



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

Luma Botelho de Souza

**APLICAÇÃO DA MODELAGEM MATEMÁTICA NA SIMULAÇÃO DO RECUE
DIFERENCIAL DA ESCARPA DA SERRA DA MANTIQUEIRA, NA BORDA
NORTE DA BACIA DE RESENDE**

Trabalho Final de Curso (Geologia)

**UFRJ
Rio de Janeiro**



Luma Botelho de Souza

**APLICAÇÃO DA MODELAGEM MATEMÁTICA NA SIMULAÇÃO DO RECUE
DIFERENCIAL DA ESCARPA DA SERRA DA MANTIQUEIRA, NA BORDA
NORTE DA BACIA DE RESENDE**

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau em Geologia.

Orientadores:

Claudio Limeira Mello
(Departamento de Geologia, UFRJ)

Nelson Ferreira Fernandes
(Departamento de Geografia, UFRJ)

Co-orientador:

Alonso Joaquim Juvinao Carbono
(Departamento de Engenharia Civil, PUC-Rio)

**Rio de Janeiro
Fevereiro de 2012**

Souza, Luma Botelho

Aplicação da Modelagem Matemática na Simulação do Recuo Diferencial da Escarpa da Serra da Mantiqueira, na borda norte da Bacia de Resende / Luma Botelho de Souza. – Rio de Janeiro: UFRJ, Instituto de Geociências, 2012.

46p.

Trabalho de Conclusão de Curso: Graduação em Geologia – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia.

Orientadores: Cláudio Limeira Mello, Nelson Ferreira Fernandes;
Co-orientador: Alonso Joaquim Juvinao Carbono.

1. Modelagem Matemática. 2. Recuo Diferencial. 3. Serra da Mantiqueira.

Luma Botelho de Souza

**APLICAÇÃO DA MODELAGEM MATEMÁTICA NA SIMULAÇÃO DO RECUE
DIFERENCIAL DA ESCARPA DA SERRA DA MANTIQUEIRA, NA BORDA
NORTE DA BACIA DE RESENDE**

Trabalho final de Curso de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário para obtenção do grau em Geologia.

Orientadores:

Claudio Limeira Mello

Nelson Ferreira Fernandes

Co-orientador:

Alonso Joaquim Juvinao Carbono

Aprovada em:

Por:

Orientador: Dr. Claudio Limeira Mello, IGeo/UFRJ

Orientador: Dr. Nelson Ferreira Fernandes, IGeo/ UFRJ

Co-orientador: Dr. Alonso Joaquim Juvinao Carbono, PUC-Rio

Dr. Renato Rodriguez Cabral Ramos, Museu Nacional/UFRJ

Dr. Gerson Cardoso da Silva Jr., IGeo/UFRJ

Dedico este trabalho aos meus pais,
Lucia e Renato,
por todo apoio e incentivo de sempre.

Agradecimentos

Agradeço a Deus por conseguir concretizar mais uma etapa da minha vida e por querer e acreditar que realizarei tantas outras.

Aos meus pais, Lucia Maria Botelho de Souza e Renato Pereira de Souza, por toda dedicação, por me ensinarem o valor da educação na vida de uma pessoa, e também por todo apoio e aconselhamento, tanto na minha vida pessoal quanto na profissional.

Ao meu orientador Nelson Ferreira Fernandes, por acreditar na minha capacidade na realização deste trabalho, por me mostrar que não só os livros de Geologia, mas também os de Cálculo têm seu valor, e pelos artigos enviados nas tardes de domingo.

Ao meu orientador Cláudio Limeira Mello, por toda a atenção e dedicação na orientação deste trabalho e também por proporcionar, juntamente com o professor Renato Ramos, a realização do melhor trabalho de campo do curso de graduação – Estágio de Campo II, no qual pude aprender muito a nível acadêmico e pessoal.

Ao meu co-orientador Alonso Joaquim Juvinao Carbono, por toda atenção e paciência, e por dispor seu tempo em me ajudar com as simulações realizadas neste trabalho.

Ao amigo Marcel Lopes, pelas discussões científicas, pela ajuda, pelos ensinamentos e incentivos para a realização deste trabalho; e também por me lembrar que sou uma pessoa “racional” e não “maluca”.

As amigas da graduação, com as quais aprendi muitas coisas e com as quais tive o prazer de conviver durante o curso: Francis Pimentel Lima, Patrícia de Souza Miranda, Vivian de Avelar Las Casas Rebelo, Camilla Bazzarella Gomes Costa, Caroline de Oliveira Nardi Leite, Mariana Brando Soares; e ao amigo Nick Dourado.

Resumo

SOUZA, Luma Botelho. *Aplicação da Modelagem Matemática na Simulação do Recuo Diferencial da Escarpa da Serra da Mantiqueira*. Rio de Janeiro, 2012. 46 p. Trabalho Final de Curso (Geologia) - Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

A Serra da Mantiqueira, no sudeste brasileiro, foi formada a partir da instalação de um rifte continental no Cenozóico, o qual está associado a eventos tectônicos iniciados no Mesozóico, que levaram a fragmentação do Gondwana e abertura do Atlântico. A estes eventos estiveram associadas manifestações magmáticas alcalinas, cuja origem tem sido relacionada à passagem da placa Sul-Americana por sobre um *hot spot* ou a reativações tectônicas de estruturas presentes no embasamento. Estes corpos intrusivos parecem exercer um importante controle litológico no relevo, sustentando planaltos e escarpas e destacando-se em relação às mais altas elevações das serras que os circundam. O presente trabalho tem como objetivo a aplicação da modelagem matemática para simular o recuo diferencial da escarpa da Serra da Mantiqueira, próximo ao Maciço Alcalino do Itatiaia e da borda norte da Bacia de Resende, procurando entender como as diferenças litológicas têm influenciado nesse processo ao longo do tempo geológico. A metodologia consistiu no uso de um simulador numérico, com o qual foi possível representar as principais variações litológicas existentes na área, assim como processos erosivos e tectônicos atuantes no relevo. Dessa forma, foi obtido um cenário para simular a evolução da Serra em um intervalo de tempo de 50 Ma, que é a idade estimada para a origem do rifte continental do sudeste do Brasil e o desenvolvimento da falha principal da Bacia de Resende. Ao final da simulação, foram obtidos os valores do recuo máximo, 10 km, e do recuo mínimo, 3 km, para a borda de falha escarpada, além de uma taxa estimada de denudação de 26,5 m/Ma para a área de estudo. De acordo com os resultados obtidos no presente estudo, após o processo de rifteamento que levou a formação do rifte continental e da borda de falha da bacia de Resende, foi formada uma topografia assimétrica e um *front* erosivo no flanco do rifte com maior inclinação, sendo a preservação desta feição associada à interação dinâmica entre processos tectônicos, que causaram soerguimentos pós-rifte, e processos de erosão, principalmente incisão fluvial, e de transporte. A variação litológica presente na área é o principal fator condicionante para o recuo diferencial e a forma tomada pela borda escarpada do rifte ao longo do tempo.

Palavras-chave: Modelagem Matemática; Serra da Mantiqueira; recuo diferencial; variação litológica.

Abstract

SOUZA, Luma Botelho. *Application of Mathematical Modeling in Simulation of Differential Escarpment Retreat of Serra da Mantiqueira*. Rio de Janeiro, 2012. 46 p. Trabalho Final de Curso (Geologia) - Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

The Serra da Mantiqueira, in southeastern Brazil, was formed from the installation of a continental rift in the Cenozoic, which is associated with the Mesozoic tectonic events that led to fragmentation of Gondwana and the opening of the South Atlantic. At these events were associated alkaline magmatic events, whose origin has been related to the passage of the South American plate over a hot spot or tectonic reactivations of structures present in the basement. These intrusive bodies appear to exert an important lithological control on relief, holding plateaus and cliffs and standing out in relation to the higher elevations of the mountains that surround them. The present work aims at applying mathematical modeling to simulate the differential retreat of the escarpment of the Serra da Mantiqueira near the Alkaline Massif of Itatiaia and northern edge Resende basin, focusing on how the lithologic differences have influenced this process over geological time. The methodology was the use of a numerical simulator, with which it was possible to represent the lithological variations in the area, as well as erosion and tectonic processes active in relief. Thus, it was obtained a scenario to simulate the evolution of the Serra da Mantiqueira at an interval of 50 Ma, which is the estimated age for the origin of continental rift of southeastern Brazil and the development of major fault Resende Basin. At the end of the simulation, values were obtained for the maximum retreat (10 km), and minimum retreat (3 km) to the steep edge of failure, and an estimated rate of denudation of 26 m / Ma for the study area. According to the results obtained in this study, after the rifting process that led to the formation of continental rift fault and the edge of the Resende basin, it was formed an asymmetric topography and erosion in a front side of the rift with greater slope, and the preservation of this feature associated with the dynamic interplay between tectonic processes that caused post-rift uplifts, and erosion processes, especially fluvial incision and transport. The lithological variation present in the area is an important determinant for retreat and differential form taken by the steep edge of the rift over time.

Key-words: Mathematical Modeling; Serra da Mantiqueira; retreat differential; lithological variation.

Lista de Figuras

Figura 1	Mapa mostrando a localização dos grandes escarpamentos (<i>Great Escarpments</i>) em margens continentais rifteadas, destacando, no quadro, um perfil do Grande Escarpamento do sul da África. Deve-se ressaltar a representação exagerada da extensão da Serra do Mar nesta figura. Fonte: Kooi & Beaumont (1994).	3
Figura 2	Esquema do modelo de denudação diferencial de margens de riftes elevadas proposto por Gilchrist & Summerfield (1990). Pode-se observar a assimetria da topografia e o recuo do escarpamento da posição inicial na fase rifte até a presente elevação. A taxa de denudação na costa (e_1) é maior que no interior do continente (e_2), gerando uma resposta isostática com maior soerguimento junto à escarpa (barra inferior com setas maiores). A resposta isostática é função da densidade do manto (“D”) e da taxa de denudação.	4
Figura 3	Representação dos tipos de margens de rifte segundo Matmon <i>et al.</i> (2002).	5
Figura 4	Ilustração esquemática dos principais processos incorporados pelo modelo de Tucker & Slingerland (1994) para evolução do relevo.	6
Figura 5	(A) Modelo evolutivo com atuação apenas de erosão por processos de encosta, que levam à suavização da topografia e à migração do divisor de drenagem em direção à encosta de menor gradiente. (B) Modelo evolutivo com ação apenas de processos fluviais, em que a descarga dos canais aumenta do topo em direção ao nível de base, onde a erosão é maior. Neste caso, o divisor não sofre erosão nem migra (“divisor fixo”). Fonte: Kooi & Beaumont (1994).	7
Figura 6	(A) Simulação da evolução de um escarpamento para um clima relativamente úmido. (B) Simulação da evolução de uma escarpa para um clima árido. Fonte: Kooi & Beaumont (1994).	7
Figura 7	Cenários obtidos por Moreira (2008) na simulação da evolução da borda de falha da bacia de Resende, com o uso do simulador GOLEM.	8
Figura 8	Evolução do relevo na Bacia de Resende, segundo Carbono (2010).	9
Figura 9	Localização da área de estudo e as principais vias de acesso. (<i>Earth Explorer, USGS</i>)	11
Figura 10	Subdivisão da Província Mantiqueira: o segmento setentrional é o Orógeno Araçuaí; o segmento central inclui a porção sul do Orógeno Brasília, os orógenos Ribeira e Apiaí; e o segmento meridional inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel. O retângulo vermelho localiza a área de estudo no segmento central. Fonte: Heilbron <i>et al.</i> (2004).	12

- Figura 11** Mapa tectônico do Segmento Central do Sistema Orogênico Mantiqueira, com a delimitação da área de estudo (retângulo vermelho). Legenda: 1- Riftes Cenozóicos; 2- Rochas alcalinas do Cretáceo e Terciário; Orógeno Brasília (3-4): 3- *Nappes* Inferiores, 4- *Nappes* Superiores; Cráton São Francisco (5-7): 5- Embasamento do CSF e Domínio autóctone, 6- Supergrupo São Francisco, 7- Metassedimentos do Domínio Autóctone; Orógeno Ribeira (8-13): 8- Domínio Andrelândia e 9- Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 10- Klippe Paraíba do Sul; 11- Terreno Oriental incluindo 12- Granitóides do Arco Magmático Rio Negro; 13- Terreno Cabo Frio; Orógeno Apiaí/Paranapiacaba (14-15): 14- Terrenos São Roque e Açungui; 15- Terreno Embu. Fonte: Heilbron *et al.* (2007). **13**
- Figura 12** Seção Geológica A-B do segmento central da Faixa Ribeira com a relação entre seus terrenos e domínios estruturais (ver localização da seção na Figura 11). Legenda: Terreno Ocidental (1-6): 1 a 3- Megassequência Andrelândia nos domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora, Terreno Ocidental; 4 a 6- Associações do embasamento (complexos Barbacena, Mantiqueira e Juiz de Fora); Terreno Paraíba do Sul (7-8): 7- Grupo Paraíba do Sul; 8- Complexo Quirino; Terreno Oriental (9-13): 9- Sequência Cambuci; 10- Sequência Italva; 11- Sequência Costeiro; 12- Arco Magmático Rio Negro; 13- Granitos colisionais; Terreno Cabo Frio (14-15): 14- Sequências Búzios e Palmital; 15- Complexo Região do Lagos. Fonte: Heilbron *et al.* (2007). **13**
- Figura 13** Mapa tectônico da região Sudeste do Brasil, com a delimitação da área de estudo (retângulo vermelho). Legenda: 1) Cráton do São Francisco; 2) Cinturão Brasília; 3) Terreno Cabo Frio; 4) Terreno Oriental – Domínio Costeiro; 5) Terreno Oriental -Arco Magmático Rio Negro; 6) *Klippe* Paraíba do Sul; 7) Terreno Ocidental; 8) Bacia do Paraná; 9) corpos alcalinos do Cretáceo Superior a Eoceno; 10) Bacias do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB): A – São Paulo; B - Taubaté; C - Resende; D -Volta Redonda; E -Macacu; F - Itaboraí; G – Barra de São João; 11) sedimentos cenozóicos indiferenciados; 12) falhas reversas, nappes; 13) Alinhamento Magmático de Cabo Frio; 14) limites de grábens do RCSB. Fonte: Riccomini *et al.* (2004). **15**
- Figura 14** Mapa geológico simplificado mostrando o embasamento da Bacia de Resende e seus depósitos. A área de estudo encontra-se delimitada em vermelho. Fonte: Pereira (2001), Costa e Raposo (1982,1983) *in* Ramos (2003). **17**
- Figura 15** Mapa dos Domínios e Regiões Morfoestruturais do estado do Rio de Janeiro, segundo Silva (2002), com a delimitação da área de estudo em vermelho. **20**
- Figura 16** Compartimentação geomorfológica do médio vale do rio Paraíba do sul, segundo Silva *et al.* (2007), com base nas cartas topográficas, na escala 1:50.000: Agulhas Negras, São José do Barreiro, Resende, Bananal, Nossa Senhora do Amparo e Volta Redonda. Em vermelho, a delimitação da área de estudo. **22**

- Figura 17** (A) Esquema evolutivo da Bacia de Santos e da área continental adjacente, segundo Asmus & Ferrari (1978), mostrando a formação do domo a partir da pluma mantélica no Permiano (estágio A), afinamento litosférico devido à erosão e ruptura crustal no Eocretáceo (estágio B), movimentos verticais opostos em resposta ao desequilíbrio de massa entre a Bacia de Santos e a área continental (estágio C), e falhamentos normais e basculamento de blocos no Cenozóico (Paleoceno-Plioceno) (estágio D). (B) Perfil geológico, sem escala, transversal às serras do Mar e da Mantiqueira e à Bacia de Santos. **Fonte:** modificado de Asmus & Ferrari, 1978 *in* Moreira (2008). **24**
- Figura 18** Contexto geológico regional do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), com a localização da área investigada no presente trabalho (retângulo vermelho). Legenda: 1) embasamento pré-cambriano; 2) rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Paraná; 3) rochas vulcânicas toleíticas eocretáceas da Formação Serra Geral; 4) rochas relacionadas ao magmatismo alcalino mesozoico-cenozoico; 5) bacias cenozoicas do RCSB (1- Bacia de Itaboraí, 2- Gráben de Barra de São João, 3- Bacia do Macacu, 4- Bacia de Volta Redonda, 5- Bacia de Resende, 6- Bacia de Taubaté, 7- Bacia de São Paulo, 8- Gráben de Sete Barras, 9- Formação Pariqüera-Açu, 10- Formação Alexandra e Gráben de Guaraqueçaba, 11- Bacia de Curitiba, 12- Gráben de Cananéia); 6) zonas de cisalhamento pré-cambrianas, em parte reativadas durante o Mesozoico e Cenozoico. **Fonte:** Riccomini *et al.* (2004). **25**
- Figura 19** Esboços paleotectônicos dos quatro primeiros eventos responsáveis pela formação e evolução do segmento central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil. Legenda no quadro D: 1) falhas de componente predominante normal; 2) falha de componente transcorrente sinistral; 3) falha de componente transcorrente dextral; 4) falha de componente predominante reversa; 5) falha com movimentação não caracterizada. **Fonte:** Riccomini *et al.* (2004). **26**
- Figura 20** Mapa de distribuição dos quatro riftes do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (SRCSB), com a localização da área investigada no presente trabalho (retângulo vermelho): (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo; de suas falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões/lavas alcalinas e charneira cretácea das bacias de Santos e Campos. **Fonte:** Zalán & Oliveira (2005). **27**
- Figura 21** (A) Reconstituição da Serra do Mar Cretácea (SMC) - área alaranjada. Observar a posição da linha de costa atual (linha azul). (B) Riftes (em cinza) desenvolvidos durante o Cenozoico por colapso gravitacional da SMC, segundo uma orientação (S51E) oblíqua ao alongamento N54E da mesma. Esforços transtrativos sinistrogiros resultantes levaram à orientação escalonada à direita dos grábens mais orientais. **Fonte:** Zalán & Oliveira (2005). **28**

- Figura 22** (A) Representação no *grid* da falha (em amarelo) relativa à posição da borda norte da bacia de Resende. (B) Representação do Maciço Alcalino do Itatiaia (em vermelho) e a indicação da variação da elevação relativa à falha (1.000 metros). Em cinza estão representadas as rochas do embasamento. **30**
- Figura 23** (A) Platô inicial, anterior ao falhamento, com elevação de 400 metros de altitude. (B) Formação de um planalto a 1.000 metros de altitude em relação ao nível de base regional, após o falhamento. **31**
- Figura 24** Cenas do cenário simulado mostrando intervalos de tempo da simulação do recuo diferencial da borda de falha que compõe a Serra da Mantiqueira, entre 1 e 30 Ma decorridos do início do processo. **37**
- Figura 25** Cenas do cenário simulado mostrando alguns intervalos de tempo da simulação do recuo diferencial da borda de falha que compõe a Serra da Mantiqueira, entre 40 e 50 Ma decorridos do início do processo. **38**
- Figura 26** Definição dos recuos máximo e mínimo sofridos pela escarpa. O recuo máximo da escarpa foi de aproximadamente 10 km a partir da borda de falha e o recuo mínimo, no Maciço Alcalino no Itatiaia, foi de aproximadamente 3 km. **39**
- Figura 27** Comparação do modelo digital de terreno (MDT) obtido na simulação com o MDT do projeto SRTM. Este último foi obtido do software *Global Mapper*. **40**

Lista de tabelas

Tabela 1	Compartimentação tectônica do segmento central da Faixa Ribeira, com destaque para os domínios presentes na área de estudo do presente trabalho (modificado de Heilbron <i>et al.</i> 2004).	14
Tabela 2	Domínios, Regiões e Unidades Morfoestruturais do estado do Rio de Janeiro (Silva, 2002).	18
Tabela 3	Dados de entrada para a simulação - intervalo de tempo simulado, taxa de precipitação, processos de superfície e processos tectônicos.	35

Lista de equações

Equação 1	Equação da descarga de um canal	32
Equação 2	Equação da área de contribuição de um canal	32
Equação 3	Equação da variação da elevação do terreno devido à produção de cobertura inconsolidada por intemperismo	32
Equação 4	Equação da variação da elevação do terreno devido a transporte de sedimentos por processos difusivos	33
Equação 5	Equação da variação da elevação do terreno devido à incisão fluvial em rocha	33
Equação 6	Equação da capacidade do fluxo em transportar sedimentos	33
Equação 7	Equação geral para o cálculo da variação da elevação da superfície	34

Sumário

Agradecimentos.....	vi
Resumo.....	vii
Abstract.....	viii
Lista de figuras.....	ix
Lista de tabelas.....	xiii
Lista de equações.....	xiv
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	3
2.1. Modelos conceituais de evolução de margens do tipo Atlântico.....	3
2.2. Modelos numéricos de evolução de escarpamentos.....	5
3. ÁREA DE ESTUDO.....	10
3.1. Localização.....	10
3.2. Geologia Regional.....	11
3.2.1. Embasamento.....	11
3.2.2. Magmatismo Alcalino Mesozoico-Cenozoico.....	14
3.3. Geologia Local.....	15
3.4. Geomorfologia.....	18
3.5. Evolução Tectônica Mesozoica-Cenozoica.....	23
4. METODOLOGIA.....	29
4.1. Representação da superfície.....	30
4.2. Modelagem dos processos superficiais e tectônicos.....	32
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	34
5.1. Correlação dos resultados com modelos teóricos existentes.....	41
5.2. Correlação dos resultados com modelos matemáticos existentes.....	41
6. CONCLUSÕES.....	42
7. BIBLIOGRAFIA.....	44

1. INTRODUÇÃO

A presença de grandes escarpamentos como feições comuns em margens de riftes tem sido reconhecida e estudada por diversos autores (Ollier, 1985; Summerfield, 1991; Kooi & Beaumont, 1994; Gilchrist *et al.*, 1994; Matmon *et al.*, 2002; entre outros). Segundo a maioria destes, a origem destas feições está associada à tectônica distensiva que leva à formação de riftes continentais, que podem evoluir ou não para margens passivas (ou do tipo Atlântico), após a ruptura crustal e abertura oceânica. Quanto a sua evolução, a maioria dos modelos propostos sugere a formação de uma frente erosiva ao longo do escarpamento, o que acarreta seu recuo em direção ao continente. Já para Matmon *et al.* (2002), os grandes escarpamentos não sofrem recuo após a sua formação.

No Sudeste brasileiro, o conjunto de escarpamentos que integram a Serra da Mantiqueira, e também a Serra do Mar, estão inseridos em um contexto de rifte continental, cuja origem e evolução ainda suscitam dúvidas. Diversos são os modelos de caráter conceitual que tratam de sua origem e evolução, ora sob uma perspectiva de colapso gravitacional regional (Almeida, 1976), ora considerando o efeito de compensação isostática (Asmus & Ferrari, 1978).

A Serra da Mantiqueira, no sudeste brasileiro, tem sua origem associada a eventos tectônicos iniciados no Mesozoico, que resultaram em um amplo e progressivo soerguimento da área continental e da porção plataformal adjacente, levando a processos de rifteamento que culminaram na fragmentação do supercontinente Gondwana e na abertura do Atlântico Sul. Relacionado a este processo está o desenvolvimento de um rifte continental no Cenozóico, que levou à formação das serras do Mar e da Mantiqueira e das bacias tafrogênicas paleogênicas de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda. A estes eventos estiveram associadas manifestações magmáticas alcalinas, cuja origem tem sido relacionada à passagem da placa Sul-Americana por sobre um *hot spot* (Cordani & Teixeira, 1979 e Sadowski & Dias Neto, 1981 *apud* Thomaz Filho & Rodrigues, 1999) ou a reativações tectônicas de estruturas presentes no embasamento, devido as intrusões apresentarem-se alinhadas segundo estas estruturas (Almeida, 1983). O magmatismo alcalino se manifestou em cerca de trinta corpos intrusivos isolados,

dentre os quais se encontram os maciços do Itatiaia e Passa Quatro, ambos na Serra da Mantiqueira.

Estes corpos alcalinos parecem exercer um importante controle litológico no relevo, sustentando planaltos e escarpas e destacando-se em relação às mais altas elevações das serras que os circundam. No entanto, pouco se sabe sobre o controle litológico na evolução de uma feição escarpada como a Serra da Mantiqueira, a qual apresenta ao longo de sua extensão variações litológicas que parecem influenciar tanto no seu recuo erosivo, quanto na sua morfologia.

A modelagem matemática permite gerar modelos que simulem a evolução do relevo, sendo possível integrar fatores que influenciam e controlam a evolução da paisagem, como a variação litológica, processos tectônicos, erosivos e isostáticos; podendo tomar como base modelos conceituais de origem e evolução da área a ser simulada. Este é um método ainda pouco utilizado no Brasil, tendo sido empregado por Moreira (2008), na área de estudo do presente trabalho, com o objetivo de simular a evolução do relevo no recuo da borda de falha da Bacia de Resende, o que foi importante na análise de modelos teóricos existentes para a região, assim como para reconhecer as principais propriedades que influenciaram na evolução da área.

Dessa forma, o presente trabalho tem como objetivo a aplicação da modelagem matemática para simular o recuo diferencial da escarpa da Serra da Mantiqueira próximo ao maciço alcalino do Itatiaia, procurando entender como as diferenças litológicas têm influenciado nesse processo ao longo do tempo geológico. Por se tratar da mesma área de estudo, busca-se também dar continuidade ao trabalho desenvolvido por Moreira (2008), dando destaque, porém, na simulação efetuada, à existência de variações litológicas, utilizando um simulador que possibilite representar tais características, assim como as principais propriedades que influenciaram na evolução da borda norte da bacia de Resende, de acordo com Moreira (2008).

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. Modelos conceituais de evolução de margens do tipo Atlântico

A formação de margens de riftes, como a margem do Sudeste do Brasil, ocorre em ambientes distensionais como consequência de estiramento crustal, seguido de rifteamento e fragmentação.

Na fase pré-rifte, ocorre soerguimento da superfície devido à ascensão astenosférica associada a plumas mantélicas, enquanto na fase rifte a distensão crustal causa subsidência e formação de bacias sedimentares e também soerguimento da porção adjacente às bacias, com a elevação dos flancos dos riftes, formando escarpas (Gilchrist *et al.* 1994).

A maneira como a topografia das margens do tipo Atlântico evolui no tempo ainda suscita dúvidas, porém uma feição comumente nelas encontrada são os grandes escarpamentos (Figura 1). Diversos são os modelos propostos para a origem, evolução e influência na estruturação dessas margens continentais (Ollier, 1985; Gilchrist & Summerfield, 1990; Matmon *et al.*, 2002).

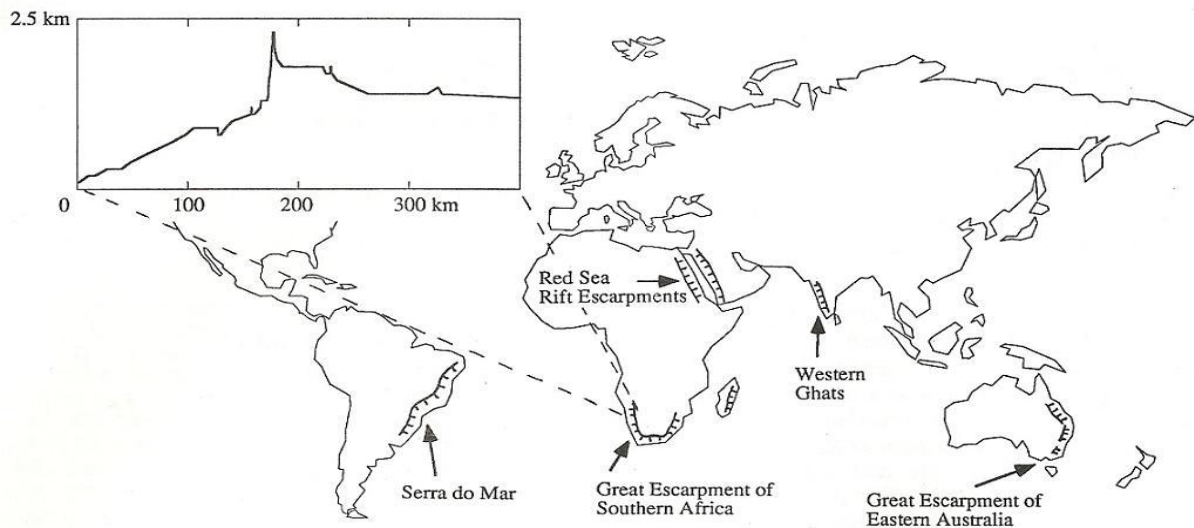


Figura 1: Mapa mostrando a localização dos grandes escarpamentos (*Great Escarpments*) em margens continentais rifteadas, destacando, no quadro, um perfil do Grande Escarpamento do sul da África. Deve-se ressaltar a representação exagerada da extensão da Serra do Mar nesta figura. Fonte: Kooi & Beaumont (1994).

Ollier (1985) interpretou estes escarpamentos como sendo geneticamente relacionados a rifteamentos continentais e sugeriu que eles sofrem recuo paralelo em direção ao continente após a ruptura crustal.

Para Gilchrist & Summerfield (1990) a manutenção de margens de riftes elevadas é efeito de soerguimento isostático pós-rifte em resposta à denudação diferencial das vertentes das escarpas. Segundo estes autores, as vertentes voltadas para o interior do continente, por terem relevo pouco acentuado, dão origem a baixas taxas de denudação em relação àquelas voltadas para a região costeira (*front*), que, devido ao relevo mais acentuado, têm altas taxas de denudação e, conseqüentemente, maior soerguimento junto à escarpa (Figura 2).

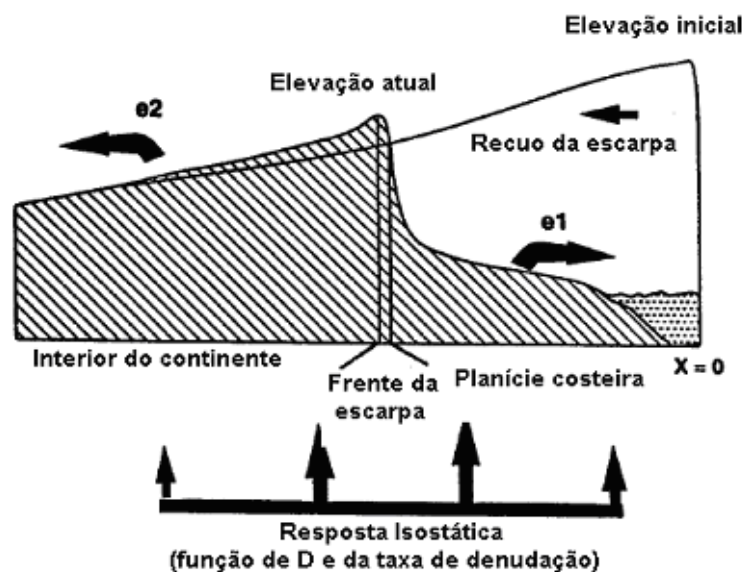


Figura 2: Esquema do modelo de denudação diferencial de margens de riftes elevadas proposto por Gilchrist & Summerfield (1990). Pode-se observar a assimetria da topografia e o recuo do escarpamento da posição inicial na fase rifte até a presente elevação. A taxa de denudação na costa (e_1) é maior que no interior do continente (e_2), gerando uma resposta isostática com maior soerguimento junto à escarpa (barra inferior com setas maiores). A resposta isostática é função da densidade do manto ("D") e da taxa de denudação.

Para Matmon *et al.* (2002), os grandes escarpamentos em margens de rifte mantêm uma posição fixa ao longo do tempo, sem sofrer recuo paralelo. Segundo os autores, a posição e a morfologia destas margens ao longo do tempo dependem principalmente da estrutura crustal e também do eixo de soerguimento da crosta. Dessa forma, classificam dois tipos de margens: as do tipo ombreiras (*shoulder-type*), onde o eixo de soerguimento está localizado na borda do domínio soerguido e o divisor de drenagem está coincidente com o topo do escarpamento; e margem do tipo arco (*arch-type*), onde o eixo de soerguimento está localizado no interior do domínio soerguido e o divisor de drenagem está separado do topo do escarpamento (Figura 3).

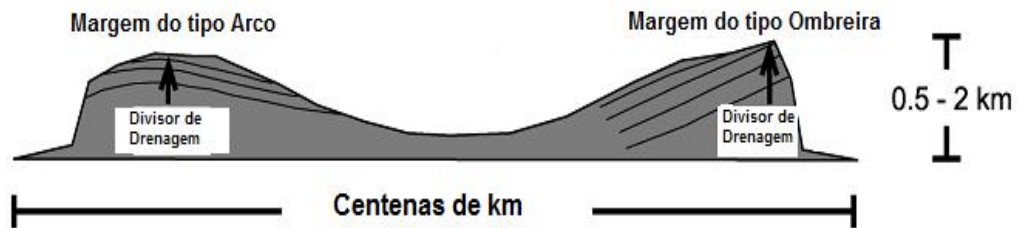


Figura 3: Representação dos tipos de margens de rifte segundo Matmon *et al.* (2002).

2.2. Modelos numéricos de evolução de escarpamentos

Os modelos numéricos são usados para testar modelos conceituais clássicos de evolução de relevo e/ou para simular a história denudacional e evolutiva de uma região específica, utilizando, para tal, expressões matemáticas que representam as características da paisagem e os processos, tanto superficiais quanto tectônicos, atuantes sobre a mesma (Codilean *et al.* 2006).

Segundo Pazzaglia (2003), modelos numéricos capazes de representar dois ou mais processos, assim como a interação mútua entre eles, são chamados “modelos multi-processos”. Nestes, a evolução do relevo inclui dois grupos de processos superficiais: os de encosta, também chamados processos difusivos, como deslizamentos e rastejo, que dependem da inclinação e da curvatura da encosta; e os fluviais, também chamados processos advectivos, dependentes da presença de um fluxo aquoso.

Uma aplicação da modelagem numérica é a simulação da evolução de grandes escarpamentos em margens do tipo Atlântico, como realizado nos trabalhos de Gilchrist *et al.* (1994); Kooi & Beaumont (1994); Tucker & Slingerland (1994), dentre outros. De forma geral, estes autores consideram que escarpamentos como os da região Sudeste do Brasil (Serra do Mar e Serra da Mantiqueira), sudoeste da África e sudeste da Austrália (Figura 1), foram formados em consequência de processos de rifteamento que levaram à subsidência, com rebaixamento do nível de base local, soerguimento dos flancos do rifte e subsequente recuo erosivo da borda de falha a grandes distâncias para o interior do continente (Ollier, 1985).

Tucker & Slingerland (1994) utilizaram o simulador GOLEM - *Geomorphic/Orogenic Landscape Evolution Model* para avaliar quais as condições necessárias e suficientes para promover o recuo de um escarpamento ao longo do

tempo através de experimentos numéricos que buscaram explorar qual o papel e os efeitos de diferentes combinações dos processos erosivos e a relação entre a denudação e o soerguimento flexural isostático. Os resultados apontaram para algumas condições necessárias: a incisão de canais em rocha, na qual a taxa de erosão aumenta com o aumento da área de drenagem; elevado relevo entre o topo do escarpamento e o nível de base, o que permite maior dissecação fluvial; e qualquer processo, como soerguimento flexural isostático, que ajude a manter o divisor de drenagem próximo ao topo do escarpamento, permitindo a manutenção do mesmo (Figura 4).

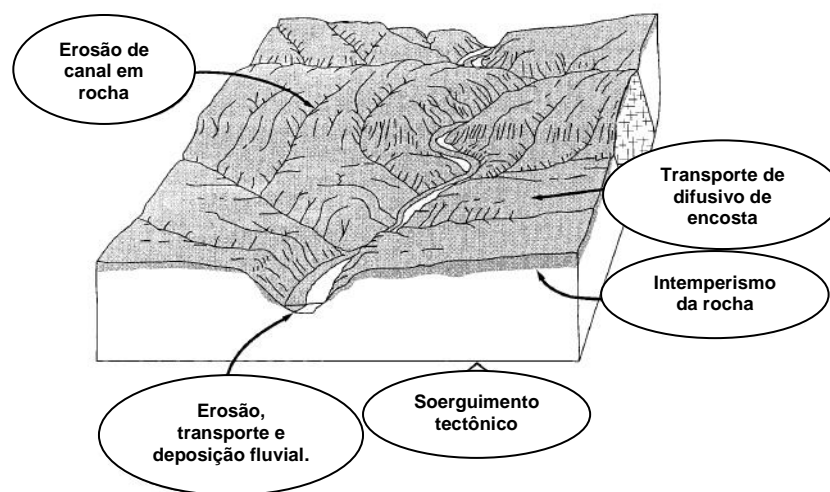


Figura 4: Ilustração esquemática dos principais processos incorporados pelo modelo de Tucker & Slingerland (1994) para evolução do relevo.

Os experimentos propostos por Kooi & Beaumont (1994) foram, porém, mais abrangentes, ao simularem a influência das condições climáticas sobre os processos superficiais e estes, por conseguinte, nas mudanças das formas topográficas. Segundo os autores, a topografia inicial exerce um controle de primeira ordem na evolução de bordas escarpadas, estando sua preservação dependente da ação e interação dos processos difusivos e advectivos (Figura 5).

De acordo com os resultados obtidos por estes autores, sob climas úmidos, a eficiência dos processos erosivos difusivos e advectivos é elevada e a tendência é a não-manutenção do escarpamento; enquanto, sob climas áridos, tais processos ocorrem a menores taxas, produzindo escarpas íngremes (Figura 6). Neste último caso, há de se considerar que, para ocorrer recuo paralelo, os processos de encostas devem ser ainda menos eficientes do que os processos erosivos fluviais.

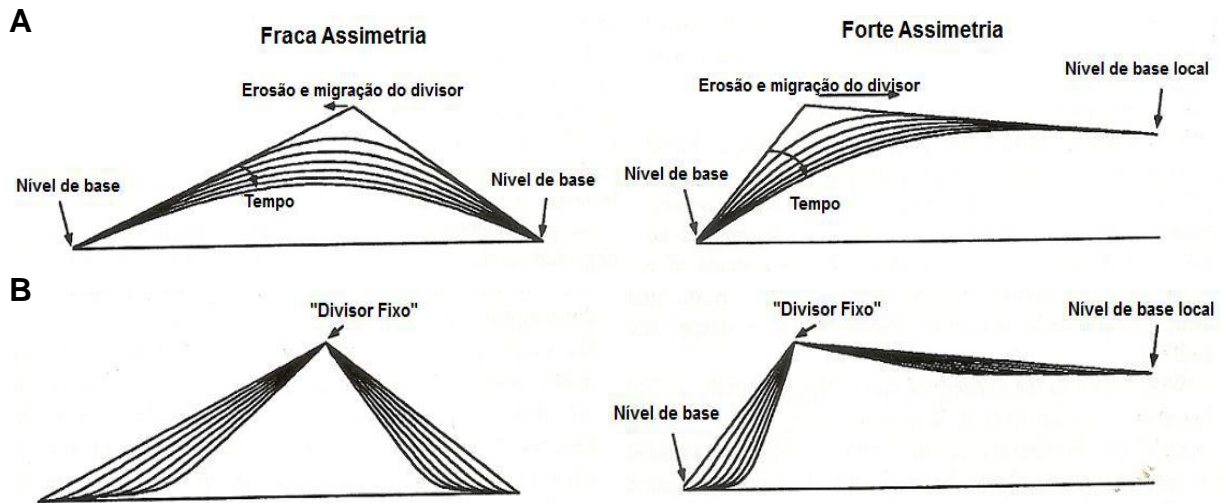


Figura 5: (A) Modelo evolutivo com atuação apenas de erosão por processos de encosta, que levam à suavização da topografia e à migração do divisor de drenagem em direção à encosta de menor gradiente. (B) Modelo evolutivo com ação apenas de processos fluviais, em que a descarga dos canais aumenta do topo em direção ao nível de base, onde a erosão é maior. Neste caso, o divisor não sofre erosão nem migra ("divisor fixo"). Fonte: Kooi & Beaumont (1994).

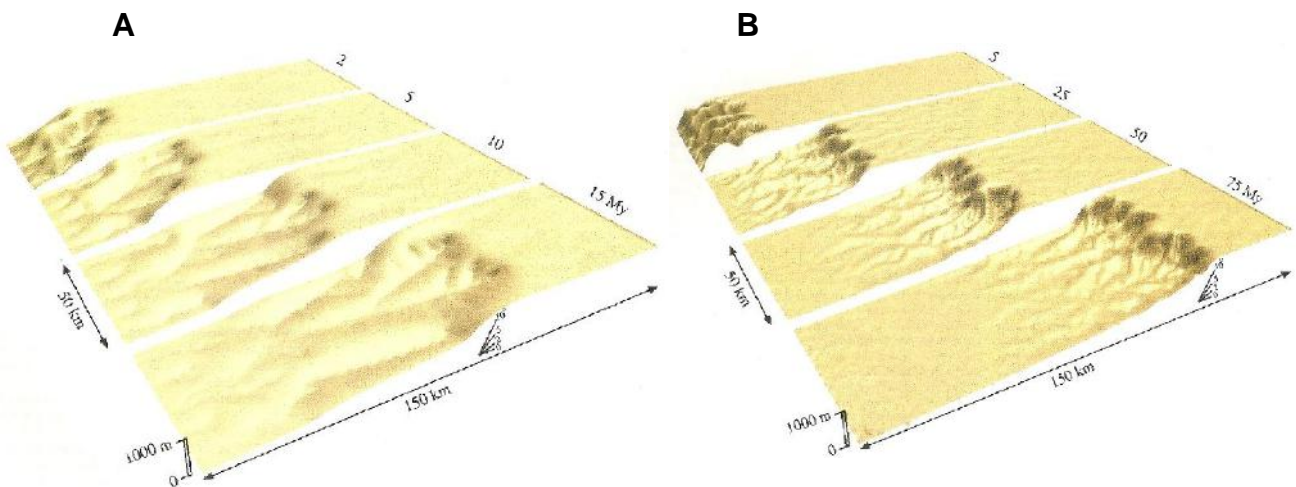


Figura 6: (A) Simulação da evolução de um escarpamento para um clima relativamente úmido. (B) Simulação da evolução de uma escarpa para um clima árido. Fonte: Kooi & Beaumont (1994).

Moreira (2008) utilizou a modelagem matemática para simular, com o uso do simulador GOLEM (Tucker & Slingerland, 1994), a evolução da borda de falha da bacia de Resende, através da criação de diversos cenários, buscando compreender quais os condicionantes que controlaram a evolução da Serra da Mantiqueira na região da referida bacia. Os melhores resultados obtidos pelo autor, quando confrontados com as condições atuais, mostram a origem desta feição a partir de um

platô com aproximadamente 1.000 a 1.400 metros de elevação em relação ao nível de base regional, com 400 metros de altitude, há cerca de 50 Ma, e que foi exposto a três pulsos de soerguimento ao longo de sua evolução. Também foram obtidos valores de recuo total para a região, estimados em aproximadamente 6.000 a 7.500 metros (Figura 7).

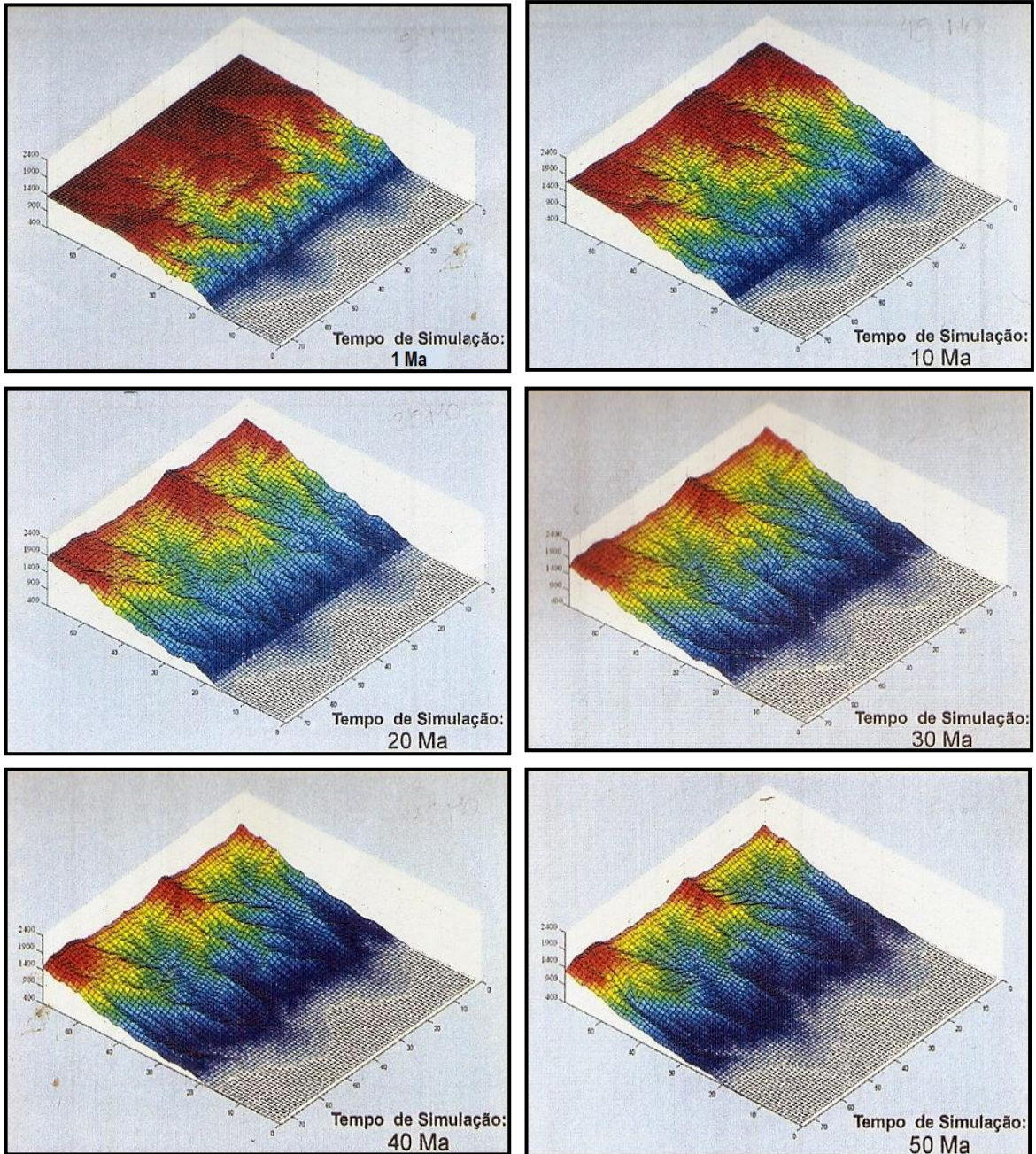


Figura 7: Cenários obtidos por Moreira (2008) na simulação da evolução da borda de falha da bacia de Resende, com o uso do simulador GOLEM.

Carbono (2010) implementou um modelo numérico, desenvolvido por Carvalho (2002), com o objetivo de se obter uma ferramenta que permitisse analisar temporal e espacialmente as interações de mecanismos envolvidos na simulação da evolução de relevo. Para validar o modelo computacional, o autor realizou uma série de estudos de caso, onde foram abordadas diferentes aplicações, como simulação de incisão fluvial, sedimentação, rompimento de represas, deslizamentos e recuo erosivo de bordas de falha escarpadas. Para esta última aplicação, o autor utilizou a mesma área de estudo de Moreira (2008), adequando os dados deste autor ao simulador proposto. Os resultados obtidos para o recuo máximo e mínimo da borda da bacia de Resende foram 11 km e 5 km, respectivamente, e uma taxa de denudação de 56 m/Ma (Figura 8).

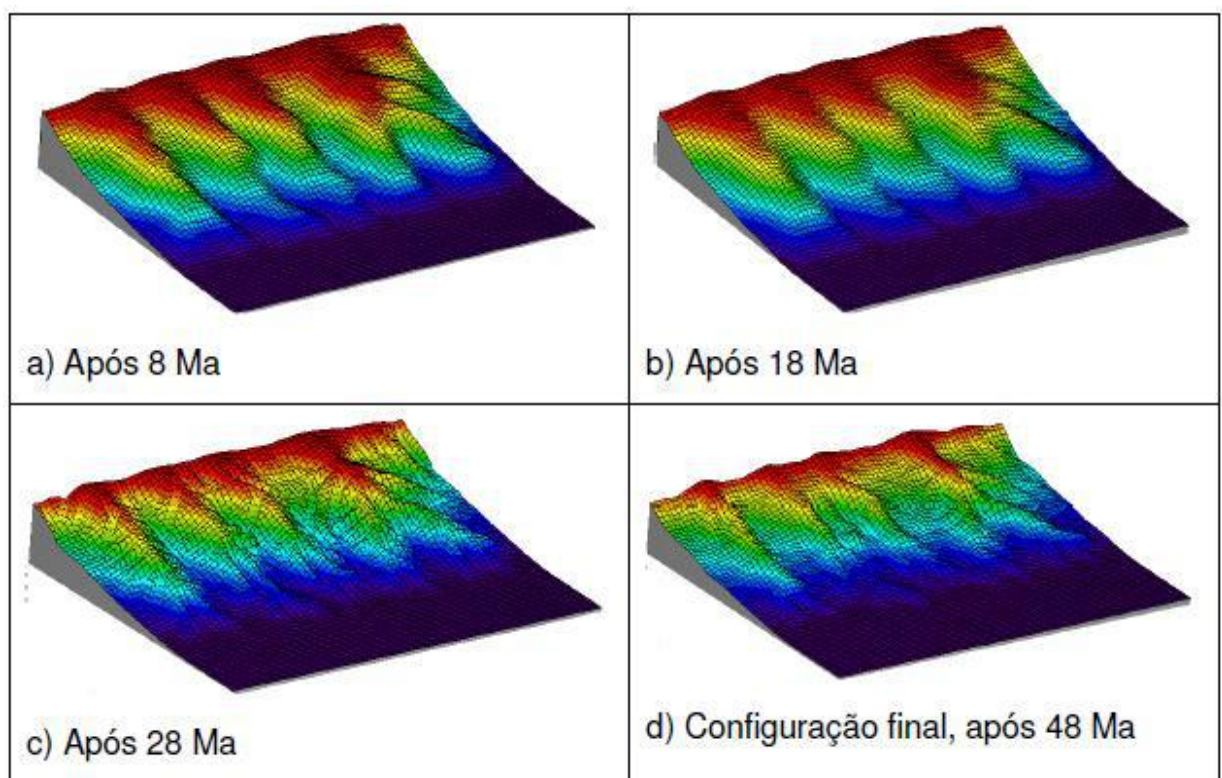


Figura 8: Evolução do relevo na Bacia de Resende, segundo Carbono (2010).

3. ÁREA DE ESTUDO

3.1. Localização

Este estudo foi desenvolvido no extremo oeste do estado do Rio de Janeiro, na área que compreende o maciço do Itatiaia e a borda norte da Bacia de Resende, próximo ao limite com os estados de Minas Gerais e São Paulo (Figura 9).

O maciço do Itatiaia integra a Serra da Mantiqueira e situa-se nas proximidades de Engenheiro Passos e Penedo. É formado por rochas alcalinas neocretáceas a paleogênicas e apresenta uma morfologia dômica alongada no sentido NW-SE, alcançando altitudes superiores a 2.000 metros, como no Pico das Agulhas Negras (2.787 metros).

A Bacia de Resende está inserida no segmento central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989), abrangendo terrenos pertencentes aos municípios de Barra Mansa, Quatis, Porto Real, Resende e Itatiaia. Constitui uma depressão com forte controle tectônico em sua borda norte, a qual possui uma frente escarpada que faz parte do conjunto de escarpamentos da Serra da Mantiqueira. A bacia tem 47 km de comprimento, sendo alongada paralelamente à direção de sua borda de falha.

A principal via de acesso à área de estudo é a Rodovia Presidente Dutra (BR-116), até a entrada do município de Itatiaia, seguindo pela estrada do Parque Nacional do Itatiaia (BR-485).

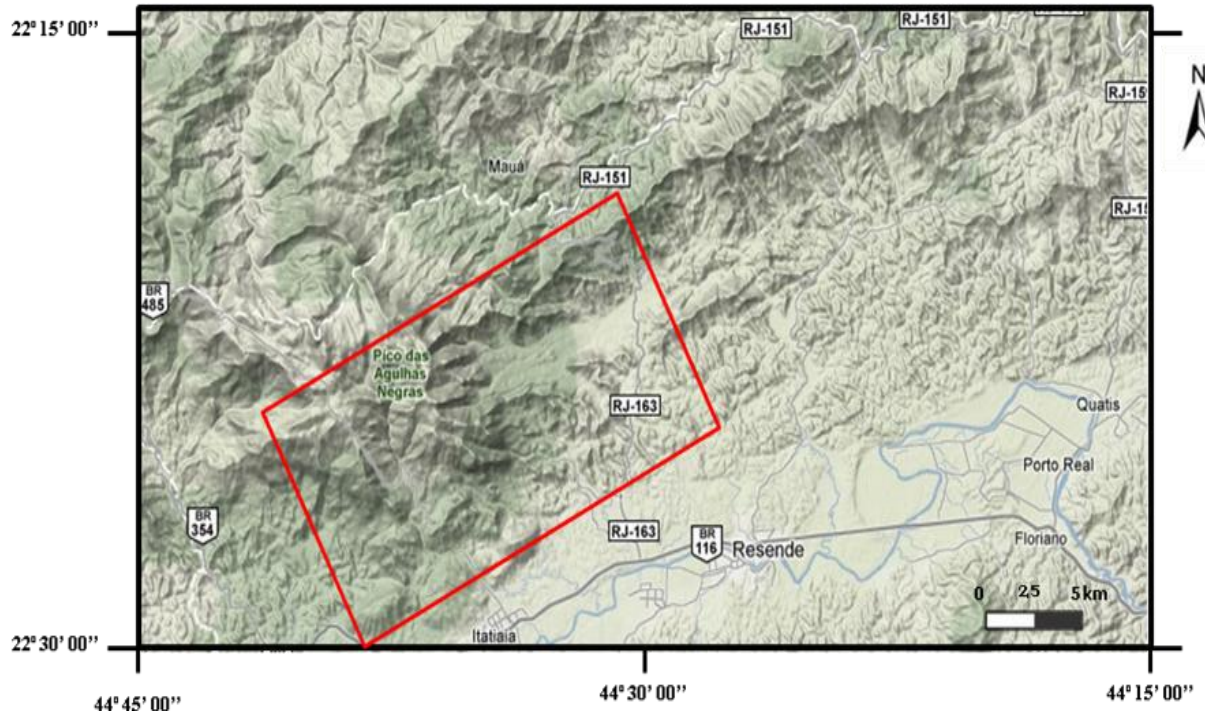


Figura 9: Localização da área de estudo e as principais vias de acesso (*Earth Explorer, USGS*).

3.2. Geologia Regional

3.2.1. Embasamento

As unidades litológicas que compõem o embasamento da área de estudo estão inseridas em um contexto de rochas arqueanas/paleoproterozóicas que foram deformadas e metamorfizadas ao longo do Neoproterozóico/Cambriano, levando à formação de um sistema orogênico, denominado Província Mantiqueira, desenvolvido durante a Orogenia Brasileira (Heilbron *et al.*, 2004). Este sistema delinea uma faixa de direção NE-SW, com aproximadamente 3.000 km de comprimento, que se estende do sul do estado da Bahia até o Uruguai, e engloba os orógenos Araçuai, Ribeira, Brasília Meridional, Dom Feliciano e São Gabriel (Figura 10).

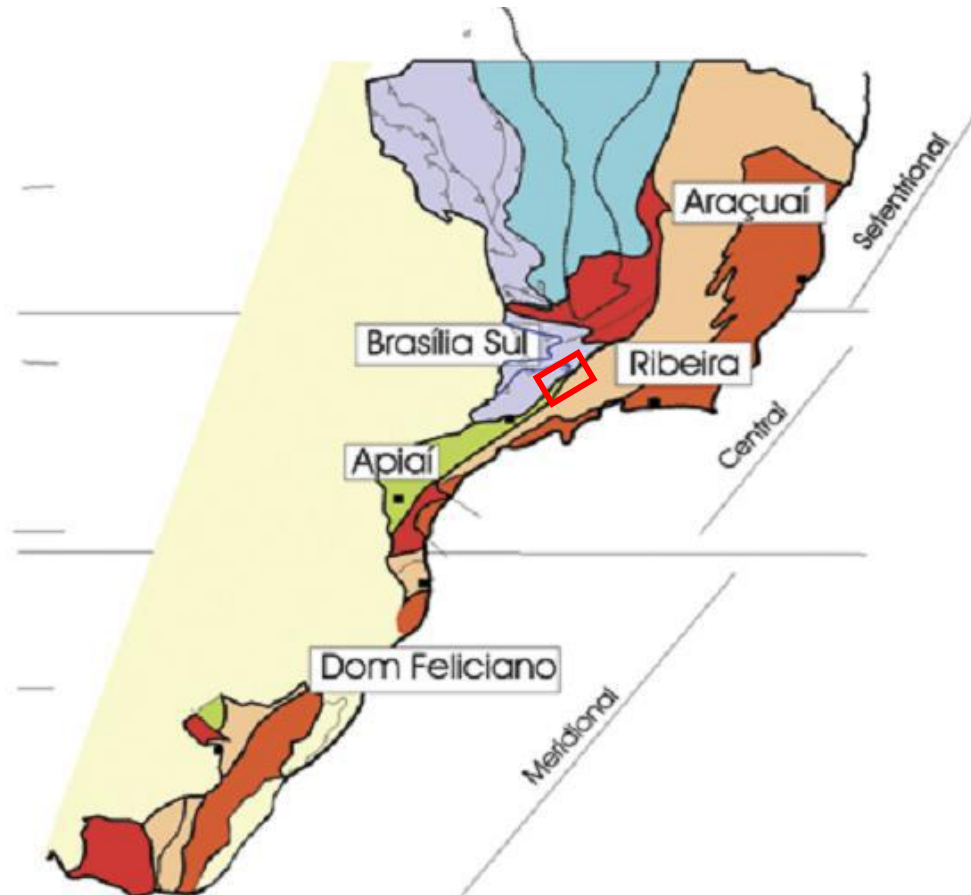


Figura 10: Subdivisão da Província Mantiqueira: o segmento setentrional é o Orógeno Araçuaí; o segmento central inclui a porção sul do Orógeno Brasília, os orógenos Ribeira e Apiaí; e o segmento meridional inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel. O retângulo vermelho localiza a área de estudo no segmento central. Fonte: Heilbron *et al.* (2004).

O Orógeno Ribeira, que apresenta um *trend* estrutural NE-SW, foi formado a partir da colisão, de leste para oeste-noroeste, entre o Cráton São Francisco e a porção sudoeste do Cráton do Congo, além de outras microplacas e arcos de ilha, em torno de 580 Ma. Encontra-se compartimentado em cinco terrenos tectono-estratigráficos denominados: Ocidental, Paraíba do Sul, Embu, Oriental e Cabo Frio. Destes, apenas o primeiro está incluído na área de estudo (Figura 11 e Figura 12).

O Terreno Ocidental, na área de estudo, compreende os domínios Andrelândia e Juiz de Fora. As rochas do embasamento mais velhas do que 1,7 Ga nestes dois domínios são individualizadas nos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora, os quais encontram-se intercalados tectonicamente às rochas neoproterozóicas da Megassequência Andrelândia (Tabela 1, Figura 11).

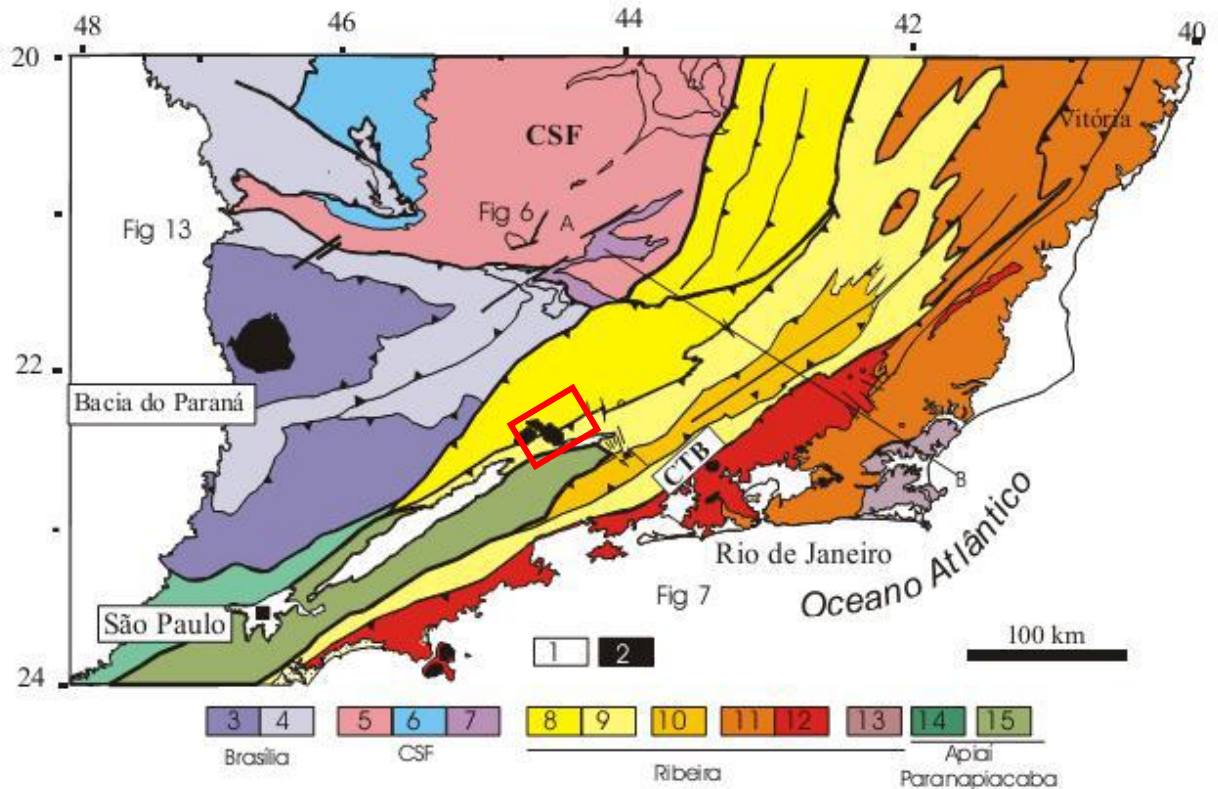


Figura 11: Mapa tectônico do Segmento Central do Sistema Orogênico Mantiqueira, com a delimitação da área de estudo (retângulo vermelho). Legenda: 1- Riftes Cenozóicos; 2- Rochas alcalinas do Cretáceo e Terciário; Orógeno Brasília (3-4): 3- *Nappes* Inferiores, 4- *Nappes* Superiores; Cráton São Francisco (5-7): 5- Embasamento do CSF e Domínio autóctone, 6- Supergrupo São Francisco, 7- Metassedimentos do Domínio Autóctone; Orógeno Ribeira (8-13): 8- Domínio Andrelândia e 9- Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 10- *Klippe* Paraíba do Sul; 11- Terreno Oriental incluindo 12- Granitóides do Arco Magmático Rio Negro; 13- Terreno Cabo Frio; Orógeno Apiaí/Paranapiacaba (14-15): 14-Terrenos São Roque e Açungui; 15- Terreno Embu. Fonte: Heilbron *et al.* (2007).

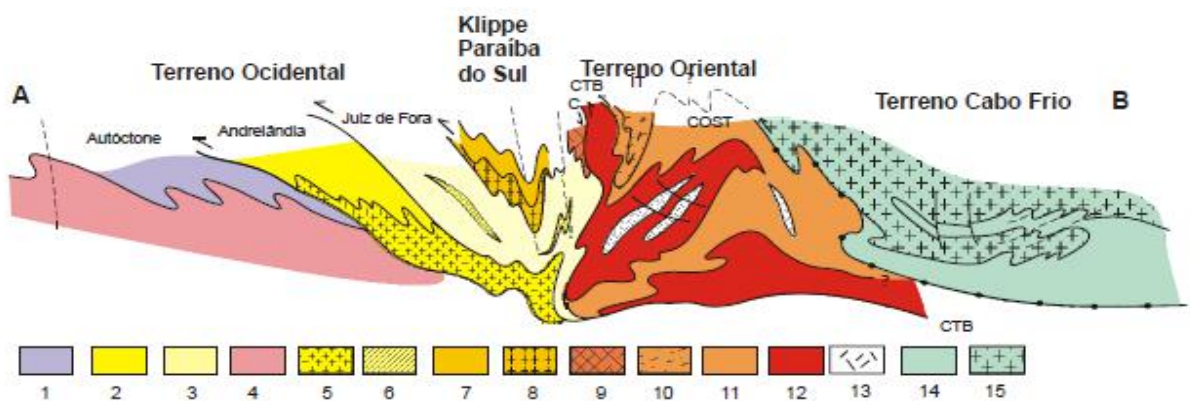


Figura 12: Seção Geológica A-B do segmento central da Faixa Ribeira com a relação entre seus terrenos e domínios estruturais (ver localização da seção na Figura 11). Legenda: Terreno Ocidental (1-6): 1 a 3- Megassequência Andrelândia nos domínios Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora, Terreno Ocidental; 4 a 6- Associações do embasamento (complexos Barbacena, Mantiqueira e Juiz de Fora); Terreno Paraíba do Sul (7-8): 7- Grupo Paraíba do Sul; 8- Complexo Quirino; Terreno Oriental (9-13): 9- Sequência Cambuci; 10- Sequência Italva; 11- Sequência Costeiro; 12-Arco Magmático Rio Negro; 13- Granitos colisionais; Terreno Cabo Frio(14-15): 14-Sequências Búzios e Palmital; 15-Complexo Região do Lagos. Fonte: Heilbron *et al.* (2007).

Tabela 1: Compartimentação tectônica do segmento central da Faixa Ribeira, com destaque para os domínios presentes na área de estudo do presente trabalho (modificado de Heilbron *et al.*, 2007).

N-NW	<u>Terrenos</u>	<u>Domínios Estruturais</u>	Principal período colisional
	Ocidental	Domínio Autóctone Domínio Andrelândia Klippe de Carvalhos Domínio Juiz de Fora	ca. 580 Ma (605-560 Ma)
	Embú		
	Klippe Paraíba do Sul		
	Oriental (Microplaca Serra do Mar)	Domínio Cambuci Domínio Costeiro Domínio Italva	
S-SE	Terreno Cabo Frio		<u>Colisão III</u> ca. 520 (535-510 Ma)

3.2.2. Magmatismo Alcalino Mesozoico-Cenozoico

Na região Sudeste do Brasil são reconhecidas diversas intrusões de rochas alcalinas que datam do Eocretáceo ao Eoceno e integram as províncias do Arco de Ponta Grossa, Serra do Mar (Almeida, 1983) e do Alinhamento Magmático de Cabo Frio (Almeida, 1991).

Na Província do Arco de Ponta Grossa estão presentes intrusões alcalinas eocretáceas como as de Jacupiranga, Juquiá-Serrote, Barra de Itapirapuã e Mato Preto, que são condicionadas às zonas de falhas de direção NW, que deram acesso ao magmatismo toleítico da Formação Serra Geral.

A Província Serra do Mar contém intrusões neocretáceas-eocênicas, como as das ilhas Montão do Trigo, Búzios, Vitória e São Sebastião, que são controladas por falhas de direção NE-ENE, reativadas de estruturas do embasamento. Segundo Almeida (1983), esse magmatismo decorreu da movimentação oposta entre a Bacia de Santos, em subsidência, e a área continental adjacente, em soerguimento.

O magmatismo alcalino da Província do Alinhamento Magmático de Cabo Frio (Figura 13), de direção WNW, se desenvolveu ao longo de zonas de fratura transcorrentes sinistrais, apresentado duas fases de reativação e magmatismo associado: do Neocretáceo ao Paleoceno e ao longo do Eoceno (Riccomini *et al.*, 2004). Segundo Thomas-Filho & Rodrigues (1999), este alinhamento se formou

Juiz de Fora. A estas unidades estão intercalados os paragneisses bandados intercalados a quartzitos da Megassequência Andrelândia, com idades 1,0 a 0,79 Ga.

Ainda estão presentes corpos intrusivos como o Granito Pedra Selada, datado de 580 Ma, e o Maciço Alcalino de Itatiaia, com 73 Ma (Heilbron *et al.*, 2007). O primeiro corresponde a um corpo alongado segundo a direção NE-SW, com cerca de 2 km de largura, e sustenta cotas elevadas na Serra da Mantiqueira. O segundo é um corpo intrusivo alcalino, alongado na direção NW-SE, constituído essencialmente de nefelina-sienito; sustenta as cotas mais altas (2.200 a 2.800 metros) da Serra da Mantiqueira na área de estudo (Figura 14).

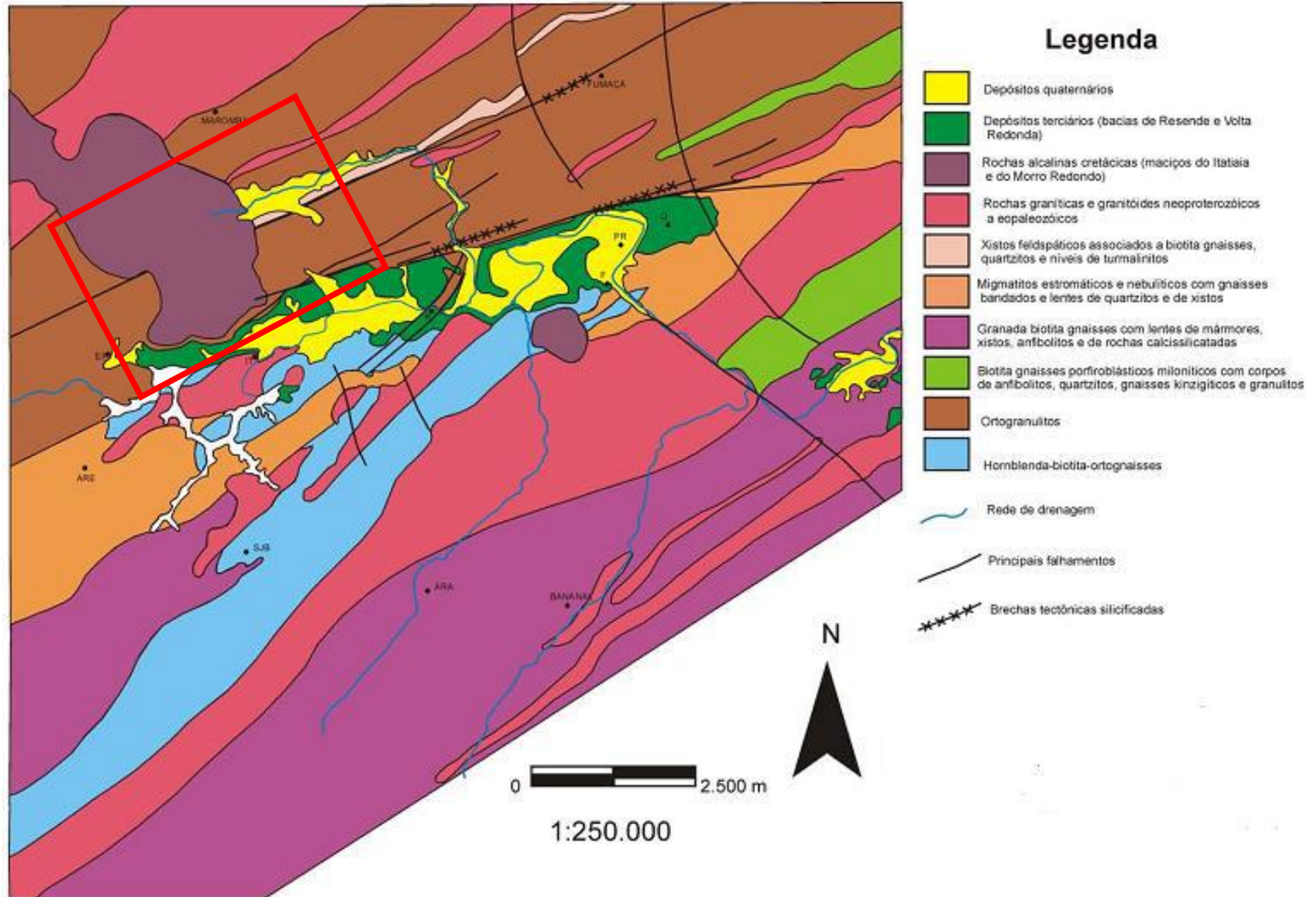


Figura 14: Mapa geológico simplificado mostrando o embasamento da Bacia de Resende e seus depósitos. A área de estudo encontra-se delimitada em vermelho. **Fonte:** Pereira (2001) e Costa e Raposo (1982,1983) in Ramos (2003).

3.4. Geomorfologia

Silva (2002) em seu trabalho sobre a estruturação geomorfológica do estado do Rio de Janeiro definiu, com base na metodologia de desnivelamento altimétrico e associando dados geológicos e geomorfológicos, dois domínios morfoestruturais: Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico e Domínio Morfoestrutural Depressões Tectônicas Mesozoicas-Cenozoicas.

Para estes domínios de planaltos e depressões foram identificadas ainda diferentes feições de relevo que foram agrupadas em Regiões Morfoestruturais (Tabela 2; Figura 15).

Tabela 2: Domínios, Regiões e Unidades Morfoestruturais do estado do Rio de Janeiro (Silva, 2002).

DOMÍNIOS MORFOESTRUTURAIS	REGIÕES MORFOESTRUTURAIS Unidades de Relevo
Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico	Região do Planalto e Escarpas da Serra da Mantiqueira Unidade de terraços e planícies fluviais
	Região do Planalto e Escarpas da Serra da Bocaina Unidade de terraços e planícies fluviais
	Região do Planalto e Escarpas da Serra dos Orgãos Unidade de terraços e planícies fluviais
	Região do Planalto e Escarpas do Norte Fluminense Unidade de terraços e planícies fluviais
Domínio Morfoestrutural das Depressões Tectônicas Mesozoicas-Cenozoicas	Região da Depressão Interplanáltica Médio Paraíba do Sul Unidade de Alinhamentos de Cristas do Paraíba do Sul Unidade de terraços e planícies fluviais
	Região do Rift da Guanabara Unidade Maciços Costeiros Unidade Depressão da Guanabara e Região dos Lagos Unidade de terraços e planícies fluviais e/ou flúvio-marinhas
	Região da Depressão Interplanáltica Pomba-Muriaé Unidade de terraços e planícies fluviais
	Região de Colinas e Morros do Leste Fluminense Unidade de terraços e planícies fluviais e/ou flúvio-marinhas
	Região dos Tabuleiros Costeiros

O Domínio do Planalto Atlântico, segundo Ponçano *et al.* (1981 *apud* Silva 2002), engloba um extenso planalto do sudeste brasileiro, dissecado e desnivelado. No contexto do Planalto Atlântico, são identificadas regiões caracterizadas pelas feições morfológicas de escarpas e planaltos: Região do Planalto e Escarpas da Serra da Mantiqueira, que abrange a área de estudo; Região do Planalto e Escarpas da Serra da Bocaina; Região do Planalto e Escarpas da Serra dos Órgãos; Região do Planalto e Escarpas do Norte Fluminense. O Planalto Atlântico encontra-se cortado pela depressão do Gráben da Guanabara, com orientação E-W, e pela depressão do Gráben do Rio Paraíba do Sul (o qual abrange a área de estudo), com orientação NE-SW, sendo este limitado pelos falhamentos correspondentes às escarpas tectônicas da Serra da Mantiqueira, a NNW, e da Serra do Mar, a SSE. Esta depressão é preenchida pelos sedimentos das bacias cenozóicas de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda (Silva, 2002).

No Domínio das Depressões Tectônicas Mesozoicas-Cenozoicas são reconhecidas regiões de depressões propriamente ditas, como a Região da Depressão Interplanáltica Médio Paraíba do Sul (na qual se insere a área de estudo), a Região da Depressão Interplanáltica Pomba-Muriaé e a Região do *Rift* da Guanabara; além de regiões de colinas e morros, como a Região de Colinas e Morros do Leste Fluminense.

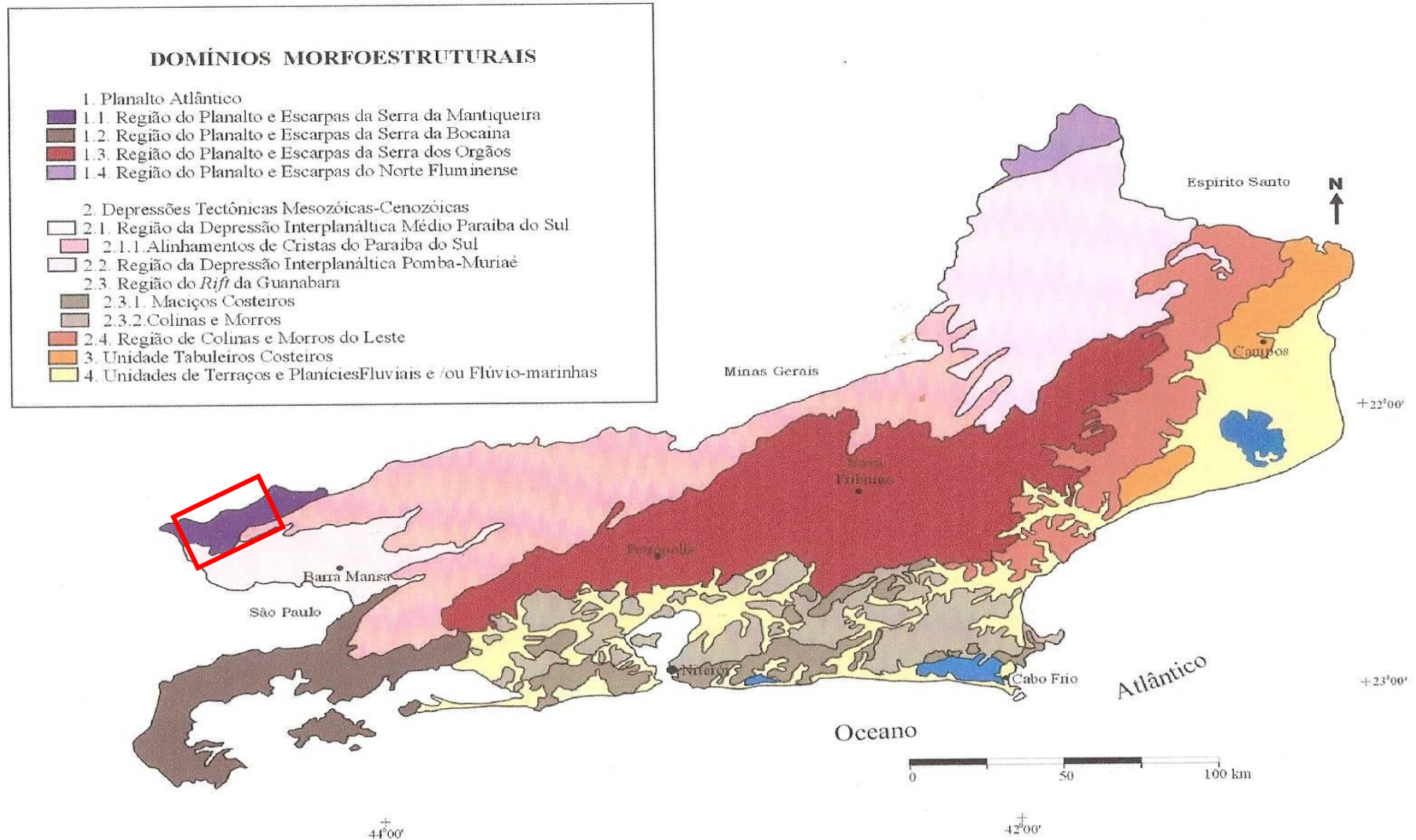


Figura 15: Mapa dos Domínios e Regiões Morfoestruturais do estado do Rio de Janeiro, segundo Silva (2002), com a delimitação da área de estudo em vermelho.

Para a região do médio vale do Rio Paraíba do Sul, Silva *et al.* (2007) desenvolveram uma classificação geomorfológica com base na mesma metodologia utilizada por Silva (2002) para a compartimentação do relevo do estado do Rio de Janeiro. Dessa forma, foram identificadas três unidades: Planalto e Escarpas da Serra da Mantiqueira; Planalto e Escarpas da Serra da Bocaina; e Depressão Interplanáltica do Médio Vale do Paraíba do Sul (Figura 16).

O Planalto e Escarpas da Serra da Mantiqueira, na área de estudo, tem um relevo desenvolvido sobre rochas proterozóicas e intrusões graníticas e alcalinas, e é influenciado por intenso tectonismo, com soerguimento de blocos e falhamentos. Possui um conjunto de degraus escarpados, com altitudes de 1.300 a 2.000 metros, representados por serras orientadas na direção NE-SW (Serra da Pedra Selada - D11; Itatiaia/Passa Quatro – D12); e um conjunto de degraus/serras reafeiçoados com orientação NE-SW e altitudes que variam de 560 a 2.200 metros (Serra das Prateleiras – Dr60; Visconde de Mauá/Maromba – Dr61; Córrego Monte Alegre – Dr62).

A Depressão Interplanáltica do Médio Paraíba do Sul é um compartimento regional de orientação geral E-W e com altitudes variando de 400 a 600 metros, subdivido em regiões menores com orientação NE-SW, representadas na área de estudo por um alinhamento de colinas (Bacia de Resende – C8) e morros (Córrego Monte Alegre – M44; Fazenda São Pedro do Atalho – M45; Fazenda Bom Sucesso – M46) com altitudes de 400 a 720 metros; além de uma planície fluvial (Resende - Apf3).

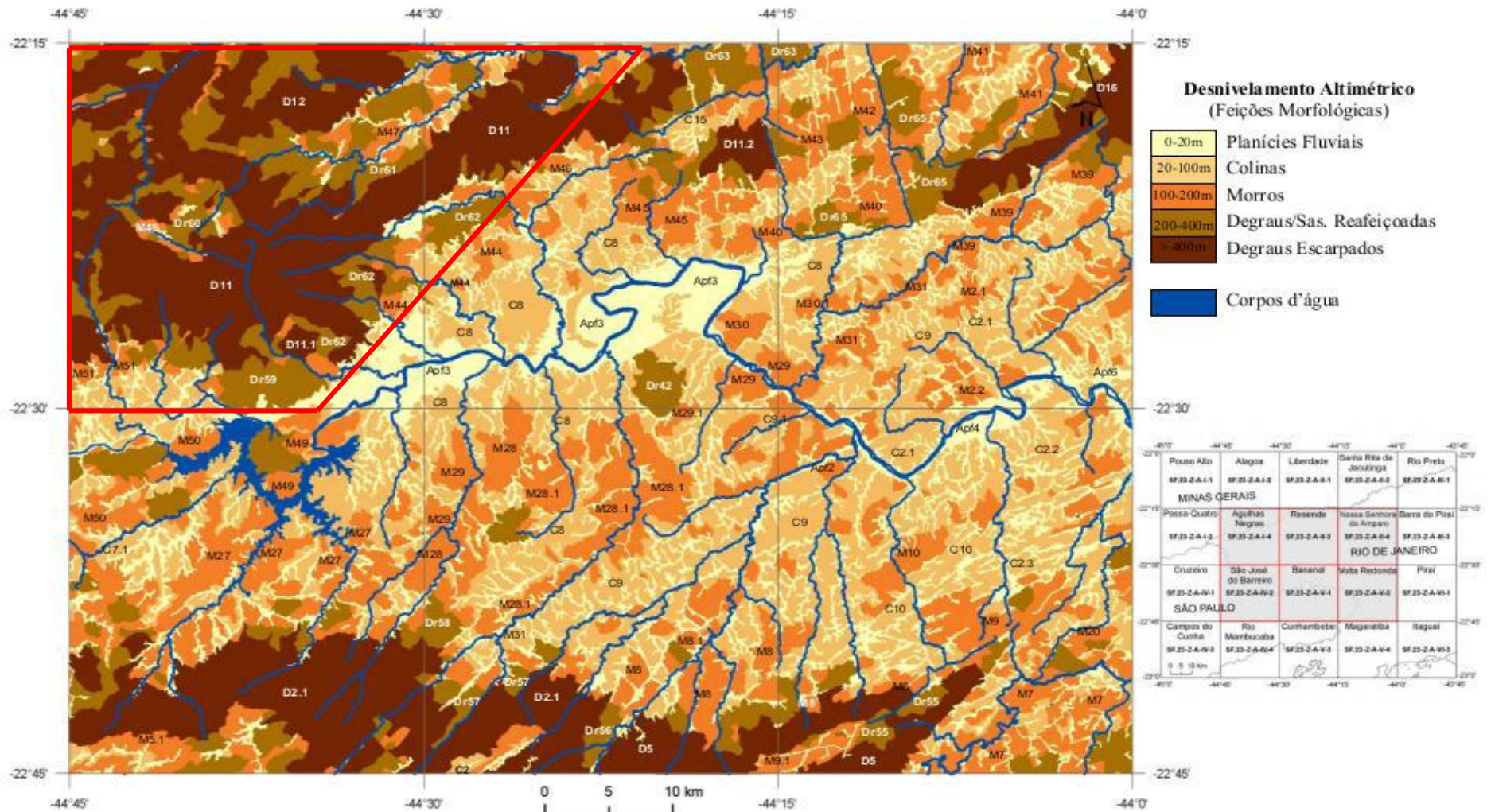


Figura 16: Compartimentação geomorfológica do médio vale do rio Paraíba do sul, segundo Silva *et al.* (2007), com base nas cartas topográficas, na escala 1:50.000: Agulhas Negras, São José do Barreiro, Resende, Bananal, Nossa Senhora do Amparo e Volta Redonda. Em vermelho, a delimitação da área de estudo.

3.5. Evolução Tectônica Mesozoica-Cenozoica

Almeida (1976) denominou de “Sistema de *Rifts* da Serra do Mar” o conjunto formado pelas serras do Mar e da Mantiqueira bem como pelas bacias tafrogênicas do sudeste brasileiro - bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda. Segundo o autor, este sistema teria se formado sob um modelo de deslizamento gravitacional, resultado de um evento termal associado à abertura do Atlântico Sul, que levou ao soerguimento da região no final do Cretáceo e à formação de uma extensa superfície erosiva – Superfície de Aplainamento Japi, a qual foi deformada e desnivelada, a partir do Paleoceno, por falhamentos e flexuras que deram origem às serras do Mar e da Mantiqueira, acompanhadas de magmatismo alcalino. Um segundo pulso tectônico, iniciado no Oligoceno, teria levado à formação do Gráben do Paraíba do Sul e ao incremento na elevação das serras. No Plioceno, um terceiro pulso levou ao incremento da subsidência do Gráben e à acentuação do relevo nas bordas deste.

Asmus & Ferrari (1978), também em um contexto da abertura do Atlântico Sul, propuseram um modelo no qual o rifteamento da região sudeste foi consequência de um desequilíbrio isostático entre a área continental e a oceânica (Bacia de Santos), causado por uma anomalia térmica iniciada no Permiano. Este evento levou ao soerguimento crustal e a área soerguida teria sofrido intensa erosão, causando excesso de massa na porção oceânica e afinamento crustal na porção continental. Consequentemente, estabeleceram-se movimentos verticais opostos em resposta ao desequilíbrio e, vencida a resistência das rochas no Paleógeno, foram geradas falhas normais com basculamento de blocos arranjados na forma de cristas (as serras do Mar e da Mantiqueira e o Maciço Carioca) e depressões intermediárias (hemi-grábens do Paraíba do Sul e da Baixada Fluminense) – Figura 17.

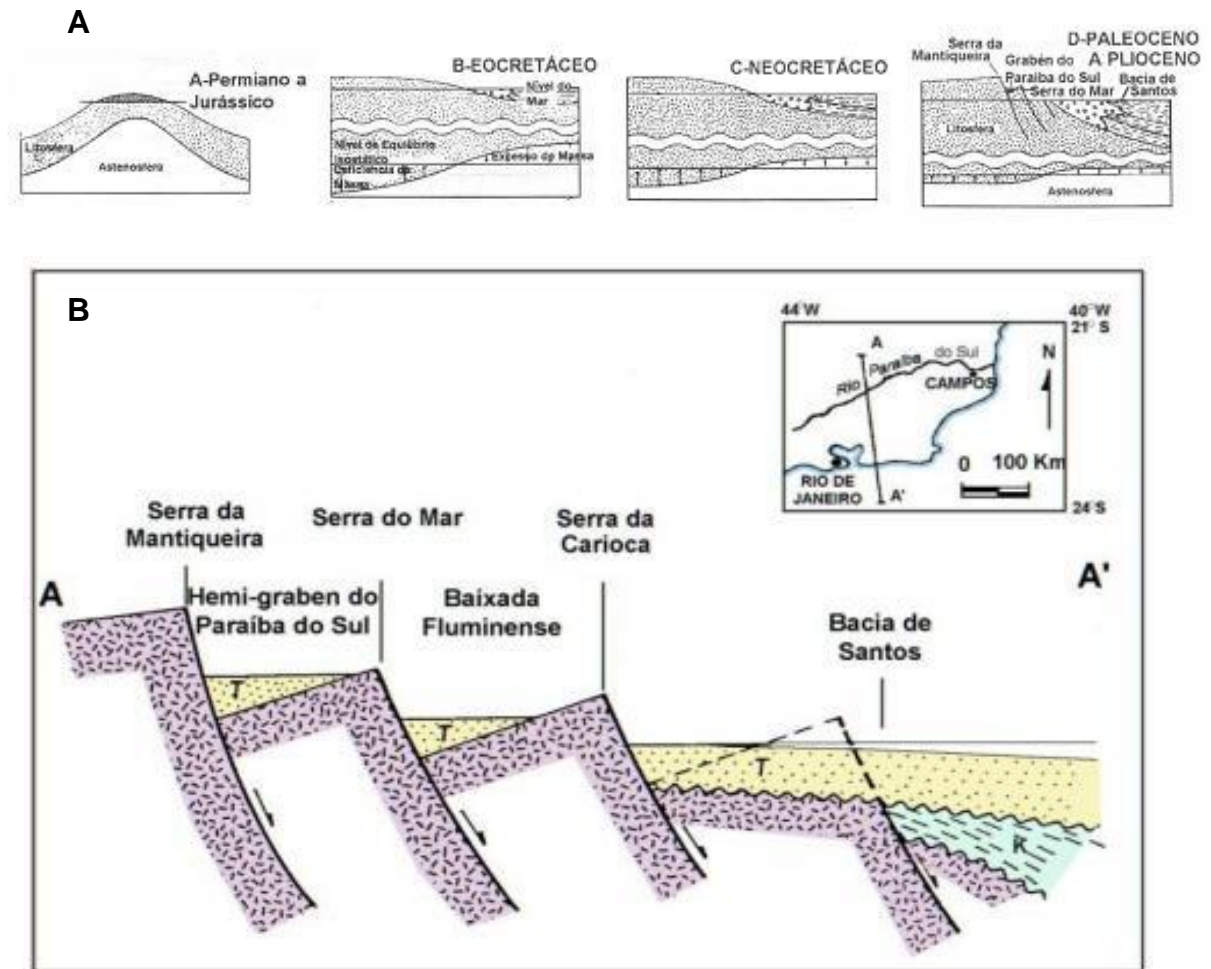


Figura 17: (A) Esquema evolutivo da Bacia de Santos e da área continental adjacente, segundo Asmus & Ferrari (1978), mostrando a formação do domo a partir da pluma mantélica no Permiano (estágio A), afinamento litosférico devido à erosão e ruptura crustal no Eocretáceo (estágio B), movimentos verticais opostos em resposta ao desequilíbrio de massa entre a Bacia de Santos e a área continental (estágio C), e falhamentos normais e basculamento de blocos no Cenozóico (Paleoceno-Plioceno) (estágio D). (B) Perfil geológico, sem escala, transversal às serras do Mar e da Mantiqueira e à Bacia de Santos. Fonte: modificado de Asmus & Ferrari, 1978 in Moreira (2008).

Riccomini (1989) denominou de “*Rift Continental do Sudeste do Brasil*” (RCSB) a depressão tectônica alongada segundo a direção ENE, desenvolvida entre as cidades de Curitiba, no Paraná, e Barra de São João, no Rio de Janeiro. O rifte é subdividido em três segmentos (Riccomini *et al.*, 2004): oriental (incluindo o Gráben de Barra de São João e o Gráben da Guanabara, que abriga as bacias de Itaboraí e Macacu); central (incluindo as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda); e ocidental (incluindo os grábens de Sete Barras, Cananéia, Guaraqueçaba; e a bacia de Curitiba) - Figura 18.



Figura 18: Contexto geológico regional do Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), com a localização da área investigada no presente trabalho (retângulo vermelho). Legenda: 1) embasamento pré-cambriano; 2) rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Paraná; 3) rochas vulcânicas toleíticas eocretáceas da Formação Serra Geral; 4) rochas relacionadas ao magmatismo alcalino mesozoico-cenozoico; 5) bacias cenozoicas do RCSB (1- Bacia de Itaboraí, 2- Gráben de Barra de São João, 3- Bacia do Macacu, 4- Bacia de Volta Redonda, 5- Bacia de Resende, 6- Bacia de Taubaté, 7- Bacia de São Paulo, 8- Gráben de Sete Barras, 9- Formação Pariquêra-Açu, 10- Formação Alexandra e Gráben de Guaraqueçaba, 11- Bacia de Curitiba, 12- Gráben de Cananéia); 6) zonas de cisalhamento pré-cambrianas, em parte reativadas durante o Mesozoico e Cenozoico. Fonte: Riccomini *et al.* (2004).

Segundo Riccomini *et al.* (2004), a formação do RCSB está associada a um basculamento termomecânico, com a reativação de antigas zonas de cisalhamento pré-cambrianas, no Cenozóico. Estes autores apresentam um modelo evolutivo que contempla os mecanismos geradores e deformadores do rift em uma sequência de cinco eventos tectônicos (Figura 19): o primeiro evento, teria gerado a depressão original do rift, no Eoceno-Oligoceno, a partir de um campo de esforços distensivos de direção NNW-SSE, causando a reativação de zonas de cisalhamento pré-cambrianas, através de falhas normais de direção NE-SW, ao redor de 50 Ma; o segundo evento, já de caráter deformador do rift, estaria relacionado a uma transcorrência sinistral de direção E-W, com distensão NW-SE e compressão NE-SW, de idade neogênica (Mioceno); o terceiro evento, no Neógeno-Quaternário, corresponderia a uma transcorrência dextral E-W, com compressão NW-SE e

distensão NE-SW, com a reativação de falhas das bordas do rifte; o quarto evento, no Holoceno, foi de caráter distensivo, com direção WNW-ESE; o último evento deformador, identificado por Salvador & Riccomini (1995), está associado a um campo de esforços compressivos de direção E-W.

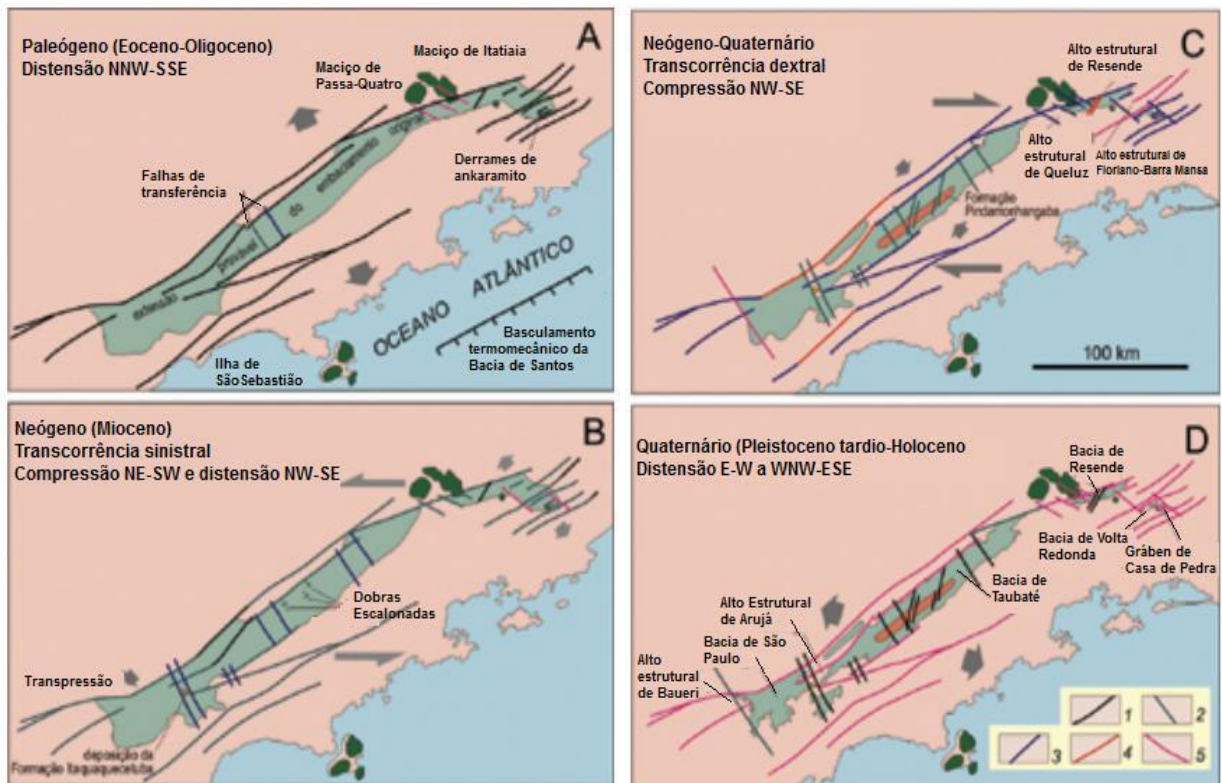


Figura 19: Esboços paleotectônicos dos quatro primeiros eventos responsáveis pela formação e evolução do segmento central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil. Legenda no quadro D: 1) falhas de componente predominante normal; 2) falha de componente transcorrente sinistral; 3) falha de componente transcorrente dextral; 4) falha de componente predominante reversa; 5) falha com movimentação não caracterizada. Fonte: Riccomini *et al.* (2004).

Zalán & Oliveira (2005) denominaram de “Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil” (SRCSB) o conjunto composto pelas serras do Mar e da Mantiqueira e os vales tectônicos estabelecidos entre elas, assim como suas extensões na plataforma continental, na região das bacias de Santos e Campos. Ainda em associação a este conjunto, há a ocorrência de dezenas de intrusões alcalinas, como as de Poços de Calda, Passa-Quatro e Itatiaia (Figura 20).

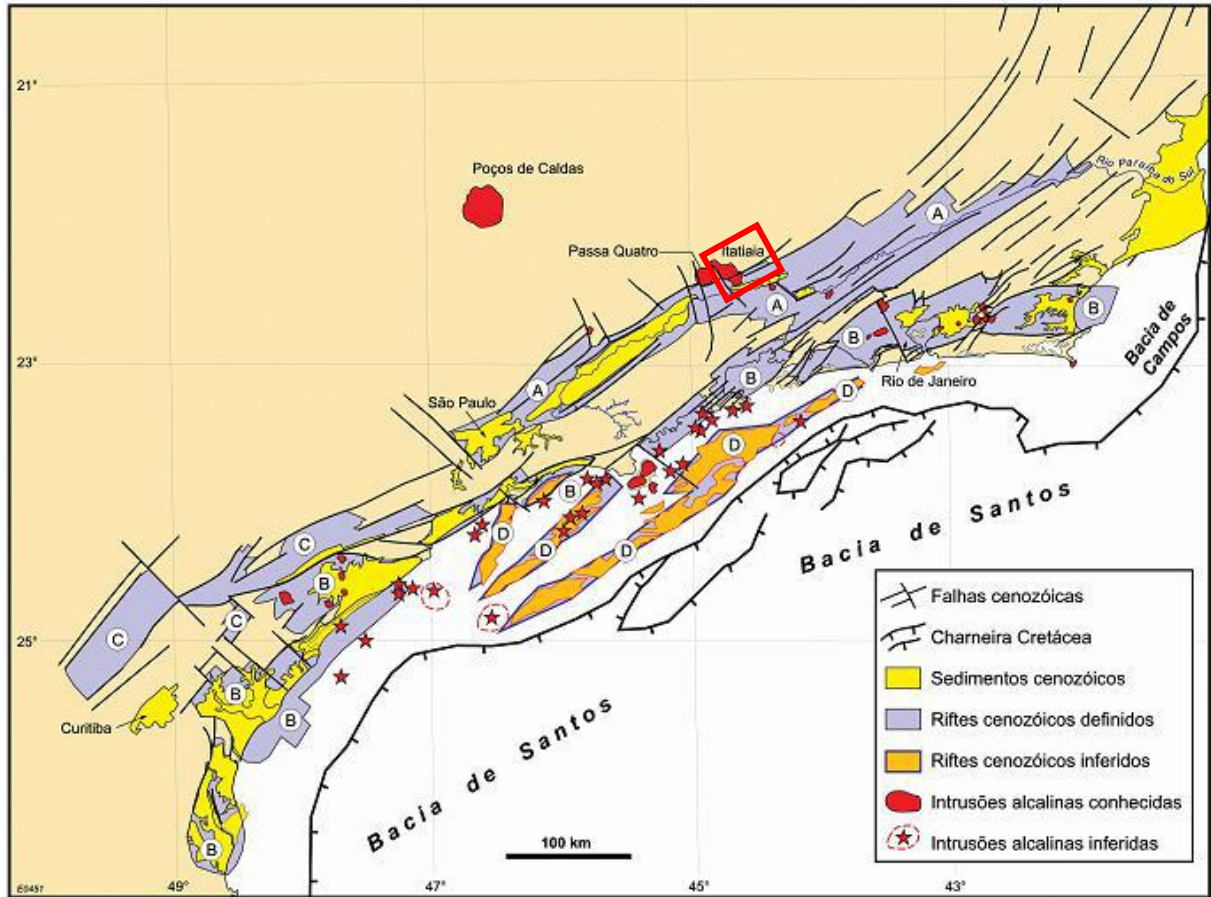


Figura 20: Mapa de distribuição dos quatro riftes do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (SRCSB), com a localização da área investigada no presente trabalho (retângulo vermelho): (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo; de suas falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões/lavas alcalinas e charneira cretácea das bacias de Santos e Campos. Fonte: Zalán & Oliveira (2005).

Este sistema de riftes teria sido formado a partir de uma anomalia térmica, que causou soerguimento de natureza regional no Neocretáceo, porém sem tectonismo associado, formando um megaplanalto, denominado Serra do Mar Cretácea (SMC), que teria sido a área fonte de sedimentos para as bacias platformais adjacentes (Santos e Campos) e para a Bacia do Paraná (Figura 21). Ao final do Cretáceo, a intensa erosão na região teria aplainado a SMC, transformando-a em uma superfície nivelada a 2.000 metros em relação ao nível do mar (Superfície de Aplainamento Japi - SAJ). Estima-se que ao final do Paleoceno e começo do Eoceno, ao redor de 50 Ma, o megaplanalto teria começado a colapsar, por instabilidade isostática, formando-se extensos riftes, que foram subdivididos por Zalán & Oliveira (2005) em compartimentações tectônicas menores (grábens). Na região emersa, os riftes foram divididos em: Paraíba do Sul (grábens de São Paulo,

Taubaté, Resende, Volta Redonda, e as bacias homônimas; e Baixo Paraíba do Sul), Litorâneo (grábens da Barra de São João, Guanabara, Ubatuba, Santos, Ribeira do Iguape, Cananéia e Paranaguá) e Ribeira (grábens de Sete Barras e Alto Ribeira) – Figura 20.

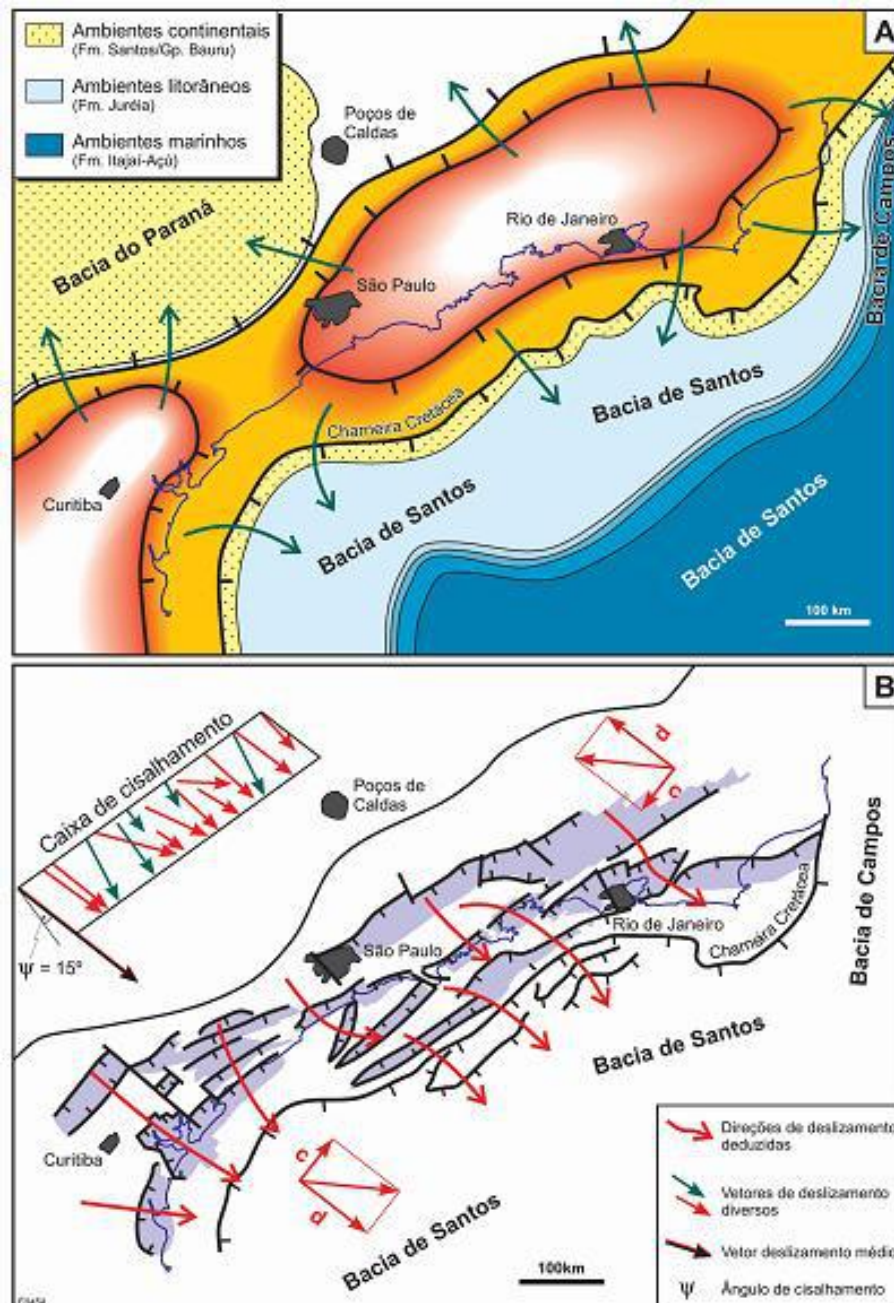


Figura 21: (A) Reconstituição da Serra do Mar Cretácea (SMC) - área alaranjada. Observar a posição da linha de costa atual (linha azul). (B) Riftes (em cinza) desenvolvidos durante o Cenozoico por colapso gravitacional da SMC, segundo uma orientação (S51E) oblíqua ao alongamento N54E da mesma. Esforços transtrativos sinistrógiros resultantes levaram à orientação escalonada à direita dos grábens mais orientais. Fonte: Zalán & Oliveira (2005).

4. METODOLOGIA

Primeiramente, foi feito um levantamento acerca dos principais modelos conceituais sobre a origem e evolução da Serra da Mantiqueira, assim como dos principais modelos numéricos utilizados na simulação da evolução de escarpamentos (Kooi & Beaumont, 1994; Tucker & Slingerland, 1994; entre outros). A seguir, foi feita a aquisição de mapas topográficos e geológicos nas escalas 1:50.000 e 1:100.000, de forma a escolher um melhor recorte espacial da área de estudo.

Feitos estes levantamentos, foi possível definir os principais critérios para a realização da simulação, a saber: as escalas temporal e espacial; e os principais processos atuantes na evolução do relevo, integrando tanto processos superficiais, quanto tectônicos. Assim, optou-se pela utilização do simulador numérico desenvolvido por Carvalho (2002), e implementado por Carbono (2010), inserido na linha de pesquisa do Grupo de Tecnologia em Computação Gráfica (TecGraf) da PUC-Rio. A partir dos dados extraídos do simulador, foi usado o *software* gráfico SigmaPlot 12 como complemento à simulação.

O modelo computacional foi desenvolvido, a princípio, para ser utilizado em simulações de processos deposicionais em ambientes de plataforma continental, talude e bacia oceânica (Carvalho, 2002), sendo posteriormente implementado por Carbono (2010) para realizar simulações em escalas espaço-temporais mais amplas, com o objetivo de criar modelos de evolução do relevo. Para isso, o foco da modelagem deve ser a evolução da rede de drenagem, a qual depende da ação conjunta de processos superficiais, como intemperismo, erosão e deposição, e tectônicos (Carbono, 2010). Ao final da simulação, o modelo desenvolve uma série de cálculos, de onde é possível estimar a taxa de denudação resultante de todo o processo erosivo.

Para simulação foi utilizado um processador Intel® Core™2 Duo P9500, com velocidade de 2.53 GHz e 2.99 GB de memória RAM. Este permitiu a criação do cenário em sete dias, exceto o tempo necessário à calibração dos dados e eventuais alterações no algoritmo do simulador.

4.1. Representação da superfície

Para o começo da simulação é necessário definir uma superfície inicial que represente o relevo. Esta superfície é representada por um modelo digital de terreno (MDT) que consiste em uma matriz de células (ou *pixels*) na forma de um *grid* regular, sendo que cada célula contém valores coordenados X, Y, Z. Para cada célula devem ser atribuídos valores iniciais de elevação (Z), que variam ao longo do tempo de acordo com a evolução do relevo.

A resolução escolhida para cada célula, ΔX e ΔY , foi de 0,5 km x 0,5 km em um *grid* de 30 km x 35 km.

A seguir, foi feita no *grid* a delimitação de um plano de falha, simulando a borda norte da bacia de Resende, e de uma área representativa do maciço alcalino de Itatiaia (Figura 22).

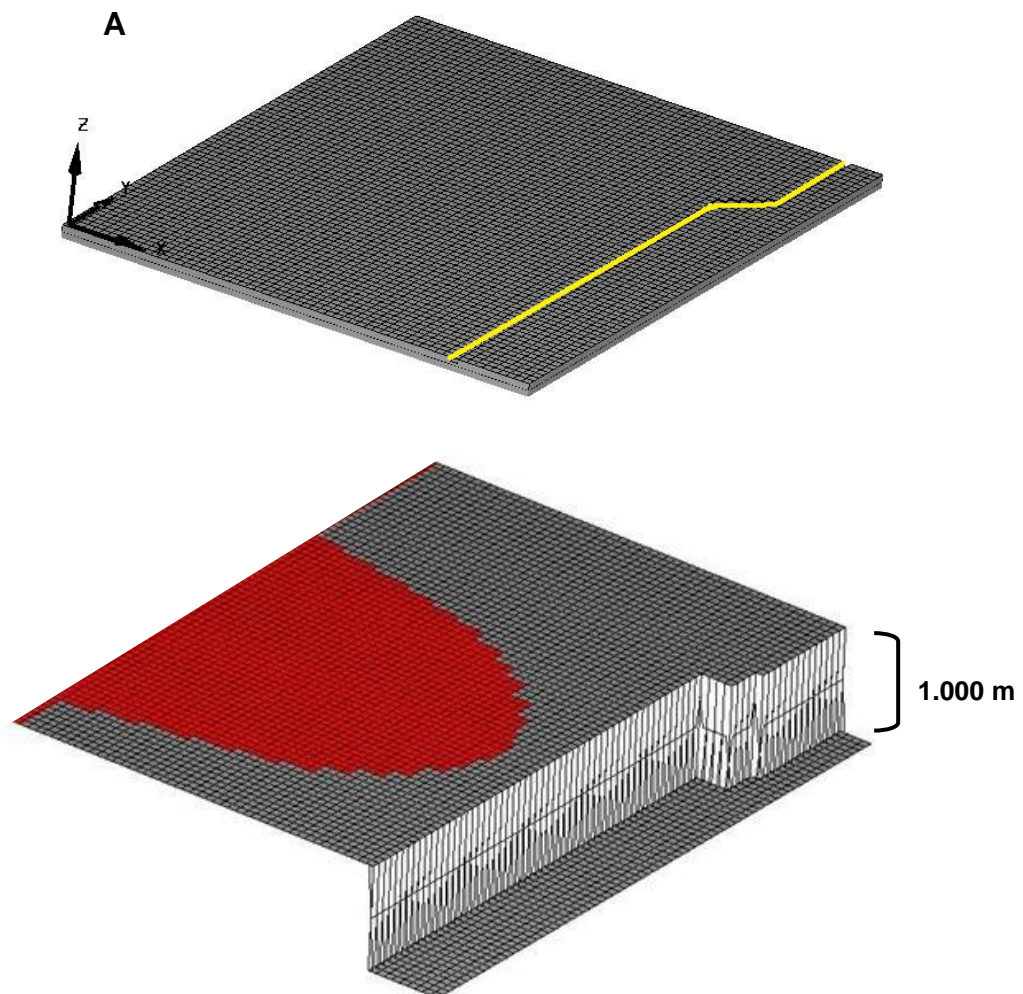


Figura 22: (A) Representação no *grid* da falha (em amarelo) relativa à posição da borda norte da bacia de Resende. (B) Representação do Maciço Alcalino do Itatiaia (em vermelho) e a indicação da variação da elevação relativa à falha (1.000 metros). Em cinza estão representadas as rochas do embasamento.

Segundo Moreira (2008), os melhores resultados em suas simulações foram obtidos considerando um nível de base regional em 400 metros de altitude (Figura 23 – A) e a formação de um planalto com 1.400 metros de altitude, após o falhamento que deu origem à borda norte da bacia de Resende (Figura 23 – B). Dessa forma, estes foram os valores considerados como a condição inicial da simulação aqui realizada e os valores de elevação de cada célula da superfície inicial do *grid* foram plotados no *software* SigmaPlot para a realização da configuração gráfica do cenário (Figura 23).

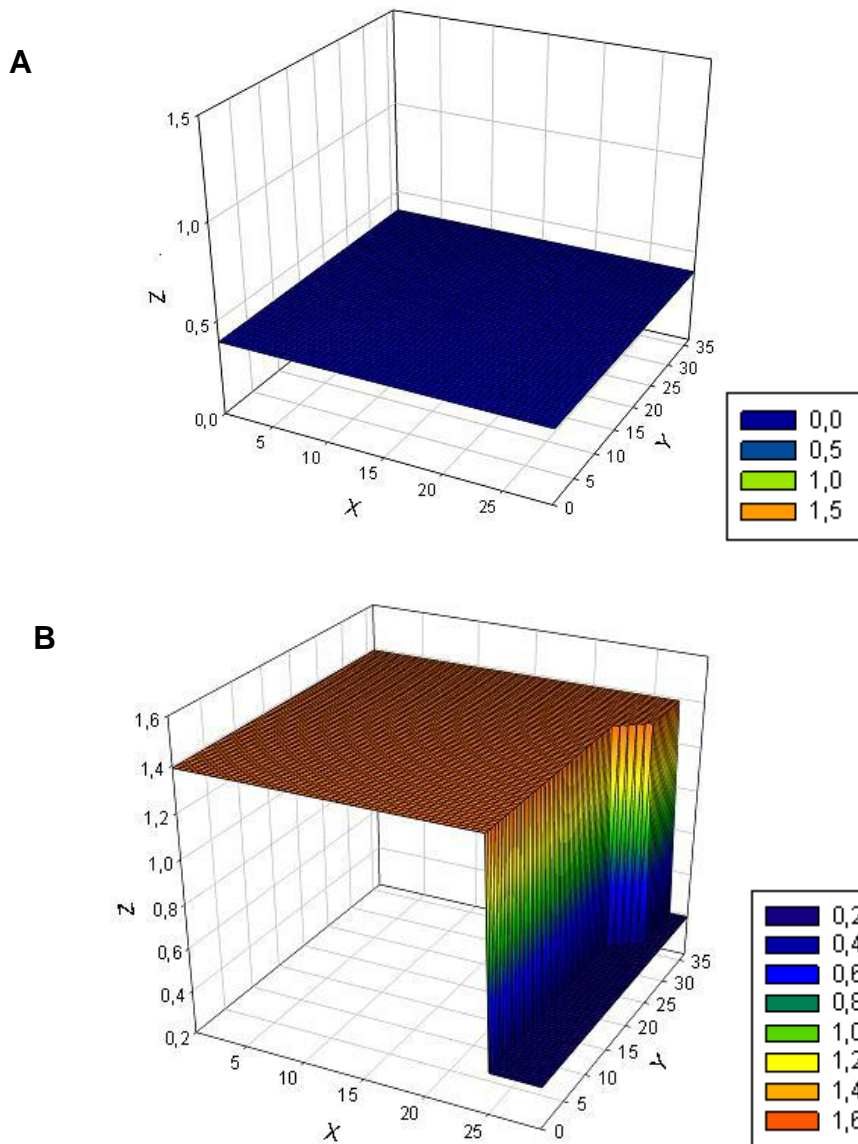


Figura 23: (A) Platô inicial, anterior ao falhamento, com elevação de 400 metros de altitude. (B) Formação de um planalto a 1.000 metros de altitude em relação ao nível de base regional, após o falhamento.

4.2. Modelagem dos processos superficiais e tectônicos

Segundo Tucker & Slingerland (1994), os principais processos que atuam na evolução da paisagem são: soerguimento tectônico; precipitação; intemperismo das rochas, capaz de criar uma cobertura inconsolidada passível de ser removida; transporte fluvial de sedimentos; transporte difusivo de encosta; incisão de canais em rocha; e soerguimento isostático flexural em resposta à denudação.

A seguir, serão apresentadas as equações utilizadas pelo simulador para modelar os processos supracitados.

a) Descarga do canal

A descarga em cada ponto é calculada como um produto da precipitação pela área das células que contém canais que drenam para este ponto. Para isto é aplicada a equação:

$$Q = P \cdot A \quad (1)$$

onde P é a precipitação média anual, medida em mm/ano, e A é a área de contribuição para cada ponto da rede de drenagem. Esta área corresponde à superfície a montante dos canais que drenam para um determinado ponto e é calculada multiplicando a área de uma célula (a) pelo número de células que um canal atravessa (Nc):

$$A = a \cdot Nc \quad (2)$$

b) Intemperismo

A variação da elevação devido à produção de cobertura inconsolidada por intemperismo é representada pela seguinte equação:

$$\left. \frac{\partial z}{\partial t} \right|_{\text{intemperismo}} = -\varepsilon_0 e^{-\alpha H} \quad (3)$$

onde ε_0 é a constante de decaimento da taxa de intemperismo (LT^{-1}), α é um parâmetro que pode variar entre 0,02 e 0,042 (1/m) e H é a espessura da camada de material inconsolidado (L). Esta equação mostra que a taxa de produção de um manto de intemperismo decai exponencialmente conforme este se torna mais espesso.

c) Transporte difusivo de encosta

Uma consideração importante para que ocorra erosão de encostas por difusão é a existência de material inconsolidado disponível para ser transportado, de tal forma que o transporte de material proveniente de processos difusivos estará limitado pela quantidade deste material.

Dessa forma, a variação da elevação do terreno devido a processos erosivos de encosta depende da capacidade de transporte do material produzido e é expressa da seguinte forma:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = \nabla q_d = k_d \nabla^2 z \leq \left. \frac{\partial z}{\partial t} \right|_{\text{intemperismo}} \quad (4)$$

onde q_d representa o fluxo de sedimentos produzidos por difusão e K_d é a difusividade do substrato (L^2T^{-1}), e se refere à resistência à erosão das encostas.

d) Incisão fluvial

A equação que representa a variação da elevação do terreno devido à incisão fluvial em rocha tem a seguinte forma:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -k_r \left(k_t \left(\frac{Q}{W} \right)^{m_r} S^{n_r} - \tau_{cr} \right)^{b_r} \quad (5)$$

onde K_r mede a erodibilidade da rocha (L^{-1}), K_t é um coeficiente de tensão cisalhante adimensional, W é a largura do canal (L), S é a inclinação do canal, m_r e n_r são constantes que refletem o modelo usado para incisão fluvial, *shear stress* ou *stream power*, τ_{cr} é a tensão cisalhante mínima necessária para que seja produzido sedimento, e b_r é uma constante.

e) Transporte fluvial de sedimentos

A capacidade do fluxo para transportar sedimentos produzidos por incisão fluvial é dada por:

$$q_s = Wk_f \left(k_t \left(\frac{Q}{W} \right)^{m_s} S^{n_s} - \tau_{cs} \right)^{b_s} \quad (6)$$

sendo K_f o coeficiente fluvial de transporte de sedimentos, que é adimensional, K_t é o mesmo coeficiente da equação anterior, τ_{cr} é a tensão cisalhante mínima necessária para que haja remoção do sedimento, m_s , n_s e b_s são constantes.

A equação geral para calcular a variação da elevação da superfície é representada pela seguinte expressão:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = U - k_r \left(k_t \left(\frac{Q}{W} \right)^{m_r} S^{n_r} - \tau_{c_r} \right)^{b_r} - \nabla(q_s + q_d) \quad (7)$$

onde U representa a taxa de soerguimento tectônico.

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo são apresentados os resultados obtidos com o cenário simulado, a partir de cenas de determinados períodos dentro do intervalo de tempo de 50 Ma, que, segundo autores (Riccomini *et al.*, 2004; Zalán & Oliveira, 2005), é a idade estimada para a origem do Rifte Continental do Sudeste do Brasil, com o desenvolvimento da falha principal que limita a borda norte da bacia de Resende. Estas cenas mostram a variação da topografia ao longo do tempo de acordo com os valores de entrada dos processos tectônicos e superficiais utilizados na criação do cenário. Ao final, são feitas relações com alguns modelos conceituais e matemáticos discutidos em capítulo anterior.

Os valores utilizados na calibração do modelo foram baseados nos melhores resultados obtidos pelas simulações de trabalhos feitos por Kooi & Beaumont (1994), Moreira (2008) e Carbono (2010), sendo necessário, entretanto, sua adaptação ao simulador aqui utilizado e à variação litológica considerada. O valor do coeficiente de transporte fluvial (k_f), que representa a eficiência do fluxo, está intimamente relacionado com o valor da precipitação (P), a qual contribui para os processos superficiais erosivos e de transporte. Estes valores foram aqui utilizados baseados nos trabalhos de Kooi & Beaumont (1994) e Gilchrist *et al.* (1994), em experimentos realizados em áreas com características de evolução geológica/geomorfológica similares às da área de estudo. Já os valores adotados para as taxas de

intemperismo (k_w), de erosão por difusão (k_d) e de soerguimento tectônico (U) foram os que forneceram os melhores resultados nos diversos cenários construídos por Moreira (2008) e no modelo criado por Carbono (2010), ambos na mesma área de estudo. Os valores de soerguimento (U) foram obtidos pelos referidos autores em trabalhos sobre a história evolutiva da região Sudeste do Brasil, através de dados de traço de fissão em apatita. O valor de erodibilidade utilizado para as unidades do embasamento (K_{re}) buscou simplificar a complexa variação espacial das características litológicas encontradas na área de estudo e foi definido com base no trabalho de Carbono (2010). Dessa forma, foi adotado para o Maciço de Itatiaia um valor que representasse a maior resistência litológica do material (K_{rl}), quando comparado com as outras rochas da área (Tabela 3).

Tabela 3: Dados de entrada para a simulação - intervalo de tempo simulado, taxa de precipitação, processos de superfície e processos tectônicos.

Dados de entrada	Valores
Tempo de simulação	50 Ma
P = Precipitação	1.000 mm/ano
K_w = taxa de intemperismo	1×10^{-6} m/ano
K_d = taxa de erosão por difusão	5×10^{-7} m ² /ano
K_f = coeficiente de transporte fluvial (adimensional)	0,01
K_r = erodibilidade da rocha	$K_{rl} = 1 \times 10^{-11}$ m ⁻¹ (Maciço alcalino do Itatiaia) $K_{re} = 1 \times 10^{-6}$ m ⁻¹ (Unidades do embasamento)
U = taxa de soerguimento tectônico	87 m/Ma nos primeiros 10 Ma (50-40 Ma); 26,5 m/Ma por mais 10 Ma (40-30 Ma); 0,7 m/Ma por mais 10 Ma (30-20 Ma); 0 de soerguimento nos últimos 20 Ma (20 Ma-ao Recente) e contínuo processo de denudação

Com base na condição inicial da superfície definida no capítulo anterior e nos valores supracitados, foi obtido um cenário com as cenas apresentadas nos intervalos de tempo de 1 Ma, 10 Ma, 20 Ma, 30 Ma, 40 Ma e 50 Ma decorridos do início do processo (Figuras 24 e 25).

A primeira cena (Cena A, Figura 24) mostra a formação de um planalto, após ter decorrido 1 Ma do início do processo, com aproximadamente 1.000 metros de elevação em relação ao nível de base local, este com 400 metros de altitude. Neste momento, já é possível observar a ação de processos erosivos atuantes na borda de falha, porém ainda não se consegue visualizar a forma do corpo intrusivo. Até os 10 Ma a partir do início do processo (Cena B, Figura 24), a área esteve em soerguimento contínuo, com taxa de 87 m/Ma, chegando ao final deste período a uma elevação de aproximada de 2.100 metros, ao longo da toda a extensão do planalto; já é possível notar maior incisão da frente da escarpa e a maior resistência apresentada pelo Maciço do Itatiaia em relação às demais litologias.

Um soerguimento contínuo, à taxa de 26,5 m/Ma, se seguiu a esta fase, atuando por mais 10 Ma. Ao final desta (Cena C, Figura 24), é possível observar no relevo o destaque tomado pela intrusão, que chegou a atingir 2.300 metros de altitude e começou a apresentar uma forma dômica; já a área ao redor sofreu mais incisão, maior recuo, e começou a rebaixar, mantendo-se em torno de 2.000 metros.

A última fase de soerguimento contínuo simulada foi iniciada há aproximadamente 20 Ma decorridos do início do processo e durou mais 10 Ma, com uma taxa de 0,7 m/Ma. Como resultado da pequena taxa de soerguimento sofrido e da continuidade da atuação dos processos erosivos, pode-se notar, ao final deste período (Cena D, Figura 24), o intenso desgaste sofrido na área: a forma dômica do Maciço ficou ainda mais pronunciada, sendo mantida, porém, sua altitude (~ 2.300 metros); mas a área ao redor, menos resistente, foi intensamente erodida e foi rebaixada para altitudes em torno de 1.400 metros.

Os últimos 20 Ma que se seguiram, até a situação atual, foram simulados somente com a atuação de processos superficiais, sem soerguimento associado (Cenas E e F, Figura 25). Ao final de 40 Ma de anos decorridos do início do processo (Cena E, Figura 25), nota-se um aumento da incisão nas laterais do Maciço, sem ocorrer, entretanto, rebaixamento do mesmo. Na área ao redor, há continuidade do processo erosivo, levando ao rebaixamento para altitudes em torno de 1.300 metros. Na situação atual, após 50 Ma do início da simulação, a área ao redor do Maciço encontra-se bastante recuada em relação a este, e a altitudes próximas a 1.200 – 1.250 metros. O Maciço, com forma dômica muito pronunciada, encontra-se pouco recuado em relação à borda de falha e pouco rebaixado, com altitudes próximas a 2.300 metros.

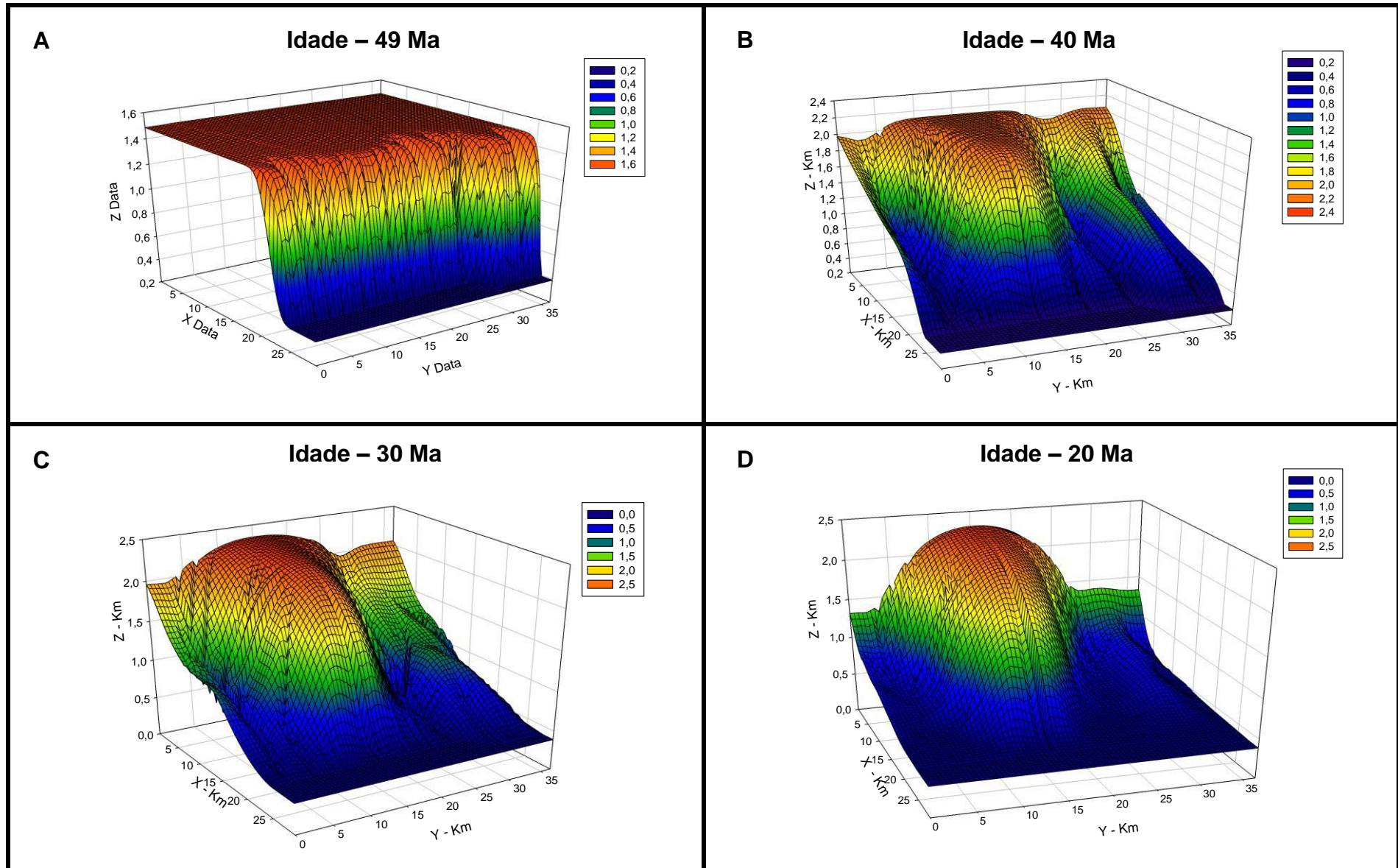


Figura 24: Cenas do cenário simulado mostrando intervalos de tempo da simulação do recuo diferencial da borda de falha que compõe a Serra da Mantiqueira, entre 1 e 30 Ma decorridos do início do processo.

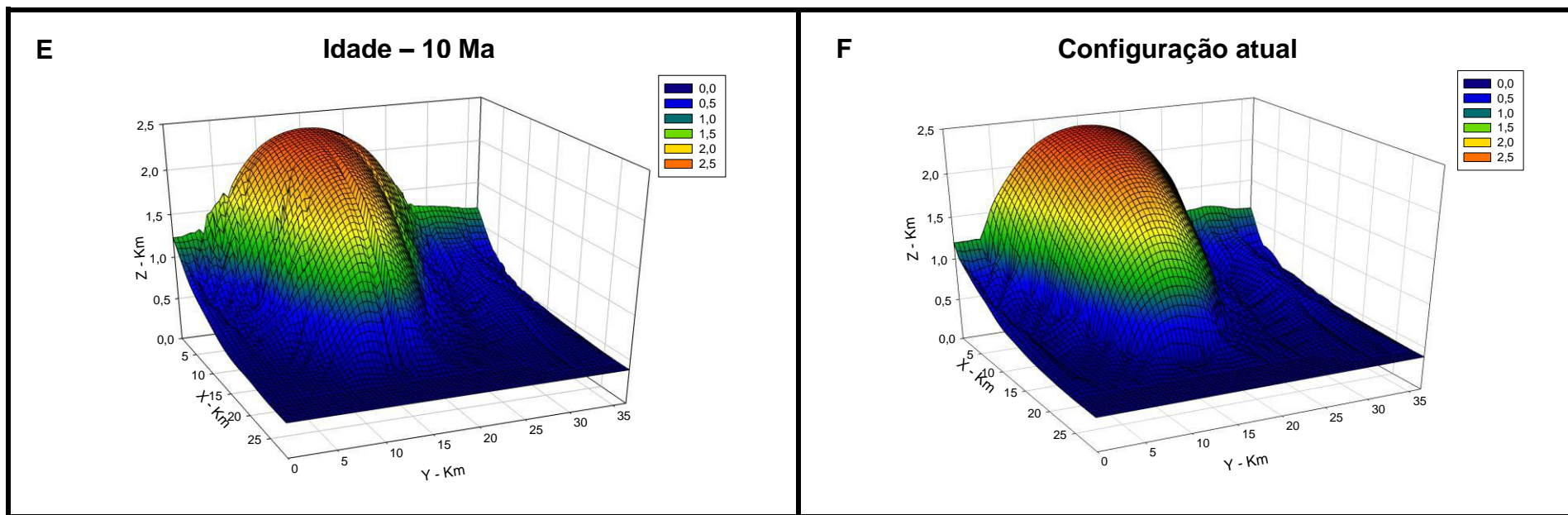


Figura 25: Cenas do cenário simulado mostrando alguns intervalos de tempo da simulação do recuo diferencial da borda de falha que compõe a Serra da Mantiqueira, entre 40 e 50 Ma decorridos do início do processo.

Após a simulação da última cena, foram obtidos os valores do recuo máximo e do recuo mínimo para a borda de falha escarpada, 10 km e 3 km, respectivamente (Figura 26), além de uma taxa estimada de denudação de 26,5 m/Ma para a área de estudo. Este cálculo é feito pelo próprio simulador.

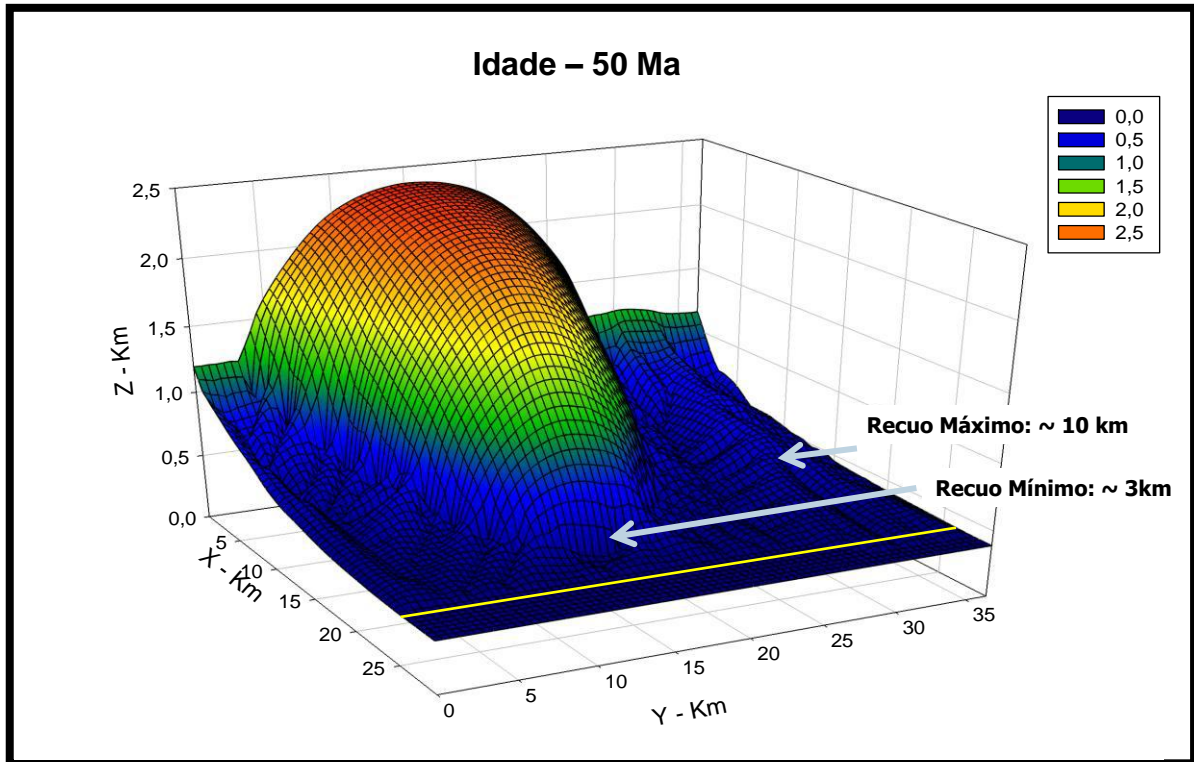


Figura 26: Definição dos recuos máximo e mínimo sofridos pela escarpa. O recuo máximo da escarpa foi de aproximadamente 10 km a partir da borda de falha e o recuo mínimo, no Maciço Alcalino no Itatiaia, foi de aproximadamente 3 km.

Para validação e comparação do cenário criado com a situação atual da área de estudo, foi utilizado um modelo digital de elevação (MDE) do projeto *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), com resolução de 90 x 90 metros (Figura 27), que foi obtido através do *software Global Mapper*.

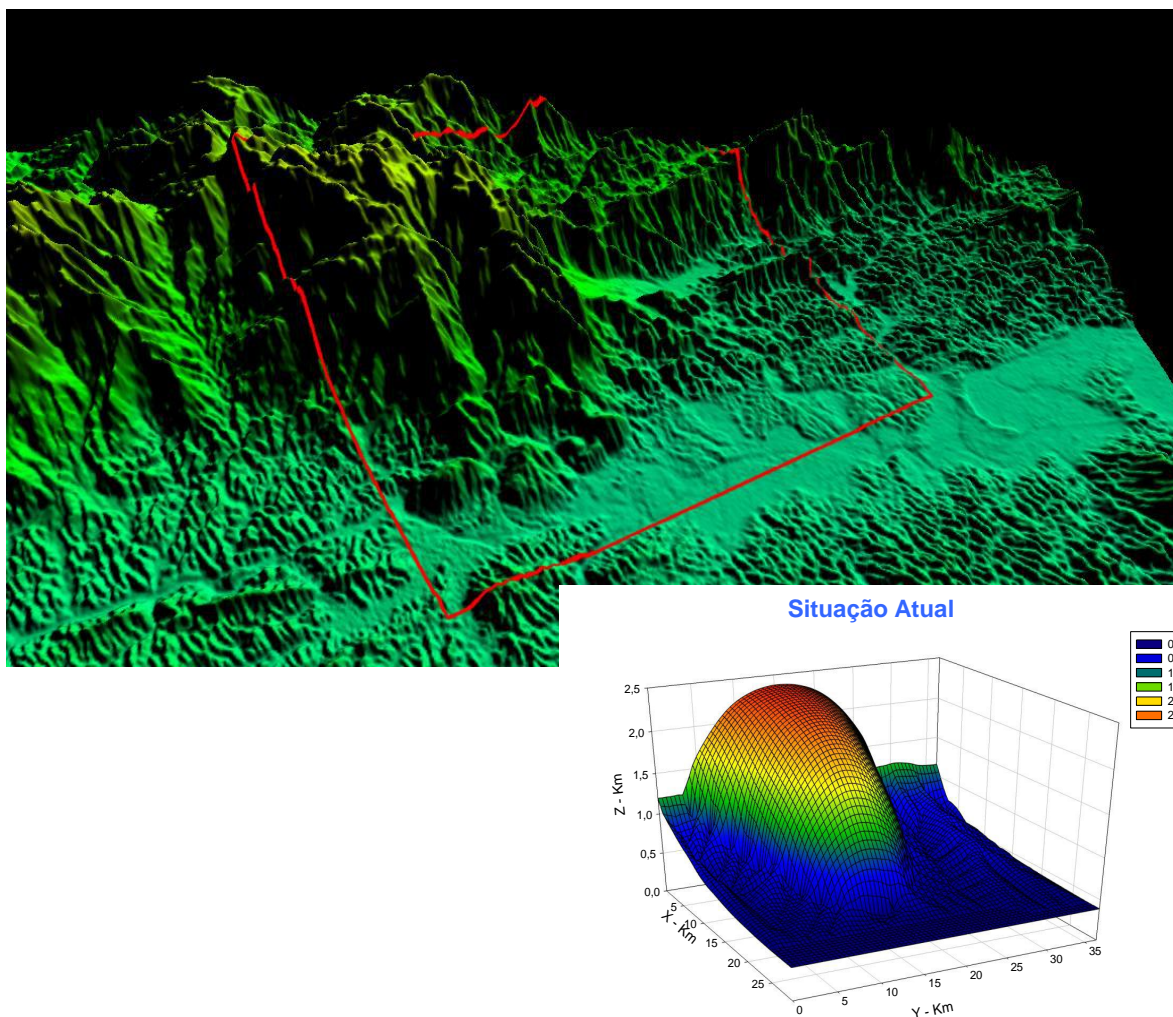


Figura 27: Comparação do modelo digital de terreno (MDT) obtido na simulação com o MDT do projeto SRTM. Este último foi obtido do *software Global Mapper*.

Uma vez comparado o cenário aqui criado com o modelo digital do SRTM, foi possível notar que, de forma geral, a morfologia da escarpa simulada se assemelha a escarpa real, com a forma dômica do Maciço do Itatiaia se destacando em relação à área ao redor. As maiores elevações da área ao redor do Maciço, vistas no modelo do SRTM, devem-se a existência de intrusões graníticas ao longo da Serra da Mantiqueira, as quais não foram representadas no cenário criado no presente trabalho. Além disso, fica evidente que o recuo diferencial sofrido pela borda da Serra da Mantiqueira na área de estudo está condicionado pela variação litológica encontrada na área.

5.1. Correlação dos resultados com modelos teóricos existentes

A evolução do relevo mostrada no cenário simulado confirma a idéia da formação de um *front* erosivo seguido de recuo paralelo pós-rifteamento, como proposto por Ollier (1985). Porém, refuta a hipótese levantada por Matmon *et al.* (2002) sobre a manutenção de uma posição fixa de uma escarpa desde sua formação e durante sua evolução.

A não formação de uma frente escarpada no maciço do Itatiaia e sua forma dômica parecem estar relacionadas unicamente à resistência da rocha e ao caráter isotrópico do material, não podendo, portanto, associá-las ao modelo de “margem do tipo arco” proposto por Matmon *et al.* (2002).

A erosão diferencial entre o reverso e o *front* da escarpa como consequência da topografia assimétrica, como proposto por Gilchrist & Summerfield (1990), também pode ser confirmada no cenário simulado.

5.2. Correlação dos resultados com modelos matemáticos existentes

Com o desenvolvimento do cenário foi observado que as condições consideradas necessárias para promover o recuo e preservação de um escarpamento, segundo com Tucker & Slingerland (1994), mostraram-se válidas também para o simulador aqui utilizado. É necessária a atuação conjunta de processos tectônicos, e superficiais difusivos e advectivos; porém a influência deste deve ser maior do que a daquele (Tucker & Slingerland, 1994; Kooi & Beaumont, 1994; Gilchrist *et al.*, 1994). Simulações com a atuação isolada de cada processo não foram realizadas por não se mostrarem verossímeis.

Segundo os experimentos de Kooi & Beaumont (1994), a atuação dos processos erosivos (citados no parágrafo anterior) sobre um substrato resistente à erosão, permite que à uma escarpa recuar lentamente, mantendo sua altura ao longo do tempo. Isso pode ser confirmado no cenário aqui construído, onde as diferenças entre as formas da topografia ao longo da evolução da escarpa e seu recuo diferencial mostram-se relacionadas à menor ($1 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1}$) e à maior erodibilidade ($1 \times 10^{-6} \text{ m}^{-1}$) assumidas para o Maciço do Itatiaia e para as litologia do embasamento, respectivamente.

O valor estimado para taxa de denudação na área (26,5 m/Ma) difere dos encontrados por Moreira (2008) e Carbono (2010) na área de estudo, 41,67 m/Ma e 56 m/Ma, respectivamente. Tal diferença deve-se, principalmente, à não delimitação de uma variação litológica nos modelos simulados por estes autores, o que lhes conferiu elevados valores de denudação relativos aos aqui calculados. O valor do recuo médio da frente escarpada em relação à borda de falha principal (~ 6.500 metros) também é menor do que os valores encontrados pelos autores citados: 7.000 metros, para o primeiro; e 8.000 metros, para o segundo.

6. CONCLUSÕES

Conforme afirmam os trabalhos anteriores realizados na área de estudo (Almeida, 1976; Asmus & Ferrari, 1978; Riccomini, 1989; Riccomini, 2004, Zalán & Oliveira, 2005; Moreira, 2008), a formação dos escarpamentos que compõem a Serra da Mantiqueira relaciona-se à evolução de riftes intracontinentais a partir do Paleógeno, que resultaram da tectônica rúptil na região Sudeste do Brasil, iniciada no Cretáceo. De acordo com os resultados obtidos no presente estudo, após este processo de rifteamento e devido à formação de uma topografia assimétrica, foi originado um *front* erosivo no flanco do rifte com maior inclinação, sendo a preservação desta feição associada à interação dinâmica entre processos tectônicos, que causaram soerguimentos pós-rifte, e processos de erosão, principalmente incisão fluvial, e de transporte.

A variação litológica presente na área é o principal fator condicionante para o recuo diferencial e a forma tomada pela borda escarpada do rifte ao longo do tempo. Tal variação é representada pelos valores de erodibilidade da rocha (K_r), expressos na equação da erosão por incisão fluvial (Equação 5, pág. 31). Entretanto, o valor da erodibilidade que constitui o Maciço do Itatiaia ($1 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1}$) parece ter sido subestimado, uma vez que ao longo do processo evolutivo simulado (50 Ma), as rochas alcalinas do Itatiaia praticamente não sofreram rebaixamento, e tomaram uma forma convexa muito pronunciada. Já os valores de erodibilidade assumidos para as litologias do embasamento parecem refletir bem a realidade da área. Sendo assim, o valor assumido para a erodibilidade das rochas alcalinas merece melhor

calibração futura, com um pequeno incremento neste valor, que refletirá no pequeno aumento da ação de processos erosivos, mais compatível com a realidade.

Quanto às taxas de soerguimento para a área e a relação com as demais condições simuladas, os valores parecem ter sido bem representados, devido às elevações do Maciço do Itatiaia, que alcançou aproximadamente 2.500 metros, enquanto a elevação média real é de 2.200 metros, chegando a cerca de 2.800 metros no Pico das Agulhas Negras; as rochas do entorno alcançaram altitudes de aproximadamente 1.300 metros, o que coincide com os valores reais.

Dentre as limitações encontradas na realização do trabalho, estão a dificuldade em se representar o arranjo estrutural presente na área e as variações climáticas ocorridas ao longo do tempo de simulação, assim como a falta de diferentes métodos que possam ser utilizados na validação dos modelos produzidos pela ferramenta utilizada.

Por questão de simplificação, não foram aqui realizadas simulações com a complexa variação litológica da área e com diferentes valores de parâmetros como erodibilidade, taxa de intemperismo, precipitação, incisão fluvial e difusão, sendo necessária uma melhor calibração futura de tais dados.

7. BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F. F. M. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências (Supl.)*, 48: 15-26.
- ALMEIDA, F. F. M. 1983. Relações tectônicas e rochas alcalinas mesozóicas na região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, 13 (3): 139-158.
- ALMEIDA, F. F. M. 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio. In: II SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE. *Atas...*, p. 423-428.
- ALMEIDA, F. F. M. & CARNEIRO, C. D. R. 1998. Origem e Evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, 28 (2): 135-150.
- ASMUS, H. E. & FERRARI, A. L. 1978. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na Região Sudeste do Brasil. In: *Aspectos Estruturais da Margem Continental Leste e Sudeste do Brasil.*, Rio de Janeiro, CENPES/DINTEP, p. 75-88. (Série Projeto REMAC 4).
- CARBONO, A. J. J. 2010. *Simulação Computacional para a Evolução do Relevo de Bacias Hidrográficas*. Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, Departamento de Engenharia Civil, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro. 131p.
- CARVALHO, C. V. A. 2002. *Simulação de Transporte e Deposição de Sedimentos Siliciclásticos em Ambientes de Plataforma, Talude e Bacia*. Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, Departamento de Engenharia Civil, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro. 131p.
- CODILEAN, A. T., BISHOP, P. & HOEY, T. 2006. Surface process models and the links between tectonics and topography. *Progress in Physical Geography*, 30 (3): 307–333.
- GILCHRIST A. R., KOOI H., BEAUMONT C. 1994. Post-Gondwana geomorphic evolution of southwestern Africa: implication for the controls on landscape development from observations and numerical experiments. *Journal of Geophysical Research*, 99 (12): 211–228.
- GILCHRIST, A. R. & SUMMERFIELD, M. A. 1990. Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwarps. *Nature*, 346: 739–742.
- HEILBRON, M., PEDROSA-SOARES, A. C., CAMPOS NETO, M. C., SILVA, L. C., TROUW, R. A. J., JANASI, V. 2004. A Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI, A., CARNEIRO, C. D. R., BRITO-NEVES, B. B. (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, p. 203-234.

- HEILBRON, M., ALMEIDA, J. C. H., SILVA, L. G. E., PALERMO, N., TUPINAMBÁ, M., DUARTE, B. P., VALLADARES, C., RAMOS, R. R. C., SANSON, M., GUEDES, E., GONTIJO, A., NOGUEIRA, J. R., VALERIANO, C., RIBEIRO, A., RAGATKY, C. D., MIRANDA, A., SANCHES, L., MELLO, C. L., ROIG, H. L., DIOS, F. B., FERNÁNDEZ, G., NEVES, A., GUIMARÃES, P., DOURADO, F., LACERDA, V. G. 2007. In: HEILBRON, M. (Org.). *Geologia da Folha Santa Rita do Jacutinga* - SD.23-V-C-III, escala 1:100.000. Programa Geologia do Brasil: Rio de Janeiro/Minas Gerais, UERJ/CPRM. 173p.
- KOOI, H. & BEAUMONT, C. 1994. Escarpment evolution on high-elevation rifted margins: insights derived from a surface process model that combines diffusion, advection and reaction. *Journal of Geophysical Research*, 99 (12): 191–209.
- MATMON, A., BIERMAN P., ENZEL Y. 2002. Pattern and tempo of great escarpment erosion. *Geology*, 30 (12): 1135–1138.
- MOREIRA, I. C. 2008. *Aplicação de Modelos Matemáticos de Evolução do Relevo na Simulação do Recuo da Borda de Falha da Bacia de Resende*. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 289 p.
- OLLIER, C. D. 1985. Morphotectonics of continental margins with great escarpments. In: MORISAWA, M., HACK, J. T. (Eds). *Tectonic Geomorphology*. Boston: Allen & Unwin, p. 3–25.
- PAZZAGLIA, F. J. 2003, Landscape evolution models, In: Gillespie, A. R., Porter, S. C., & Atwater, B. F., (Eds). *The Quaternary Period in the United States*. Amsterdam: Elsevier, p. 247-274.
- RAMOS, R. R. C. 2003. *Sistemas Aluviais Terciários da Bacia de Resende, Estado do Rio de Janeiro, Brasil: Análise de Fácies e Revisão Estratigráfica*. Tese de Doutorado, Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 221 p.
- RICCOMINI, C. 1989. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 256 p.
- RICCOMINI, C., SANT'ANNA, L. G. & FERRARI, A. L. 2004. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI, A., CARNEIRO, C. D. R., BRITO-NEVES, B. B. (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, p. 383-405.
- SALVADOR, E. D. & RICCOMINI, C. 1995. Neotectônica da Região do Alto Estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, 25 (3): 151-164.
- SILVA, T. M. 2002. *A Estruturação Geomorfológica do Planalto Atlântico no Estado do Rio de Janeiro*. Tese de Doutorado, Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 256p.

- SILVA, T.M.; MORENO, R.S.; CORREIA, J.D. A Utilização de Cartas Topográficas 1:50.000 para Classificação Morfológica - Região do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (RJ/SP). In: XXIII CONGRESSO BRASILEIRO DE CARTOGRAFIA, 2007, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: SBC, 1: 429-437, 2007.
- SUMMERFIELD, M.A. 1991. *Global Geomorphology*. London: Longman. 560 p.
- THOMAZ FILHO, A. & RODRIGUES, A.L. 1999. O alinhamento das rochas alcalinas Poços de Caldas–Cabo Frio e sua continuidade na cadeia Vitória-Trindade. *Revista Brasileira de Geociências*, 29: 189-194.
- TUCKER, G.E. AND SLINGERLAND, R. L. 1994: Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: a numerical modeling study. *Journal of Geophysical Research*, 99 (12): 229–43.
- TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; DUARTE, B. P.; SILVA, L. G. E.; NOGUEIRA, J. R.; VALLADARES, C. S.; ALMEIDA, J. C. H.; EIRALDO, L. G.; MEDEIROS, S. R.; ALMEIDA, C. G.; MIRANDA, A. W. A.; RAGATKY, D. 2007. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos*, 15: 67-79.
- ZALÁN, P. V. & OLIVEIRA, J. A. B. 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 13(2): 269-300.