Serra (Figura 7.10), nas quais os cursos fluviais que drenam em direção ao oceano avançam em direção ao Primeiro Planalto.

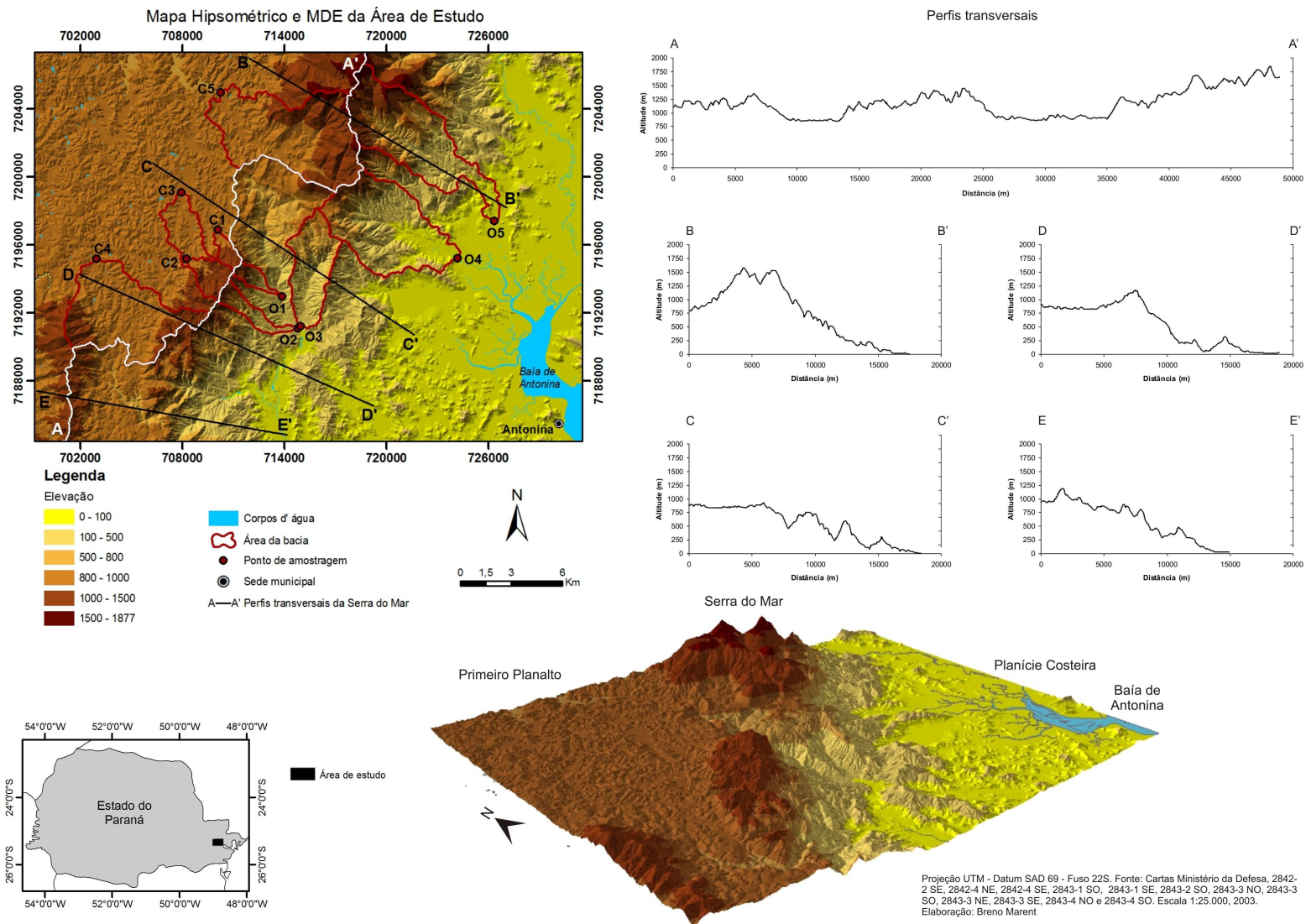


Figura 7.10 – Mapa hipsométrico com modelo de elevação digital do terreno e perfis transversais da Serra.

Na porção rebaixada do perfil E Maack (1981) já havia relatado a captura fluvial do Rio Ipiranga, que nasce no Primeiro Planalto, pelo rio Nhundiaquara, que drena as vertentes oceânicas da Serra do Mar. Esta teria sido facilitada por uma falha que corta a região (Figura 7.2 e 7.9). Na porção rebaixada do perfil C a bacia do Rio Mãe Catira apresenta suas cabeceiras avançando sobre porções do Primeiro Planalto indicando uma possível captura fluvial. Entretanto não foi encontrado nenhum estudo a respeito desta porção que constataste tal fato. Na mesma porção (perfil C) a bacia do Rio São João (O3) apresentou a taxa de desnudação mais elevada (47,7 mm/Kry), contrastando com todas as demais (Tabela 7.1). Sabe-se que capturas fluviais têm o potencial de reorganizar a rede de drenagem nos tributários da drenagem principal, como ocorreu no rio Sorbas no sudeste da Espanha. Após uma captura fluvial a drenagem principal experimentou um aumento de dez vezes nas taxas de incisão do curso fluvial. Isto rebaixou em 90m o nível de base no local da captura, 50m ao longo de 7Km rio acima e 25m em 13Km mais a montante (MATHER, 2000). Uma elevada taxa de desnudação pode guardar uma correspondência muito grande com capturas fluviais e porções rebaixadas (descontínuas topograficamente), como ocorrem nas porções dos perfis C e E (Figura 7.10 e Tabela 7.1). É possível supor que muito provavelmente em outras porções ao longo da Serra do Mar onde ocorrem estas descontinuidades, como a do perfil C, essas taxas desnudacionais também sejam elevadas. Neste sentido, é importante que mais estudos sejam feitos nestas porções mais rebaixadas da Serra.

As taxas mensuradas se apresentaram mais elevadas na porção oceânica do que na continental. Se estas taxas forem incorporadas a um esquema simples (Figura 7.11) vão representar o que ocorre no modelo de Macedo (1989) e Gilchrist e Summerfield (1990; 1994), com uma desnudação mais agressiva no lado oceânico do que no continental. Tal esquema indica um entulhamento de sedimentos no lado oceânico ocasionado uma sobrecarga nesta porção. Com relação a sobrecarga pelo acúmulo de sedimentos na porção oceânica, indicado pelas taxas de desnudação e citado pelos autores acima, Bahniuk *et al.* (2002) identificaram áreas em franca subsidência no litoral do Paraná. A resposta isostática não é possível averiguar através deste método, uma vez que esta pode ser contínua ao longo do tempo operando sobre escalas de tempo mais longas do que a adotada pelo método utilizado neste trabalho. No entanto, as taxas desnudacionais também indicam que a remoção de material do continente vai gerar um alívio de carga nesta porção. Tais

interpretações levam a crer que a resposta isostática para a região é um fato perfeitamente plausível.

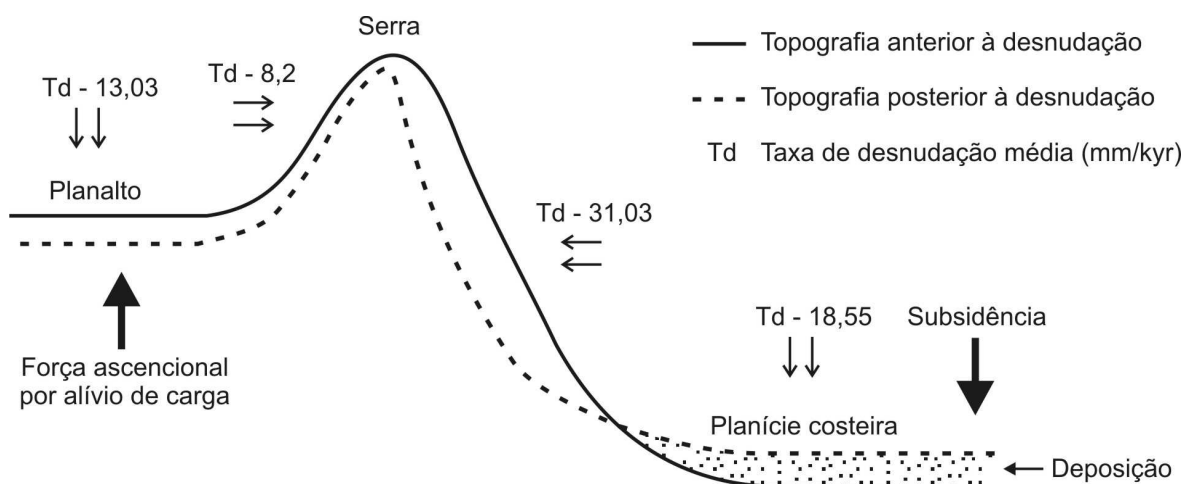


Figura 7.11 - Esquema de evolução geral da margem passiva na região da Serra do Mar no Estado do Paraná, com base nas taxas de desnudação médias (^{10}Be).

As taxas de desnudação mais elevadas no lado oceânico indicam que o recuo do escarpamento é real, mas não é homogêneo. A evolução desta porção do relevo através da análise das taxas de desnudação, geologia (Figura 7.2), topografia (Figura 7.10) e morfoestrutura (Figura 7.9) indicam um escarpamento inicial contínuo (Figura 7.12 - A) que evoluiu de forma diferenciada (Figura 7.12 - B). Em virtude de condicionamentos estruturais e do papel da erodibilidade algumas porções seriam mais desnudadas do que outras, provocando descontinuidades ao longo da Serra através de capturas fluviais. Algo semelhante a isto é esboçado por Summerfield (1991) quando associa seu modelo de evolução do relevo em margens passivas maduras de alta elevação com a evolução da drenagem (Figura 2.9). Summerfield (1991) apenas não considera a peculiaridade de uma rocha mais resistente nestas regiões (“Pães de Açúcar”), a exemplo do que ocorre no litoral do Paraná. No entanto, deixa clara a dificuldade de conciliar seu modelo hipotético com a grande variedade de margens passivas do globo.

As descontinuidades topográficas ao se desenvolverem em decorrência de capturas fluviais iriam ocupando áreas cada vez maiores em virtude novas capturas, avançando interior adentro e deixando a antiga porção elevada como um relevo residual (“Pães de Açúcar”). É possível supor ainda que no decorrer dos próximos milhões de anos a Serra do Mar, no Estado do Paraná, venha a assumir um relevo litorâneo a semelhança do atual litoral do Rio de Janeiro, que exhibe os “Pães de Açúcar” graníticos como relevos residuais, enquanto a

Serra está a alguns quilômetros interior adentro. No entanto, são necessários mais estudos para averiguação se estes resultados encontrados ocorrem também em outras porções da Serra do Mar.

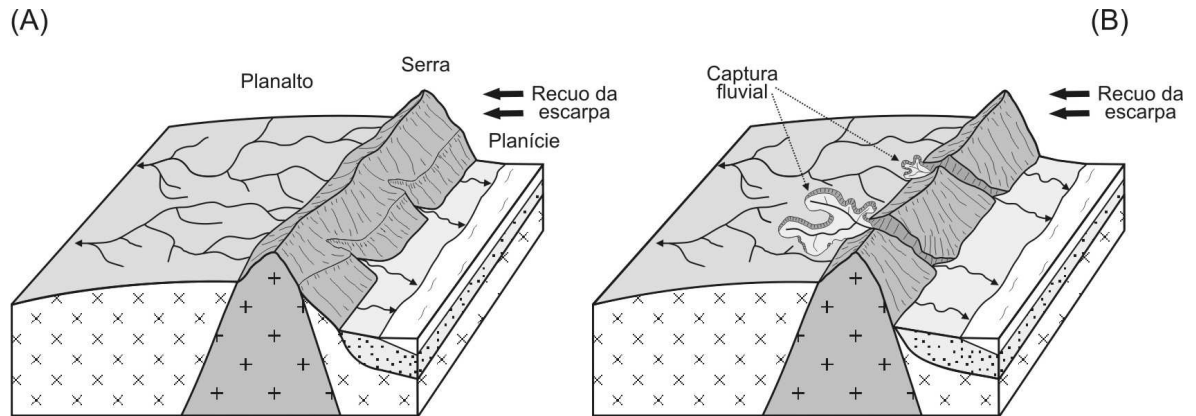


Figura 7.12 - Esquema de evolução do escarpamento da Serra do Mar no Estado do Paraná com base na análise dos resultados.

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados apresentados neste estudo demonstram taxas médias de desnudação ~2,4 vezes mais agressivas para as bacias costeiras em relação as bacias voltadas para o interior continental. As taxas médias foram estimadas em 26,04 mm/kyr para as bacias oceânicas e 11,1 mm/kyr para as bacias interioranas. Os dados indicam um acúmulo de sedimentos na planície costeira e sugerem um alívio de carga na porção continental decorrente da desnudação. A retração da escarpa em direção ao interior continental é evidente e as taxas mensuradas corroboram com as teorias de Macedo (1989) e Gilchrist e Summerfield (1990, 1994). Entretanto, esta retração em direção ao interior continental não é uniforme ao longo do escarpamento oceânico. Os cursos fluviais das bacias oceânicas tendem a capturar áreas do interior continental gerando descontinuidades num escarpamento antes contínuo. Esta dissecação mais agressiva em determinadas áreas em detrimento de outras parece estar relacionada ao controle lito-estrutural e a erodibilidade.

A desnudação mais elevada no escarpamento oceânico da Serra do Mar apresenta uma correspondência com outros escarpamentos em margens passivas maduras de alta elevação. Nestes escarpamentos foram obtidas taxas mais elevadas junto a escarpa voltada para o oceano. O lado oceânico da escarpa da Serra do Mar apresenta as maiores taxas de denudação seja qual for o contexto geomorfológico, cuja importância no controle das taxas de desnudação é claramente destacado.

Com relação aos fatores controladores do relevo a litologia se apresenta como principal fator quando se trata de pequenas bacias de drenagem. Os dados obtidos evidenciam a existência da desnudação diferencial entre os granitos (“Pães de Açúcar”) e migmatitos, no qual os granitos apresentam uma resistência muito maior frente aos migmatitos. Entretanto, regionalmente a diferença de nível de base controla a evolução do escarpamento através da amplitude e declividade. As bacias voltadas para o interior continental apresentam as menores taxas de desnudação (<14,0 mm/kyr), com menor declividade média (~19%) e menor amplitude (590-930m). As bacias voltadas para o oceano apresentam as maiores taxas de denudação (>15,0 mm/kyr), com maior amplitude (820-1860m) e maior declividade média (~24%). Os dados de amplitude e declividade correspondem com as taxas desnudacionais mais elevadas na porção voltada para o oceano.

Os dados são indicativos de uma maior resistência dos maciços graníticos exumados (“Pães de Açúcar”) e de sua importância na evolução da paisagem. A presença destes maciços exumados sugere uma diminuição das taxas médias de desnudação dentro das bacias hidrográficas em que ocorrem.

As bacias amostradas apresentam poucos riscos de fornecerem dados incompatíveis com as taxas de longo-termo. A técnica utilizada do ¹⁰Be se mostrou eficaz para mensurar as taxas desnudacionais no escarpamento da Serra do Mar, no Estado do Paraná. No entanto, tais estudos devem ser aprofundados para averiguação do seu comportamento em outras porções da Serra.

9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, 28, n. 2: 135-150, 1998.

ASMUS, H.E.; PORTO, R. Diferenças nos estágios iniciais da evolução tectônica da margem continental leste brasileira: possíveis causas e implicações. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú, **Anais...Camboriú, SBG**. 1980. v.1, p:225-239.

BAHNIUK, J.; SALAMUNI, E.; GALLINA, F.; PORTELA, C.V. Análise da tectônica rúptil, paleotensões e estudos neotectônicos na Serra do Mar no Estado do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, João Pessoa, **Anais...**, SBG. 2002, p:350-351.

BIERMAN, P.R.; CAFFEE, M. Slow rates of rock surface erosion and sediment production across the Namib desert and escarpment, southern Africa. **American Journal of Science**, 301: 326-358, 2001.

BINNIE, S.A.; PHILLIPS, W.M.; SUMMERFIELD, M.A.; FIFIELD, L.K.; SPOTILA, J.A. Tectonic and climatic controls of denudation rates in active orogens: The San Bernardino Mountains, California. **Geomorphology**, 118: 249-261, 2010.

BLANCKENBURG, F.V. The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. **Earth and Planetary Science Letters**, 242: 224-239, 2006.

BRAUCHER, R; BOURLÈS, D.L.; COLIN, F.; BROWN, E.T.; BOULANGÉ, B. Brazilian laterite dynamics using in situ-produced ^{10}Be . **Earth and Planetary Science Letters**. 163: 197-205, 1998.

BRAUCHER, R.; BOURLÈS, D.L.; BROWN, E.T.; COLIN, F.; MULLER, J.P.; BRAUN, J.J.; DELAUNE, M.; EDOU MINKO, A.; LESCOUET, C.; RAISBECK, G.M.; YIOU, F. Application of in situ-produced cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al to the study of lateritic soil development in tropical forest: theory and examples from Cameroon and Gabon. **Chemical Geology**. 170: 95-111, 2000.

BRAUCHER, R; LIMA, C.V.; BOURLÈS, D.L.; GASPAR, J.C.; ASSAD, M.L.L. Stone-line formation processes documented by in situ-produced ^{10}Be ditribution, Jardim River Basin, DF, Brasil. **Earth and Planetary Science Letters**. 222: 645-651, 2004.

BROWN, E.T.; STALLARD, R.F.; LARSEN, M.C.; RAISBECK, G.M.; YIOU, F. Denudation rates determined from the acumulation of in situ-produced ^{10}Be in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico. **Earth and Planetary Sciences Letters**. 129: 193-202, 1995.

CHARLTON, R. **Fundamentals of fluvial geomorphology**. Routledge, 2008. p. 52-68, 93-116.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2 edição. São Paulo: Edgard Blucher, 1980. 188p.

CLAPP, E.M.; BIERMAN, P.R.; SCHICK, A.P.; LEKACH, J.; ENZEL, Y.; CAFFEE, M. Sediment yield exceeds sediment production in arid region drainage basins. **Geology**. v.28, n.11: 995-998, 2000.

COCKBURN, H.A.P.; SUMMERFIELD, M.A. Geomorphological applications of cosmogenic isotope analysis. **Progress in Physical Geography**. 28:1-42, 2004.

CONCEIÇÃO, J.C.J; ZALÁN, P.V.; WOLFF, S. Mecanismo, evolução e cronologia do Rift Sul-atlântico. **Boletim de Geociências da Petrobrás**. 2(2/4): 255-265, 1988.

DUNAI, T.J. **Cosmogenic nuclides: principles, concepts and applications in the Earth surface sciences**. Cambridge, 2010. p. 1-57.

FAIRCHILD, T.R., TEIXEIRA, W.; BABINSKI, M. Tectônica Global. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M.C.M.; FAIRCHILD, T.R.; TAIOLI, F. **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, 2003. p. 305-326.

FERRAZ, C.M.L. **A evolução do relevo adjacente à margem continental passiva brasileira: das “chapadas” do Jequitinhonha à planície costeira do sul da Bahia**. 2006. 106f. Dissertação de Mestrado – UFMG, Belo Horizonte, 2006.

FRANCO-MAGALHÃES, A.O.B.; HACKSPACHER, P.C.; SAAD, A.R. Exumação tectônica e reativação de paleolineamentos no Arco de Ponta Grossa: termocronologia por traços de fissão em apatitas. **Revista Brasileira de Geociências**. 40 (2): 184-195, 2010.

GILCHRIST, A. R.; SUMMERFIELD, M. A. Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwarps. **Nature**, v.346, p.739-742, 1990.

GILCHRIST, A. R.; SUMMERFIELD, M. A. Tectonic models of passive margin evolution and their implications for theories of long-term landscape development. In: **Process Models and Theoretical Geomorfology**. Editado por: M.J. Kirkby. John Wiley & Sons Ltd.: 55-84, 1994.

GRANGER, D.E.; KIRCHNER, J.W.; FINKEL, R.C. Spatially averaged long-term erosion rates measured from in situ-produced cosmogenic nuclides in alluvial sediment. **The Journal of Geology**, 104:249-257, 1996.

GRANGER, D.E.; RIEBE, C.S.; KIRCHNER, J.W.; FINKEL, R.C. Modulation of erosion on steep granitic slopes by boulder armoring, as revealed by cosmogenic ²⁶Al and ¹⁰Be. **Earth and Planetary Science Letters**, 186: 269-281, 2001.

HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; MORALES, N.; JIMENEZ-RUEDA, J.R. Evolução morfotectônica do sudeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, Belo Horizonte. **Anais...**, 1998, p: 78.

HEIMSATH, A.M.; CHAPPELL, J.; FINKEL, R.C.; FIFIELD, K.; ALIMANOVIC, A. Escarpment erosion and landscape evolution in southeastern Australia. **Geological Society of America**, 398: 173-190, 2006.

HIRUMA, S.T.; RICCOMINI, C.; MODENESI-GAUTTIERI, M.C.; HACKSPACHER, P.C.; HADLER NETO, J.C. Significado tectônico e denudacional das cimeiras do sudeste do Brasil (Planaltos de Campos do Jordão e da Bocaina). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44, Curitiba. **Anais...**, 2008, p: 293.

HOWARD, A.D.; DIETRICH, W. E.; SEIDL, M.A. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. **Journal of Geophysical Research**, 99 (B7), p. 13.971-13.986, 1994.

IAPAR (Instituto Agrônomo do Paraná) – Classificação Climática, 2000. Disponível em: <<http://www.iapar.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=863>>. Acesso em 02 de setembro de 2010.

IPARDES (Instituto Paranaense de Desenvolvimento Econômico e Social) - Fundação Edison Vieira. **Diagnostico fisico-ambiental da Serra do Mar: área sul**. Curitiba, 103p., 1991.

ITCG (Instituto de Terras Cartografia e Geociências) – Mapa de Climas, 2008. Disponível em: <<http://www.itcg.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=47>>. Acesso em 14 de julho de 2009.

ITCG (Instituto de Terras Cartografia e Geociências) – Mapa de Solos, 2008. Disponível em: <<http://www.itcg.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=47>>. Acesso em 14 de julho de 2009.

ITCG (Instituto de Terras Cartografia e Geociências) – Mapa Fitogeográfico, 2009. Disponível em: <<http://www.itcg.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=47>>. Acesso em 14 de julho de 2009.

KIRCHNER, J.W.; FINKEL, R.C.; RIEBE, C.S.; GRANGER, D.E.; CLAYTON, J.L.; KING, J.G. Mountain erosion over 10 yr, 10 ky, and 10 my time scales. **Geology**, v.29, n.7: 591-594, 2001.

LAL D. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. **Earth and Planetary Science Letters**, 104: 424-439, 1991.

LEEDER, M. R. Denudation, Vertical Crustal Movements and Sedimentary Basin Infill. **Geologische Rundschau**, 80(2): 441-458, 1991.

MAACK, R.. **Geografia Física do Estado do Paraná**. 2ª ed. Curitiba: Ed. Livraria José Olympio, 1981. 450p.

MACEDO, J.M. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, 3(3): 159-173, 1989.

MATHER, A.E. Adjustment of a drainage network to capture induced base-level change: na example from the Sorbas Basin, SE Spain. **Geomorphology**, 34, p. 271-289, 2000.

MATMON, A.; BIERMAN, P.R.; LARSEN, J.; SOUTHWORTH, S.; PAVICH, M.; CAFFEE, M. Temporally and spatially uniform rates of erosion in the souther Appalachian Great Smoky Mountains. **Geology**, v.31, n.2: 155-158, 2003.

MENDONÇA, F.; DANNI-OLIVEIRA, I. M. **Climatologia: noções básicas e clima do Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos. 2007. p.111-112, 143-144.

MILLIMAN, J.D.; SYVITSKI, P.M. Geomorphic/Tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: The Importance of Small Mountainous Rivers. **The Journal of Geology**, v.100, p.525-544, 1992.

MINEROPAR (Minerais do Paraná S/A). Caracterização da atividade mineral. **Programa Proteção da Floresta Atlântica –Paraná**. Volume 1 - texto. Curitiba. 2002. 107p.

MINEROPAR (Minerais do Paraná S/A). **Atlas Geológico do Estado do Paraná** – Escala 1:650.000. Mineropar – Minerais do Paraná. Curitiba, 116p., 2001.

MINEROPAR (Minerais do Paraná S/A); UFPR (Universidade Federal do Paraná). **Atlas Geomorfológico do Estado do Paraná** – Escala base 1:250.000, modelos reduzidos 1:500.000; Curitiba, 63p., 2006. Disponível em <<http://www.mineropar.pr.gov.br/mineropar/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=42>>. Acesso em 02 de agosto de 2009.

MINISTÉRIO DA DEFESA. **Carta Rio do Nunes**: Exército Brasileiro. Secretaria de Tecnologia da Informação. Diretoria de Serviço Geográfico. Folha SG-22-X-D-II-3-NE, MI-2843-3-NE. Paraná, Brasil, Brasília, 1ª ed., 2003. Escala 1:25.000.

MIZUSAKI, A.; THOMAZ FILHO, A. O magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. **Geologia do Continente Sul-Americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. p. 281-291.

MODENESI-GAUTTIERI, M.C.; HIRUMA, S.T.; RICCOMINI, C. Morphotectonics of a high plateau on the northwestern flank of the Continental Rift of southeastern Brazil. **Geomorphology**, 43, p.257-271, 2002.

MORAIS NETO, J. M.; VACONCELOS, P.M.; STONE, J. Tuning the landscape evolution in the Borborema Province, northeastern Brazil, by reconciling low-temperature thermochronology and ¹⁰Be isotope analysis. In: VII SSAGI SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 7, Brasília. **Abstracts**, CD, 2010.

MORAIS NETO, J.M.; VACONCELOS, P.M.; STONE, J.; LIMA, M.G. Variability of erosion rates captured by ¹⁰Be cosmogenic isotope: a case study in the Seridó Valley, northeastern Brazil. In: VII SSAGI SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 7, Brasília. **Abstracts**, CD, 2010b.

NETTO, A.L.C. Evolução de Cabeceiras de Drenagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ): a Formação e o Crescimento da Rede de Canais sob Controle Estrutural. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Ano 4, n.2, p.69-100, 2003.

NISHIZUMI, K.; LAL, D.; KLEIN, J.; MIDDLETON, R.; ARNOLD, J.R. Production of ^{10}Be and ^{26}Al by cosmic rays in terrestrial quartz in situ and implications for erosion rates. **Nature**, 319 (9):134-136, 1986.

NIEMI, N.A.; OSKIN, M.; BURBANK, D.W.; HEIMSATH, A.M.; GABET, E.J. Effects of bedrock landslides on cosmogenically determined erosion rates. **Earth and Planetary Science Letters**, 237: 480-498, 2005.

OLLIER, C.D.; PAIN, C.F. Equating the basal unconformity with the palaeoplain: a model for passive margins. **Geomorphology**, 19, p. 1-15, 1997.

PACIÊNCIA, M.L.B. **Diversidade de pteridófitas em gradientes de altitude na Mata Atlântica do Estado do Paraná, Brasil**. 2008. 230f. Tese de Doutorado - Instituto de Biociências, USP, São Paulo, SP, 2008.

PALUMBO, L.; HETZEL, R.; TAO, M.; LI, X. Topographic and lithologic control on catchment-wide denudation rates derived from cosmogenic ^{10}Be in two mountain ranges at the margin of NE Tibet. **Geomorphology**, 117: 130-142, 2009.

PARANÁ. Secretaria de Estado do Meio Ambiente e Recursos Hídricos. Programa Floresta Atlântica. **Mapeamento geológico da região de ocorrência da Floresta Atlântica no Paraná**. Curitiba: SEMA / MINEROPAR. CD-ROM, 2003.

PAULA, E.V.; SANTOS, L.J.C.; UBER, J. A. Análise da suscetibilidade geopedológica à produção de sedimentos na área de drenagem da Baía de Antonina/PR. **Revista de Geografia** (Recife), v.2, p. 134-147, 2010.

PINET, P.; SORIAU, M. Continental Erosion and Large-Scale Relief. **Tectonics**, 7(3): 563-582, 1988.

PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINGER, J.; JORDAN, T. H. **Para Entender a Terra**. Porto Alegre: Bookman, 2006. 656p.

RIBEIRO, M.C.S; HACKSPACHER, P.C.; RIBEIRO, L.F.B.; STOCKLI, D.; HADLER NETO, J.C. Evolução Tectônica de Denudacional da Serra do Mar (SE/Brasil) no limite entre o Cretáceo Superior e Paleoceno utilizando análises de traços de fissão e U-Th/He em apatitas. In: VII SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA E II ENCONTRO LATINO-AMERICANO DE GEOMORFOLOGIA, 7., 2008. **Anais....** Belo Horizonte, 2008. 1 CD- ROM.

RICH, J.L. Problems in brazilian geology and geomorphology suggested by reconnaissance in summer of 1951. Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, USP, São Paulo, **Boletim**, n.146, p.3-79 (Geologia 9), 1953.

RICCOMINI C. **O Rift Continental do Sudeste do Brasil**. 1989. 256f. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 1989.

RICCOMINI, C; SANT'ANNA, L.G.; FERRARI, A.L. Evolução geológica do rift continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. **Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 383-405.

RIEBE, C.S.; KIRCHNER, J.W.; GRANGER, D.E.; FINKEL, R.C. Erosional equilibrium and disequilibrium in the Sierra Nevada, inferred from cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in alluvial sediment. **Geology**, v.28, n. 9: 803-806, 2000.

RIEBE, C.S.; KIRCHNER, J.W.; GRANGER, D.E.; FINKEL, R.C. Minimal climatic control on erosion rates in the Sierra Nevada, California. **Geology**, v.29, n.5: 447-450, 2001.

SAADI, A. **Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais (tensões intraplacas, descontinuidades crustais e morfogênese)**. 1991. 285f. Tese para professor titular – Instituto de Geociências, UFMG/IGC, Belo Horizonte, 1991.

SAADI, A. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Geonomos**, 1 (1): 1-15, 1993.

SAADI, A. Modelos Morfogênicos e Tectônica Global: reflexões conciliatórias. **Geonomos**, 6 (1): 55-63, 1998.

SALGADO, A.A.R. **Estudo da evolução do relevo do Quadrilátero Ferrífero, MG - Brasil, através da quantificação dos processos erosivos e desnudacionais**. 2006. 125 f., Tese (doutorado), Universidade Federal de Ouro Preto, 2006.

SALGADO, A.A.R. Mesa Redonda: Aplicação dos Isótopos Cosmogênicos à Geomorfologia: Trabalhos já realizados e perspectivas futuras. In: VII SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA E II ENCONTRO LATINO-AMERICANO DE GEOMORFOLOGIA, 7., 2008, Belo Horizonte: UFMG, **Anais...** Belo Horizonte. VII SINAGEO, 2008. 1 CD – ROM.

SALGADO, A.A.R.; COLIN, F.; NALINI, H.A.JR; BRAUCHER, R.; VARAJÃO, A.F.D.C.; VARAJÃO, C.A.C. O papel da desnudação geoquímica no processo de erosão diferencial no Quadrilátero Ferrífero/MG. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. Ano 5, n 1: 55-69, 2004.

SALGADO, A.A.R.; COLIN, F.; NALINI, H.A.JR; BRAUCHER, R.; VARAJÃO, A.F.D.C.; VARAJÃO, C.A.C. Denudation rates of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil): Preliminary results from measurements of solute fluxes in rivers and in situ-produced cosmogenic ^{10}Be . **Journal of Geochemical Exploration**, v. 88, p. 313-317, 2006.

SALGADO, A.A.R.; COLIN, F.; NALINI, H.A.JR; BRAUCHER, R.; VARAJÃO, A.F.D.C.; VARAJÃO, C.A.C. Study of the erosion rates in the upper Maracujá Basin (Quadrilátero Ferrífero/MG, Brazil) by the in situ produced cosmogenic ^{10}Be method. **Earth Surface Process and Landforms**. 32 (6): 905-911, 2007a.

SALGADO, A.A.R.; COLIN, F.; NALINI, H.A.JR; BRAUCHER, R.; VARAJÃO, A.F.D.C.; VARAJÃO, C.A.C.; CHEREM, L.F.S.; MARENT, B.; BRINDUSA, C. B. Estimativa da taxas de erosão das terras altas da alta bacia do Rio das Velhas no Quadrilátero Ferrífero: implicações para a evolução do relevo. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. 8(2): 3-10, 2007b.

SALGADO, A.A.R.; COLIN, F.; NALINI, H.A.JR; BRAUCHER, R.; VARAJÃO, A.F.D.C.; VARAJÃO, C.A.C. Relief evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil) by means of (¹⁰Be) cosmogenic nuclei. **Zeitschrift fur Geomorphologie**. 52 (3): 317-323, 2008.

SANTOS, A.R. **A grande barreira da Serra do Mar**: da trilha dos Tupiniquins à Rodovia dos Imigrantes. São Paulo: O Nome da Rosa, 2004. p. 25-29.

SANTOS, L. J. C.; PAULA; E.V. de; GROCHOCKI; M.A.F. Mapeamento Geomorfológico como Subsídio à Identificação e à Estimativa dos Solos Potenciais na Área de Drenagem da Baía de Antonina (PR). In: VII SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA E II ENCONTRO LATINO-AMERICANO DE GEOMORFOLOGIA, 7., 2008, Belo Horizonte, **Anais...** Belo Horizonte: UFMG, 2008. 01 CD-ROM.

SIAME, L.L.; BRAUCHER, R.; BOURLÈS, D.L. Les nucléides cosmogéniques produits in situ: de nouveaux outils en géomorphologie quantitative. **Bull. Soc. Géol. France**, 171(4): 383-396, 2000.

SOUZA, D.M.; ALMEIDA, J.C.H.; LOBO, J.T. Tectônica de “emplacement” no enxame de diques de Ponta Grossa e estruturação rúptil Meso-cenozóica, na região da Baía de Paranaguá (PR). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45, Belém, **Anais...** Belém, SBG. 2010, p.328.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais (passado + presente = futuro?)** São Paulo: Paulos's Comunicação e artes gráficas, 2001. 366p.

SUMMERFIELD, M.A. **Global Geomorphology: an introduction of the study of landforms**. Essex, Longman Scientific & Technical, 1991. 537p.

TASSINARI, C.C.G. Tectônica Global. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M.C.M.; FAIRCHILD, T.R.; TAIOLI, F. **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, 2003. p.97-112.

THOMAS, M.F. **Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes**. Chichester: John Wiley & Sons, 1994. 460p.

VALADÃO, R. C. **Evolução de longo termo do relevo do cráton do São Francisco (desnudação, paleosuperfícies e movimentos crustais)**. 1998. 343f. Tese de Doutorado – UFBA, Salvador, 1998.

VANACKER, V.; BLANCKENBURG, F.V.; HEWAWASAM, T.; KUBIK, P.W. Constraining landscape development of the Sri Lankan escarpment with cosmogenic nuclides in river sediment. **Earth and Planetary Science Letters**, 253: 402-414, 2007.

VELOSO, H.P.; FILHO, A.L.R.R.; LIMA, J.C.A. **Classificação da Vegetação Brasileira, adaptada a um sistema universal**. Rio de Janeiro: IBGE, Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, 1991. p. 50-74.

VIGNOL-LELARGE, M.L.M.; SOLIANI JR., E.; POUPEAU, G. Datação pelos traços de fissão do domínio meridional da Serra do Mar (Arco de Ponta Grossa – Brasil). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário de Camboriú - SC, 1994. **Boletim de Resumos Expandidos**. SBG. v.2, p. 379-380, 1994.

ZALÁN, P.V. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, p. 595-612, 2004.

ZALÁN, P.V.; OLIVEIRA, J.A.B. Origem e evolução estrutural do sistema de rifte Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, 13 (2): 269-300, 2005.