



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
INSTITUTO DE CIÊNCIAS HUMANAS  
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA  
LABORATÓRIO DE SISTEMAS DE INFORMAÇÕES ESPACIAIS

**ANÁLISE DO COMPORTAMENTO DA COESÃO CRÍTICA  
RELACIONADA À INSTABILIDADE DE ENCOSTA UTILIZANDO  
DADOS DE CHUVA DO SENSOR TRMM NO MUNICÍPIO DE  
PARATY (RJ)**

WÁTILA PORTELA MACHADO

ORIENTADOR: PROF.DR. RENATO FONTES GUIMARÃES

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

BRASÍLIA

DEZEMBRO/2011



**ANÁLISE DO COMPORTAMENTO DA COESÃO CRÍTICA  
RELACIONADA À INSTABILIDADE DE ENCOSTA UTILIZANDO  
DADOS DE CHUVA DO SENSOR TRMM NO MUNICÍPIO DE  
PARATY (RJ)**

WÁTILA PORTELA MACHADO

Dissertação de Mestrado aprovada pela Banca Examinadora, constituída por:

---

Prof.Dr. Renato Fontes Guimarães - Universidade de Brasília  
(Orientador)

---

Prof. Dr. Carla Bernadete Madureira Cruz – Universidade Federal do Rio de Janeiro  
(Examinador)

---

Prof. Dr. Roberto Arnaldo Trancoso Gomes - Universidade de Brasília  
(Examinador)

Brasília, 21 de Dezembro de 2011



**MACHADO, WÁTILA PORTELA**

Análise do comportamento da coesão crítica relacionada a instabilidade de encosta utilizando dados de chuva do sensor TRMM no município de Paraty (RJ)., 72 p., 297 mm, (UnB-IH-GEA-LSIE, Mestrado, 2011).

Dissertação de Mestrado – Universidade de Brasília. Departamento de Geografia.

1. Movimentos de Massa

2. Pluviometria

3. TRMM

4. Coesão Crítica

I. UnB-IH-PPGEA-LSIE

II. Título (série)



*“But I am up riding high amongst the waves*

*Where I can feel like I  
Have a soul that has been saved*

*Where I can feel like I've  
Put away my early grave*

*I gotta say it now  
Better loud than too late”*

*Amongst The Waves - Eddie Vedder*



## **AGRADECIMENTOS**

Ao meu orientador, Prof. Dr. Renato Fontes Guimarães grande responsável pela realização deste projeto e amigo para todas as horas, pela paciência, dedicação, apoio e principalmente incentivo nos momentos de maior dificuldade.

Ao meu amigo e professor, Dr. Roberto Arnaldo Trancoso Gomes por todas as oportunidades e pela compreensão ao longo destes quase 7 anos de convivência.

Aos igualmente companheiros Prof. Dr. Osmar Abílio de Carvalho Junior e Dr. Eder Martins por toda contribuição e apoio durante o desenvolvimento deste trabalho e ao longo de minha formação.

À colaboração dos pesquisadores Harvey Greenberg e David Montgomery (Universidade de Washington, Seattle, USA) que, mesmo de maneira remota, contribuíram de maneira fundamental para o desenvolvimento da pesquisa e formulação dos resultados.

À colaboradora Carla Bernadete Madureira Cruz que mesmo com a urgência dos prazos aceitou compor esta banca de avaliação. Aos colaboradores do Ministério do Meio Ambiente, Instituto Chico Mendes pelo acesso aos dados e apoio na logística de campo.

Ao Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis pela colaboração nesta reta final, em especial aos Coordenadores João Câmara e Mariana Pereira pela flexibilidade e compreensão.

À todo Departamento de Pós-Graduação e especialmente ao Laboratório de Ciências Espaciais, local de minha formação e hoje segunda casa de muitos novos alunos. Que os amigos continuem perpetuando o excelente trabalho.

Aos colegas de laboratório e formação Thiago, Pascoal, Robson, Aline, Ricardo, Sandro, Verônica e Marcão por todo crescimento e colaboração ao longo dos últimos anos.

Aos ex-companheiros de trabalho Yone, Wellington, Rodrigo e Milena pelo apoio e confiança durante grande parte deste período. Aos atuais colegas do projeto Mappa Wendell Castro e J pela determinação.

À Sra Maria José Portela Machado minha Mãe e amiga de toda vida e ao Sr Francisco Edward Machado meu pai e companheiro, que padeceram quando eu padecei, choraram quando chorei e hoje sorriem com meu sorriso todos os dias.

Ao meu querido Avô José Pereira (em memória), que nos deixou recentemente, mas ainda contribui com a lembrança em nosso coração.

Aos meus irmãos Weslan e Bárbara Hellen Portela Machado que sempre estiveram comigo apoiando, ajudando e torcendo, que nossa união seja eterna. Aos demais tios,



tias (em especial José Augusto e Josefina) e demais membros da família que dedicaram todo seu apoio incondicional.

Aos meus amigos estimados de todo sempre, os afamados Banzos (Sid, Charlie, Paulão e Pancho), Boquerões (João Marcelo e Ítalo), Feitosas (Lucas e Thiago), por todo apoio, companheirismo, torcida e compreensão muito obrigado. Aos caríssimos amigos Noronha, Diego, Tássio e Thiago Maki.

À minha querida namorada Wellen Castro e a toda sua família (Lulu, Manuca, Bel e Izaura) por todo apoio e consideração, especialmente nesta reta final.

E por fim, aos médicos Alexandre Lacerda, Daniel Barreto e Orlando Magno, sem os quais não seria possível chegar até aqui.



## RESUMO

Em se tratando de ambientes tropicais, os movimentos de massa (escorregamentos) são os desastres naturais mais recorrentes estando diretamente associados à configuração geomorfológica e aos tipos de uso de cada área. O clima cumpre um papel fundamental na dinâmica destes processos, uma vez que, um dos gatilhos primários é a ação das chuvas de alta intensidade e /ou longa duração.

Os métodos de previsão auxiliam na identificação de áreas mais susceptíveis à ocorrência de escorregamentos rasos permitindo que ações mitigadoras e preventivas sejam implementadas. Dentre as rotinas mais utilizadas para este fim encontra-se o SHALSTAB que combina um modelo hidrológico com um modelo de estabilidade de encostas para determinar a razão entre quantidade de chuva e a transmissividade do solo necessária para desencadear um escorregamento.

Dentro deste contexto, este trabalho teve como objetivo determinar as zonas susceptíveis a ocorrência de escorregamentos rasos a partir do cálculo da coesão crítica do solo, no município de Paraty - RJ considerando a variação espacial dos índices de pluviometria oriundos da plataforma TRMM. Os procedimentos necessários para a aplicação do modelo de previsão de áreas susceptíveis a escorregamentos rasos nas encostas (SHALSTAB) a partir do uso de dados pluviométricos espacializados para determinação dos níveis de coesão crítica foram: a) Obtenção dos mapas derivados, b) Mapeamento de Cicatrizes, c) Aquisição dos Dados Pluviométricos, d) Aplicação do Modelo SHALSTAB, e) Análise da Eficácia do Modelo.

A metodologia aplicada alcançou todos os objetivos propostos. As etapas executadas geraram resultados satisfatórios que evidenciam a importância do uso dos dados de pluviometria para detecção do nível crítico da coesão. As rotinas automatizadas de fácil manuseio e o uso de dados provenientes de plataformas gratuitas proporcionaram uma elevada praticidade para aplicação das rotinas utilizadas ressaltando o potencial para contribuição em atividades de planejamento e prevenção de catástrofes.

**Palavras-chave:** Movimentos de massa; SHALSTAB; Pluviometria; TRMM; Coesão crítica.



## ABSTRACT

In the case of tropical environments, mass movements (landslides) are the most frequent natural disasters directly related to the geomorphological setting and the landuse. The weather has a fundamental role play in the dynamics of these processes, since one of the triggers is the strong rainfalls with short or long periods.

Previous knowledge of the shallow landslides susceptible areas allows preventative and mitigating actions to be implemented even before its occurrence. Among the most commonly used routines for this purpose is the SHALSTAB model that combines a hydrological model with a slope stability model to determine the ratio between rainfall and transmissivity of the soil necessary to trigger a landslide.

Into this context, this study aimed to determine the susceptible zones to occur shallow landslides from the calculation of critical soil cohesion in the city of Paraty - RJ taking into consideration the spatial variation of pluviometry rates from TRMM platform. The procedures required to apply Shalstab model through the use of a pluviometric spatial data to determine the levels of critical cohesion were: a) Obtaining derivatives maps, b) Scars mapping, c) Acquisition of pluviometric data, d) Application of the SHALSTAB Model, e) Analysis of the model validation.

The applied methodology reached out all proposed objectives. The steps performed generated satisfactory results which reveal the importance of using pluviometric data to detect critical cohesion level . Automated routines of easy handling and the use of data originating from free platforms have provided a high practical application of the routines used for emphasizing the potential for contribution in planning activities and disaster preparedness.

**Keywords:** Mass movements; SHALSTAB; Pluviometry; Critical cohesion.





## ÍNDICE

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
1.1	OBJETIVO GERAL .....	3
1.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	3
<b>2</b>	<b>ÁREA DE ESTUDO.....</b>	<b>4</b>
2.1	PERFIL SOCIO-AMBIENTAL .....	5
2.2	CLIMA.....	6
2.3	GEOLOGIA.....	11
2.3.1	<i>Xistos e Gnaisses Xístosos</i> .....	13
2.3.2	<i>Gnaisses e Granitos</i> .....	13
2.3.3	<i>Sedimentos Colúvio-Aluvionares</i> .....	14
2.3.4	<i>Sedimentos Aluvionares</i> .....	14
2.3.5	<i>Sedimentos de Cordões Marinhos e Praias</i> .....	14
2.3.6	<i>Mangues</i> .....	14
2.3.7	<i>Sedimentos Flúvio-Marinhos</i> .....	15
2.4	GEOMORFOLOGIA .....	15
2.4.1	<i>CONES DE DEJEÇÃO, CORPOS DE TALUS E MORROTOS</i> .....	17
2.4.2	<i>ESCARPAS</i> .....	17
2.4.3	<i>MONTANHAS E MORROS</i> .....	17
2.4.4	<i>PLANÍCIES MARINHAS COM CORDÕES LITORÂNEOS E PRAIAS, PLANÍCIES DE MARÉ, PLANÍCIES FLÚVIO-MARINHA E PLANÍCIES FLUVIAIS</i> .....	17
2.5	SOLOS.....	18
2.5.1	<i>CAMBISSOLOS (CX)</i> .....	20
2.5.2	<i>ESPODOSSOLOS FERROCÁRBICOS (ES)</i> .....	20
2.5.3	<i>NEOSSOLOS FLÚVICOS (RU)</i> .....	20
2.6	VEGETAÇÃO .....	21
2.6.1	<i>Floresta Ombrófila Densa</i> .....	23
2.6.2	<i>Floresta Ombrófila Mista</i> .....	23
2.6.3	<i>Campos de Altitude</i> .....	23
2.6.4	<i>Restingas</i> .....	24
2.6.5	<i>Mangues</i> .....	24
<b>3</b>	<b>REFERENCIAL TEÓRICO .....</b>	<b>25</b>
3.1.1	<i>Movimentos de Massa</i> .....	25
3.2	MÉTODOS DE PREDIÇÃO – MODELO SHALSTAB .....	28
3.2.1	<i>Modelo de Estabilidade</i> .....	30
3.2.2	<i>Modelo Hidrológico</i> .....	33
3.3	MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO .....	37
3.4	RELAÇÃO ENTRE MOVIMENTOS DE MASSA E PRECIPITAÇÃO .....	38



3.4.1	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)</i> .....	40
<b>4</b>	<b>MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	<b>42</b>
4.1	OBTENÇÃO DOS MAPAS DERIVADOS.....	43
4.1.1	<i>Modelo Digital de Elevação</i> .....	43
4.1.2	<i>Declividade</i> .....	45
4.1.3	<i>Área de Contribuição</i> .....	45
4.2	MAPEAMENTO DE CICATRIZES .....	45
4.2.1	<i>Interpretação de Orthofotos</i> .....	46
4.2.2	<i>Visita em Campo</i> .....	46
4.3	AQUISIÇÃO DOS DADOS PLUVIOMÉTRICOS.....	47
4.4	APLICAÇÃO DO MODELO SHALSTAB .....	48
4.4.1	<i>Coesão Crítica</i> .....	48
4.4.2	<i>Parâmetros de propriedades do solo</i> .....	49
4.5	COMPARAÇÃO RESULTADO SHALSTAB X CICATRIZES.....	51
<b>5</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÕES</b> .....	<b>52</b>
5.1	MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO E MAPAS DERIVADOS.....	52
5.2	MAPEAMENTO DAS CICATRIZES .....	55
5.3	SÉRIE TRMM .....	57
5.4	APLICAÇÃO DO MODELO SHALSTAB PARA COESÃO CRÍTICA .....	59
5.5	AVALIAÇÃO DO DESEMPENHO DO MODELO EM RELAÇÃO ÀS CICATRIZES MAPEADAS .....	65
<b>6</b>	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	<b>69</b>
<b>7</b>	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	<b>70</b>



## LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 - EVIDÊNCIAS DE MOVIMENTAÇÃO DE MASSA NA REGIÃO DA SERRA DA BOCAINA.....	2
FIGURA 2 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....	4
FIGURA 3 – REPRESENTAÇÃO EM 3D PARA LOCALIZAÇÃO DAS ESTAÇÕES PLUVIOMÉTRICAS ANALISADAS. EXAGERO VERTICAL DE 3 METROS .....	8
FIGURA 4 - GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO (RADAM, 1986; MMA, 2002) .....	12
FIGURA 5 - GEOMORFOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO (MMA, 2002) .....	16
FIGURA 6 - SOLOS ENCONTRADOS NA ÁREA DE ESTUDO (MMA, 2002).....	19
FIGURA 7 - VEGETAÇÃO E COBERTURA DO SOLO PARA ÁREA DE ESTUDO (IBGE, 1992; MMA, 2002).....	22
FIGURA 8 - COMPONENTES DA FORÇA PESO RELACIONADAS COM AS TENSÕES QUE AGEM EM UM ESCORREGAMENTO TRANSLACIONAL, ONDE $\theta$ É A DECLIVIDADE E P É O PESO DO BLOCO .....	31
FIGURA 9 - FORÇAS ATUANTES EM UMA ENCOSTA, ONDE $\theta$ É A DECLIVIDADE, P É O PESO, Z É A ESPESURA DO SOLO, H É A ALTURA DA COLUNA D'ÁGUA NO SUBSOLO E $\mu$ É A PORO-PRESSÃO. ....	32
FIGURA 10 - A ÁREA SOMBREADA (ÁREA DE CONTRIBUIÇÃO) REFERE-SE À ÁREA DRENADA ACUMULADA A MONTANTE (A) QUE PASSA PELO COMPRIMENTO DE CONTORNO UNITÁRIO (B) (MODIFICADO DE MONTGOMERY & DIETRICH, 1994).....	34
FIGURA 11 - GRADIENTE HIDRÁULICO APROXIMADO ENTRE OS PONTOS 1 E 2 AO LONGO DE UMA ENCOSTA HIPOTÉTICA .....	35
FIGURA 12 - BLOCO ESQUEMÁTICO DE UMA CAMADA DE SOLO, ONDE S É A ÁREA DA SEÇÃO TRANSVERSAL SATURADA E H É A ALTURA DA COLUNA D'ÁGUA. ....	36
FIGURA 13 - REPRESENTAÇÃO DOS PROCEDIMENTOS UTILIZADOS.....	42
FIGURA 14 - MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO OBTIDO POR ESTEREOCORRELAÇÃO PARA ÁREA DE ESTUDO .....	44
FIGURA 15 - DECLIVIDADE DA ÁREA DE ESTUDO EXTRAÍDA AUTOMATICAMENTE A PARTIR DO MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO .....	53
FIGURA 16 - ÁREA DE CONTRIBUIÇÃO OBTIDA A PARTIR DO MDE PARA ÁREA DO MUNICÍPIO DE PARATY .....	54
FIGURA 17 - CICATRIZES MAPEADAS PARA ÁREA DE ESTUDO A PARTIR DE VETORIZAÇÃO DIRETA SOBRE ORTHOFOTOCARTAS..	56
FIGURA 18 - CONTEXTO VERIFICADO NOS PRINCIPAIS PONTOS VISITADOS EM FEVEREIRO DE 2011 .....	57
FIGURA 19 - MÉDIA DIÁRIA DOS ANOS DE 2000 A 2008 A PARTIR DA PLATAFORMA TRMM .....	58
FIGURA 20 - MAPA DE SUSCEPTIBILIDADE A ESCORREGAMENTOS RASOS DE ACORDO COM A COESÃO CRÍTICA PARA ÁREA DE ESTUDO .....	61



## LISTA DE TABELAS

TABELA 1 – MÉDIAS ANUAIS PARA AS ESTAÇÕES CAMPOS DE CUNHA E SÃO ROQUE .....	11
TABELA 2 - AMEAÇAS E OCORRÊNCIAS DE ESCORREGAMENTOS NO ESTADO DO RIO DE JANEIRO ATÉ O MÊS DE NOVEMBRO DE 2011 (CBM E DEFESA CIVIL DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO, 2011) .....	28
TABELA 3 - PONTOS VISITADOS PARA VERIFICAÇÃO DE CAMPO (COORDENADAS UTM WGS 84 23S) .....	47
TABELA 4 - VALOR DOS PARÂMETROS UTILIZADOS.....	51
TABELA 5 - NÍVEIS DE COESÃO CRÍTICA DETECTADOS PARA ÁREA DE ESTUDO.....	59

## LISTA DE QUADROS

QUADRO 1 - AGENTES E CAUSAS DOS MOVIMENTOS GRAVITACIONAIS DE MASSA (ADAPTADO DE GUIDICINI E NIEBLE, 1984) .....	27
QUADRO 2 - ANÁLISE DE RISCOS AMBIENTAIS ENVOLVIDOS NA OCORRÊNCIA DE ESCORREGAMENTOS (CERRI, 2001) .....	28

## LISTA DE GRÁFICOS

GRÁFICO 1 – SÉRIE GRÁFICA DAS MÉDIAS PLUVIOMÉTRICAS MENSIS PARA ÚLTIMA DÉCADA NAS ESTAÇÕES CAMPOS DE CUNHA E SÃO ROQUE (ANA, 2011).....	10
GRÁFICO 2 - REPRESENTAÇÃO DA DISTRIBUIÇÃO DAS CICATRIZES MAPEADAS DE ACORDO COM AS MÉDIAS DE PLUVIOMETRIA.....	59
GRÁFICO 3 - RELAÇÃO ENTRE AS MÉDIAS DE PRECIPITAÇÃO E A DISTRIBUIÇÃO DA CLASSE 1 (0-1 kPASCAL).....	62
GRÁFICO 4 - RELAÇÃO ENTRE AS MÉDIAS DE PRECIPITAÇÃO E A DISTRIBUIÇÃO DA CLASSE 2 (1-2 kPASCAL).....	62
GRÁFICO 5 - RELAÇÃO ENTRE AS MÉDIAS DE PRECIPITAÇÃO E A DISTRIBUIÇÃO DA CLASSE 3 (2-5 kPASCAL).....	63
GRÁFICO 6 - RELAÇÃO ENTRE AS MÉDIAS DE PRECIPITAÇÃO E A DISTRIBUIÇÃO DA CLASSE 4 (5-10 kPASCAL).....	63
GRÁFICO 7 - RELAÇÃO ENTRE AS MÉDIAS DE PRECIPITAÇÃO E A DISTRIBUIÇÃO DA CLASSE 5 (INCONDICIONALMENTE ESTÁVEL) .....	64
GRÁFICO 8 - RELAÇÃO CLASSES DE COESÃO X PLUVIOMETRIA.....	64
GRÁFICO 9 - REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DA RELAÇÃO ENTRE AS CICATRIZES VETORIZADAS E AS ÁREAS CONSIDERADAS INSTÁVEIS .....	65



## 1 INTRODUÇÃO

Os eventos naturais catastróficos fazem parte da natureza dinâmica dos ecossistemas implicando em diversas consequências que podem modificar drasticamente a configuração de uma paisagem, em especial, quando interferem em ambientes caracterizados por atividades humanas. Estes fenômenos possuem taxas previsíveis de repetição, as quais a biota, como um todo, está naturalmente adaptada.

Diante desta realidade, diversas pesquisas buscam formular métodos a partir dos quais seja possível estabelecer padrões que permitam subsidiar a definição de áreas susceptíveis e calcular a recorrência destes eventos. Seguindo esta linha, a modelagem matemática vem se consolidando como uma ferramenta de análise dos processos que podem desencadear potenciais catástrofes, sendo capaz de prever, dentro dos limites de uma determinada área, a distribuição espacial e temporal de fenômenos associados que possam causar algum grau de prejuízo.

Diversos setores podem se beneficiar da disponibilidade deste tipo de informação. As áreas de transporte, construção, defesa civil e planejamento territorial, entre outras, podem identificar potenciais áreas problemáticas e desenvolver planos de evacuação e mitigação se as extensões espaciais dos perigos potenciais são conhecidas (Hoffmeister, 2003).

Em se tratando de ambientes tropicais, os movimentos de massa são os desastres naturais mais recorrentes. Tais fenômenos estão diretamente associados à configuração geomorfológica e aos tipos de uso de cada área; (Borga *et al.*, 1998). No nível nacional os escorregamentos e corridas de massa são os fenômenos naturais que causam maior número de perdas humanas e prejuízo as instalações urbanas e industriais (Lopes, 2006).

Estes eventos são, de modo geral, desencadeados durante chuvas intensas responsáveis por produzir poro-pressões elevadas no contato entre o manto de intemperismo e uma linha de impermeabilidade no solo e, conseqüentemente, diminuir o fator de segurança devido à saturação (Guidicini & Nieble, 1984). A ação antrópica pode intensificar este mecanismo influenciando na estabilidade do solo, que está relacionada à manutenção da cobertura vegetal. Este fator interfere nos processos hidrológicos onde as raízes atuam na fixação e na percolação da água da chuva, em parte interceptada pelas copas de árvores, além de reduzir a umidade excessiva no solo através da evapotranspiração (Bergueria, 2006).

Com o atual ritmo de crescimento urbano desordenado, tais fenômenos acabam por atingir mais profundamente as comunidades pobres, principalmente em áreas de ocupação irregular, com grandes perdas econômicas e sociais em todo o mundo. O Rio de Janeiro encontra-se numa das zonas mais susceptíveis a este tipo de impacto



no cenário nacional. No último verão, a região serrana do estado foi palco de uma das maiores catástrofes naturais do país. O fenômeno ocorrido foi o mais grave em número de vítimas humanas no Brasil e uma das maiores tragédias do planeta no ano de 2011, conforme dados da Organização das Nações Unidas (ONU, 2011).

Por esta razão, muitos estudos têm tentado avaliar a susceptibilidade a escorregamentos nas zonas de maior incidência buscando estimar os locais com maior potencial e classificar os fatores que os desencadeiam (Fernandes et al., 2001; Guimarães, 2008; Minder *et al.*, 2009). Em especial, ao longo da área conhecida como Serra do Mar, a recorrência desses eventos catastróficos é facilmente atestada pelos espessos depósitos encontrados, muitos deles com claras evidências de várias fases de retrabalhamento de depósitos de antigas corridas de massa (Figura 1).



**Figura 1 - Evidências de Movimentação de Massa na Região da Serra da Bocaina**

Dentre as rotinas mais utilizadas para este fim encontra-se o SHALSTAB (Montgomery & Dietrich, 1994) que combina um modelo hidrológico com um modelo de estabilidade de encostas a fim de determinar a razão entre quantidade de diversos parâmetros necessários para causar um escorregamento. Visando aprimorar os resultados neste método de predição, novas pesquisas vêm, cada vez mais, estudando a relação entre este tipo de movimento de massa com eventos de chuva (Pike & Sobieszczyk, 2008; Chang *et al.*, 2008 e Minder *et al.*, 2009). Tais esforços visam entender o comportamento dos parâmetros do solo ao longo de diferentes escalas espaciais e temporais de precipitação, uma vez que, este é um fator chave nos processos.



## **1.1 OBJETIVO GERAL**

Dentro deste contexto, este trabalho tem como objetivo determinar na paisagem as zonas susceptíveis à ocorrência de escorregamentos rasos a partir do cálculo da coesão crítica do solo, nas vertentes da Serra do Mar considerando a variação espacial dos índices de pluviometria. A área de estudo corresponde aos limites do município de Paraty, estado do Rio de Janeiro.

## **1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Identificação das cicatrizes de escorregamentos pretéritos para o município de Paraty – RJ;
- Análise dos Parâmetros de Declividade e Área de Contribuição a partir do Modelo Digital de Elevação;
- Tratamento e análise de dados pluviométricos para estimativa de médias diárias numa série dos anos 2000 a 2007;
- Determinação das zonas de susceptibilidade a ocorrência de escorregamentos a partir da coesão crítica;
- Validação dos resultados a partir da comparação entre os as áreas identificadas e as cicatrizes pretéritas.



## 2 ÁREA DE ESTUDO

A área localiza-se na região sudeste do país, no estado do Rio de Janeiro limitada pelo município de Paraty de acordo com a Figura 2.

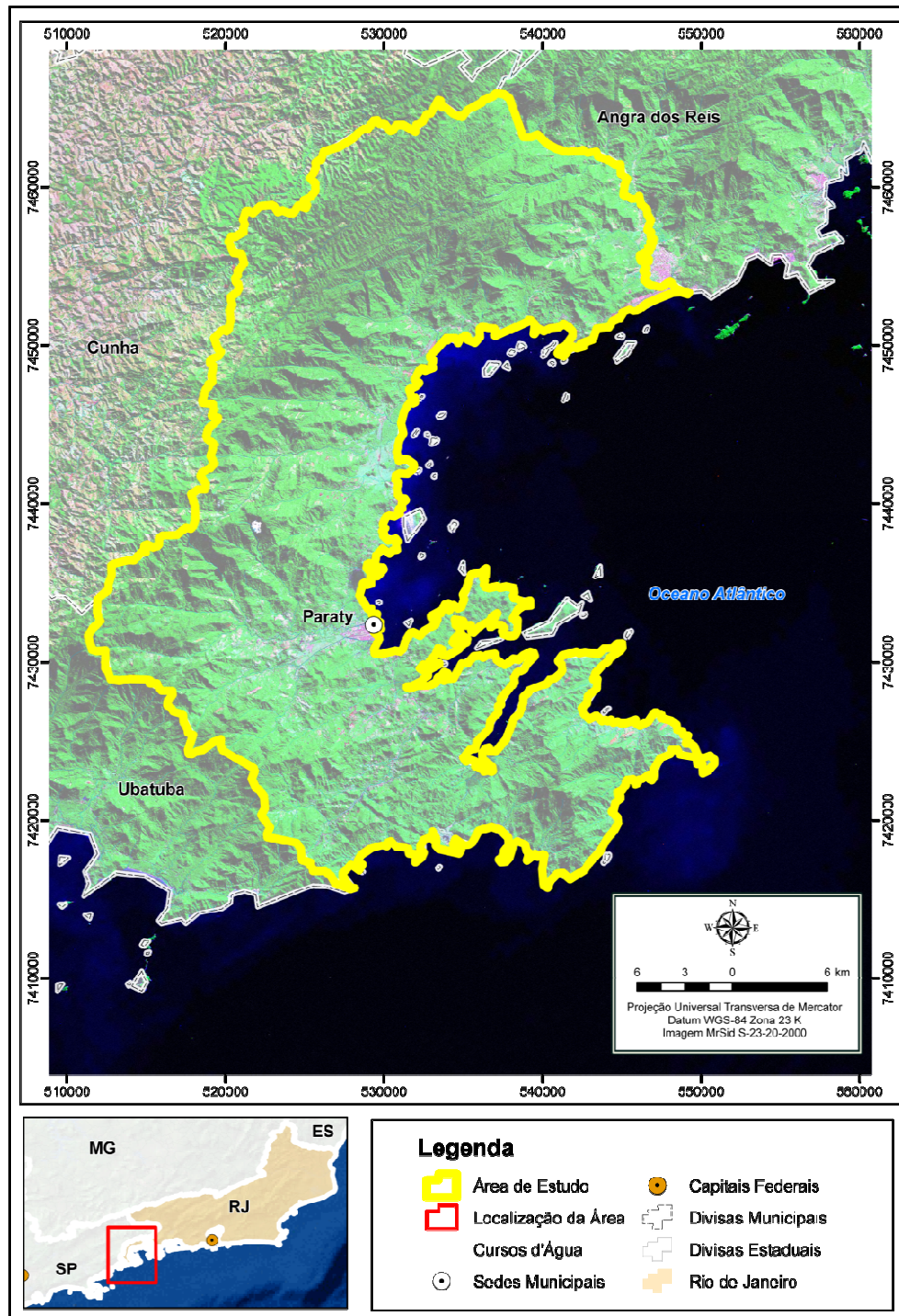


Figura 2 - Localização da Área de Estudo





## 2.1 PERFIL SOCIO-AMBIENTAL

Paraty tem uma grande importância histórica sob os aspectos político, econômico e social desde a época das Capitanias, mantendo em seu território um conjunto arquitetônico datado da época colonial. A área que hoje abriga uma população de aproximadamente 38.000 habitantes (IBGE, 2010) testemunhou o processo de colonização do país, sendo rota das primeiras entradas exploratórias (Almeida, 1997).

De acordo com dados históricos, o mais antigo caminho registrado era o Caminho Velho, composto por trechos dos caminhos para as minas e trechos dos caminhos do gado, assim como por trajetos usados pelos administradores da colônia. As estradas Cunha-Paraty-Guaratinguetá, tanto quanto outras trilhas da região fazem parte desta primeira rede de interiorização e territorialização nacional. O trecho Paraty-Cunha do Caminho Velho, segundo relatos do século XVI, parte da chamada Trilha dos Guaianás que se inicia em Paraty e sobe montanha acima (MMA, 1997).

Ao longo do século XX, não apenas Paraty, mas toda região adjacente sofreu uma série de ações governamentais de âmbito nacional, estadual e municipal. Como exemplo, podemos citar a transformação de alguns municípios em estância turística, tombamento de áreas rurais e urbanas, criação de inúmeras unidades de conservação e a construção de estradas como a via Dutra na década de 1950 e a Rio-Santos na década de 1970 (Gomes *et al.*, 2002). Neste contexto instituiu-se, em fevereiro 1971, o Parque Nacional da Serra da Bocaina (PNSB), com uma área inicial de 134.000 ha. Seguindo ao estabelecimento do PNSB, inicia-se um processo de criação, não só em Paraty, como em toda a região, de várias Unidades de Conservação de diferentes categorias, entre elas Parques Estaduais, Parques Municipais, Estações Ecológicas e Áreas de Proteção Ambiental.

Devido a estas características Paraty é hoje Monumento Histórico do Estado do Rio de Janeiro protegido pelo do Decreto-Lei n. 1.450, de 18/09/1945. O turismo é responsável por grande parte do PIB do município, privilegiado pelo mar e pela montanha, com fortes atrativos que tendem a diversificar a oferta de atividades turísticas. Existe uma série de atividades que vão desde passeios de saveiros e mergulhos, (no ramo náutico), até trilhas para caminhadas, nos mais variados graus de dificuldade e distâncias, cachoeiras e ecociclismo (SEBRAE, 2010).

O estado do Rio de Janeiro conta atualmente com um total de 14,36% do território protegidos por unidades de conservação federais e estaduais. Para o ano de 2010 o Ministério do Meio Ambiente identificou a necessidade de intervenções em 1.554.971,20 ha considerados prioritários para ações como a criação de áreas protegidas, incluindo unidades de conservação de proteção integral e uso sustentável, além do fomento para o uso sustentável, a realização de inventários, recuperação e criação de mosaicos e corredores de biodiversidade.



## 2.2 CLIMA

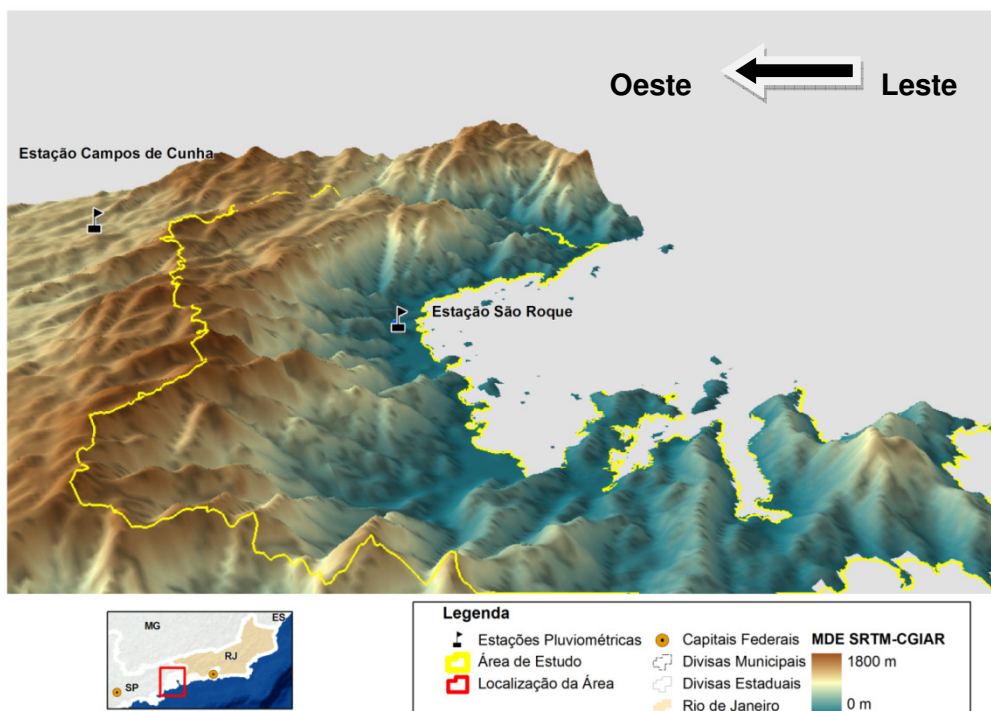
Na área de estudo, inserida no contexto da Serra do Mar, tem-se a região do Brasil com maiores índices pluviométricos, com chuvas praticamente o ano todo onde as maiores intensidades estão nos meses de novembro a março. A região de Paraty apresenta um zoneamento climático fortemente influenciado pela compartimentação regional do relevo e pelo desnivelamento altimétrico, que produzem descontinuidades no padrão de distribuição espacial e temporal dos regimes de precipitação e de temperatura.

A distribuição das chuvas é bastante variável, sendo intensas e rápidas, com picos superiores a 50 mm/h e até 100 mm/dia. As temperaturas médias mensais na região da serra variam de 18°C nos meses mais frios a 25°C nos meses mais quentes. Todo este cenário define o típico clima tropical úmido, pois a umidade do ar é sempre elevada, comumente acima de 85%. (Lopes, 2006).

O município apresenta índices de pluviometria anual que variam de 768 a 3.288 mm nas áreas mais próximas ao litoral, sendo que, a média mensal varia de 64 a 170 mm (valor médio de 128 mm) contrastando com a região serrana, que apresenta média anual em torno de 2100 mm (MMA, 2002; ANA, 2011).

Isto se deve, principalmente, ao efeito “orográfico”, ou seja, relativo à grande variação topográfica do relevo da Serra do Mar (desde o nível do mar até mais de 2.000 m), que atua sobre o comportamento dos sistemas frontais, principais responsáveis pela pluviosidade regional (Dantas & Brandão, 1994).

Uma análise rápida de dados pluviométricos da última década vai de encontro com este comportamento. A partir de dados das estações pluviométricas de São Roque e Campos de Cunha (situadas a leste no município de Paraty e a oeste no Município de Cunha – após as maiores cotas altimétricas da serra – (conforme Figura 3) é possível verificar que as maiores médias mensais concentram-se nos meses de dezembro e janeiro, coincidindo com a maior incidência de escorregamentos no estado do Rio de Janeiro. Para as duas estações analisadas, a maior taxa corresponde ao mês de novembro do ano de 2008, (719 mm) na estação São Roque.

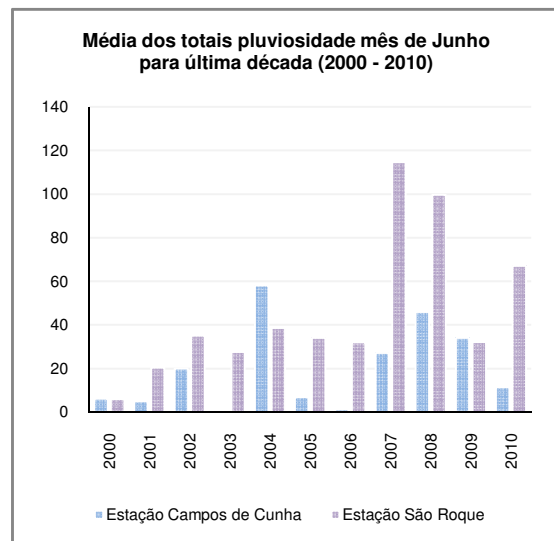
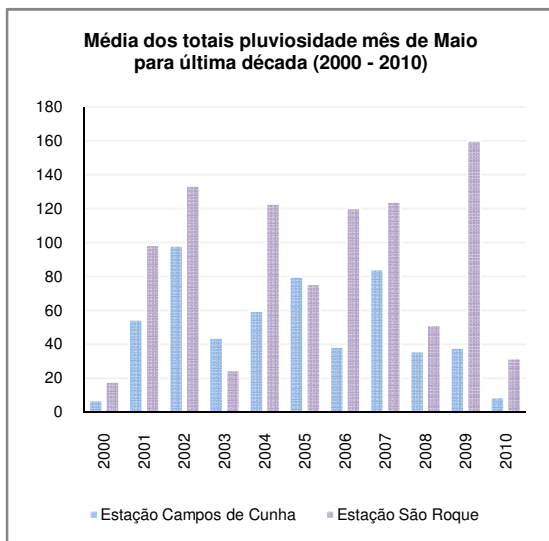
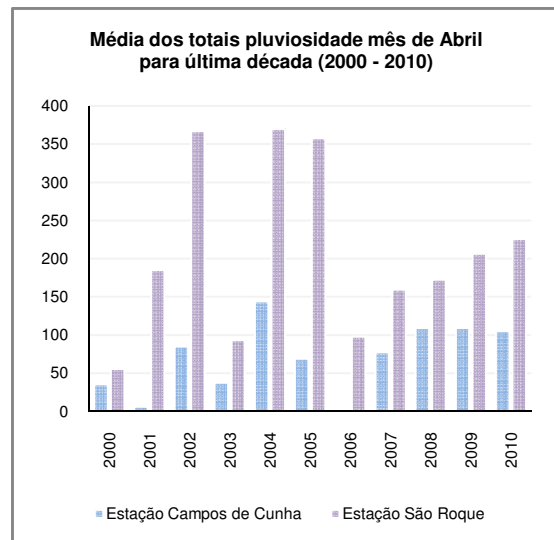
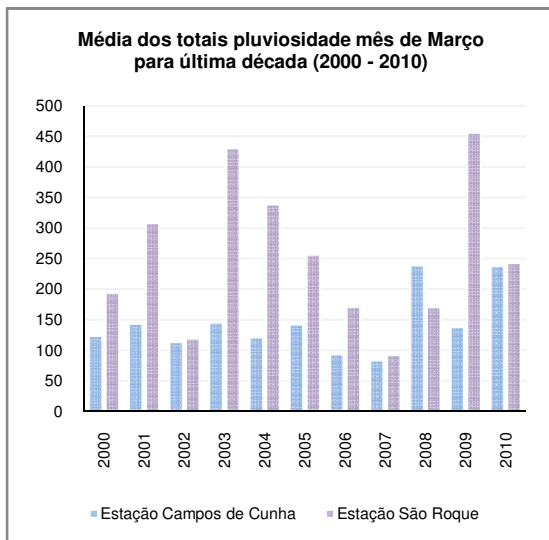
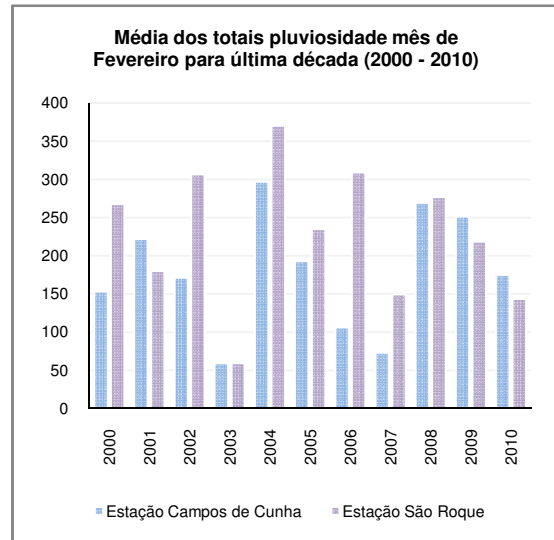
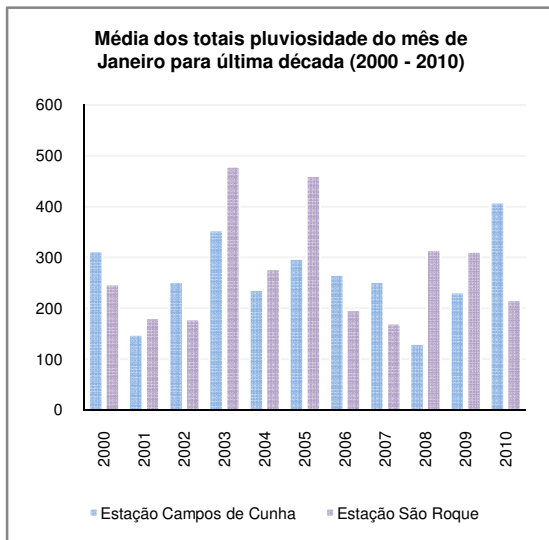


**Figura 3 – Representação em 3D para localização das estações pluviométricas analisadas. Exagero Vertical de 3 metros**

As médias anuais variam de 1.159,5 mm a 2.634,6 mm nos anos 2000 e 2010 respectivamente. O Gráfico 1 corresponde aos dados de pluviometria mensal para a última década nas estações estudadas e evidencia as tendências regionais. A Tabela 1 apresenta os totais anuais para a série entre os anos 2000 e 2010. Ressalta-se que os dados analisados foram retirados do acervo hidroweb <<http://hidroweb.ana.gov.br>> e correspondem aos dados monitorados pela agência nacional de águas (ANA). Em especial para o ano de 2005 o mês de dezembro não apresentou medição conforme observado nas tabelas e gráficos subsequentes.



PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GESTÃO AMBIENTAL E TERRITORIAL  
DISSERTAÇÃO DE MESTRADO





PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GESTÃO AMBIENTAL E TERRITORIAL  
DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

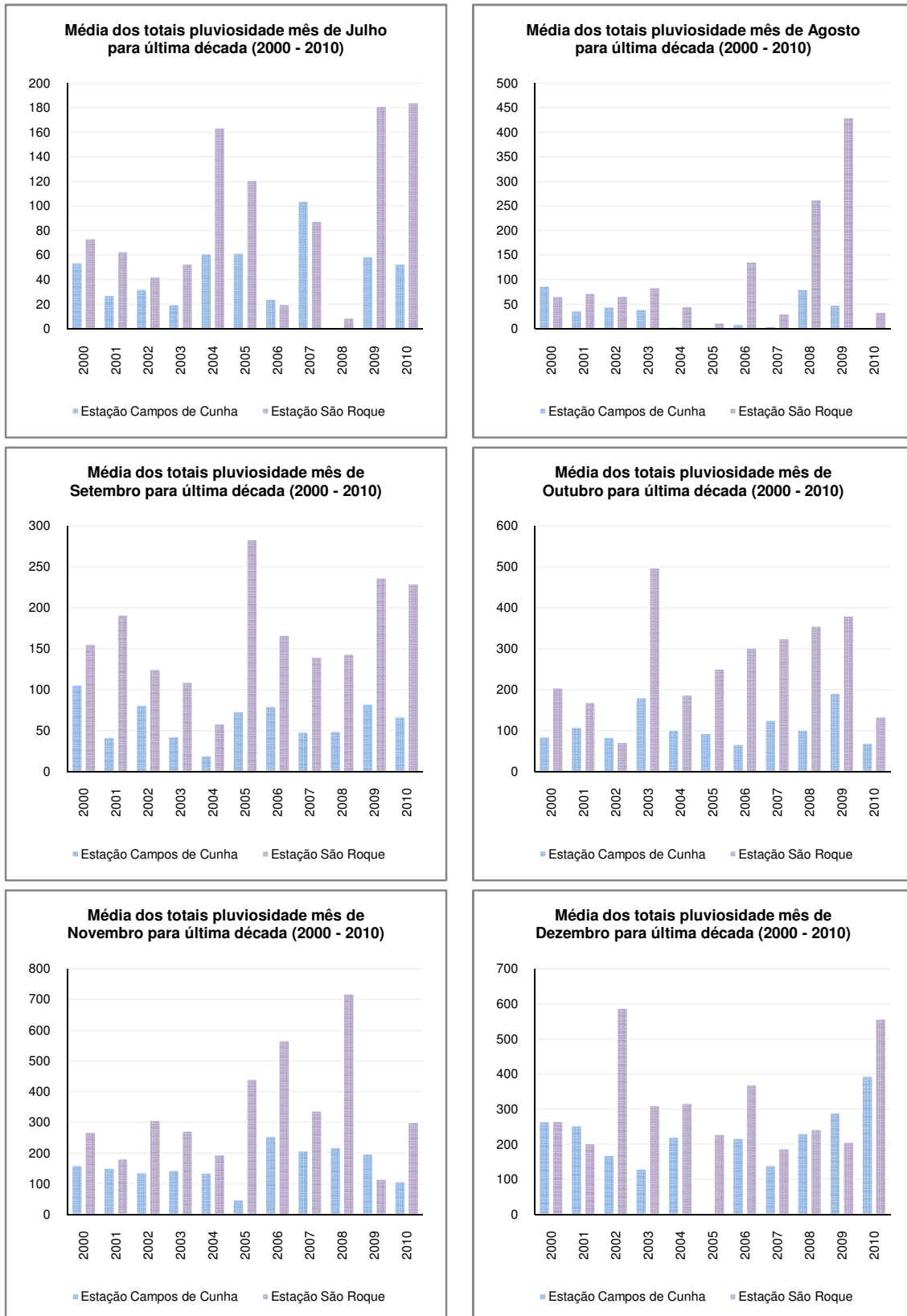


Gráfico 1 – Série Gráfica das Médias Pluviométricas Mensais para Última Década nas Estações Campos de Cunha e São Roque (ANA, 2011)



**Tabela 1 – Médias Anuais para as Estações Campos de Cunha e São Roque**

<b>Ano</b>	<b>Estação Campos de Cunha</b>	<b>Estação São Roque</b>
2000	1392,4	1822,1
2001	1197,5	1853,6
2002	1286,2	2339,9
2003	1195,8	2441,3
2004	1457,2	2484,4
2005	1067,5	2756,1
2006	1159,5	2489,1
2007	1227,6	1918,1
2008	1509,3	2818,7
2009	1669,5	2934,6
2010	1639,6	2366,1

### **2.3 GEOLOGIA**

De acordo com RADAM (1983) e MMA (1997) a geologia da região apresenta-se dividida em sete unidades principais. A Figura 4 representa a distribuição espacial destas unidades de acordo com as características apresentadas na bibliografia consultada.

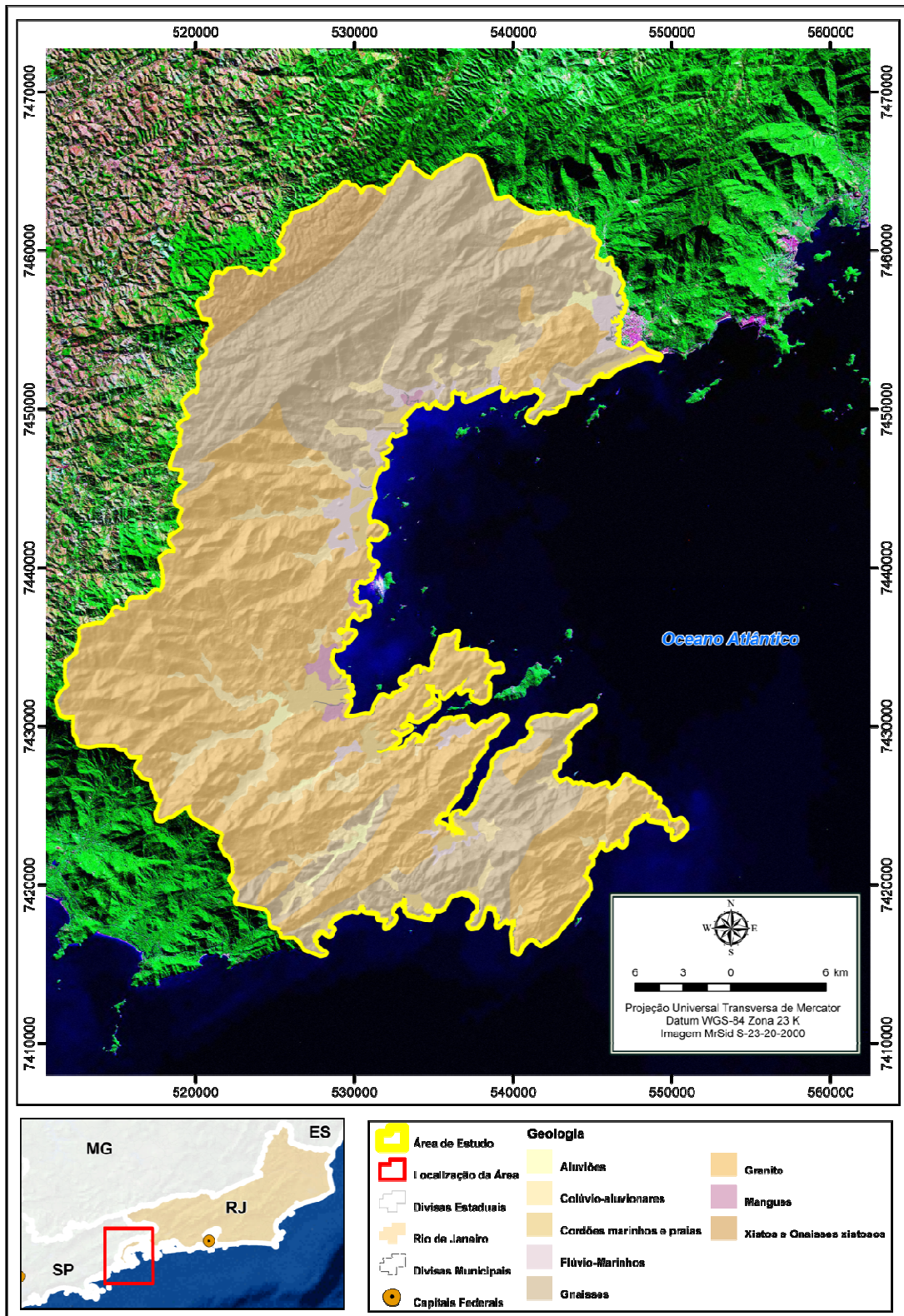


Figura 4 - Geologia da Área de Estudo (Radam, 1986; MMA, 2002)



### 2.3.1 XISTOS E GNAISSES XISTOSOS

Os xistos e gnaisses xistosos são predominantes a norte do município, ocorrendo ao norte da Falha de Taxaquara, onde sustentam relevos de montanhas, morros e morrotes. Esta unidade inclui moscovita xistos, moscovita-biotita xistos, quartzo-moscovita xistos, quartzo-biotita-moscovita xistos, sillimanita-quartzo-moscovita xistos e migmatitos heterogêneos de paleossoma dominante. Tem cor de alteração arroxeadada e avermelhada. São finos localmente microporfioblásticos com granada, sillimanita e estauroлита. Apresentam intercalações subordinadas de metarenitos finos, quartzitos, filitos, rochas cálcio-silicáticas e anfibolitos. Os xistos dão origem a horizontes de alteração profundos, chegando a atingir espessuras maiores que 10 m, tem solos de alteração argilosos micáceos que podem apresentar fragmentos de quartzo angulosos. O solo superficial tem espessuras variáveis de 0,5 a 3,0 m, sendo, delgado nos relevos mais movimentados e espessos nos relevos mais suaves. A textura é argilosa quando predominam as micas, e argilo-siltosa quando a rocha é mais quartzosa.

### 2.3.2 GNAISSES E GRANITOS

Os gnaisses predominam na região central, onde sustentam relevos de montanhas da Serrania da Bocaina, ocorrendo ainda sob forma de faixas estreitas junto aos seus limites sudoeste e sudeste. São rochas de granulação média a grossa, textura granoblástica e xistosidade nítida. São constituídas por ortoclásio, plagioclásio e quartzo, biotita e hornblenda, tendo como acessórios granada e illmenita. Os gnaisses englobam os seguintes tipos petrográficos: biotita-gnaisses, biotita-hornblenda-gnaisses, hornblenda-gnaisses, gnaisses graníticos, gnaisses quartzítico, com inclusões de anfibolitos. A foliação tem direção nordeste e apresenta dobramentos localizados.

Os granitos têm ocorrência generalizada pela região, sustentando também relevos de montanhas e escarpas. Dentro desta unidade ocorrem: biotita granitos porfíricos, leucocráticos, foliados a miloníticos, de granulação média a porfíricos; anfibólio granito mesocrático, de granulação fina a média e granitos tonalíticos com anfibólio, porfíricos de granulação grossa, os quais formam inúmeros corpos isolados dentre os quais se destacam: o Granito Serra da Bocaina, o Granito Serra de Cangalha, o Granito Lagoinha, o Granito rio Turvo, o Granito Parati-Mirim, o Granito Mambucaba e o Granito Carrasquinho. A alteração dessas rochas resulta na formação de solos areno-siltosos ou argilo-siltosos e micáceos, sendo que o teor de areia e silte variam em consequência do teor de quartzo e feldspato das rochas. Assim, predominam termos argilosos e siltosos nas porções mais micáceas, e termos argilo-arenosos e





areno-argilosos, com grânulos e fragmentos de quartzo, nas porções quartzo-feldspáticas.

### 2.3.3 SEDIMENTOS COLUVIO-ALUVIONARES

Formam corpos de tálus e cones de dejeção sendo constituídos predominantemente por blocos e matacões de gnaisses e granitos. A matriz que envolve os blocos é de natureza argilosa ou conglomerática. Os cones de dejeção ocorrem ao longo das principais drenagens do planalto e no sopé das escarpas. São depósitos formados por matriz argilosa e/ou argilo-silto-arenosa, arenosa arcoseana ou arenosa, de cor ocre a marrom, com seixos, blocos, matacões. A presença e a concentração de seixos e areia evidenciam a participação de processos fluviais na formação desses depósitos.

### 2.3.4 SEDIMENTOS ALUVIONARES

Ao longo dos rios que cortam o município ocorrem planícies fluviais, estreitas e isoladas, sempre associadas a presença de alvéolos. Na Serrania da Bocaina os sedimentos aluvionares são arenosos e areno-argilosos e com cascalhos. Na Baixada Litorânea os sedimentos aluvionares são arenosos, areno-argilosos, siltosos, ricos em matéria orgânica e, ocasionalmente, com cascalhos. São sedimentos inconsolidados, aos quais se associam sedimentos turfosos devido a presença de áreas alagadiças.

### 2.3.5 SEDIMENTOS DE CORDÕES MARINHOS E PRAIAS

Os depósitos marinhos são formados por areias finas, constituídas por quartzo, micas e opacos, associados a cordões arenosos pré-atuais, que formam a Planície Costeira. Nas depressões entre cordões ocorrem sedimentos argilosos ricos em matéria orgânica. As praias atuais são constituídas por areias, cuja granulometria varia em consequência da declividade do perfil da praia, sendo média a grossa nas praias mais íngremes (praias de tombo), e fina a muito fina nas praias mais suaves.

### 2.3.6 MANGUES

Os depósitos de mangue são representados por argila, silte e grande quantidade de matéria orgânica, depositados em Planície de Maré que ocorre ao longo de alguns rios e junto ao mar.



### 2.3.7 SEDIMENTOS FLÚVIO-MARINHOS

Esses sedimentos são resultantes do retrabalhamento e deposição fluvial sobre sedimentos marinhos da planície costeira. São constituídos por areia, silte, argila e matéria orgânica, ocorrendo cascalhos de modo restrito.

## 2.4 GEOMORFOLOGIA

A geomorfologia é um fator chave para entender a dinâmica dos escorregamentos de massa na região. As causas da elevada altitude dessa região têm sido atribuídas aos processos de soerguimento e abatimentos tectônicos que vêm atuando na região desde o fim do Cretáceo, e que foram responsáveis pela formação das serras da Bocaina, da Mantiqueira e do Mar, bem como das bacias sedimentares de Resende e Taubaté (MMA, 1997).

Os processos geológicos que comandaram a evolução da região imprimiram no substrato rochoso e no relevo, características que, associadas às condições climáticas vigentes, definiram processos superficiais específicos para os diferentes tipos de terrenos ocorrentes na área. Estas formações produzem descontinuidades abruptas subsuperficiais (solo sobre rocha, solo sobre saprólito, entre outros) ao longo das encostas, que ao serem atingidas por grandes descargas hidráulicas, geram condições ideais para a detonação de grandes escorregamentos (Guimarães *et al*, 2009).

A Figura 5 apresenta a distribuição espacial das unidades classificadas conforme a bibliografia consultada. Segundo MMA (2002) o terreno na região de Paraty pode ser compartimentado conforme a classificação dos tópicos subsequentes.

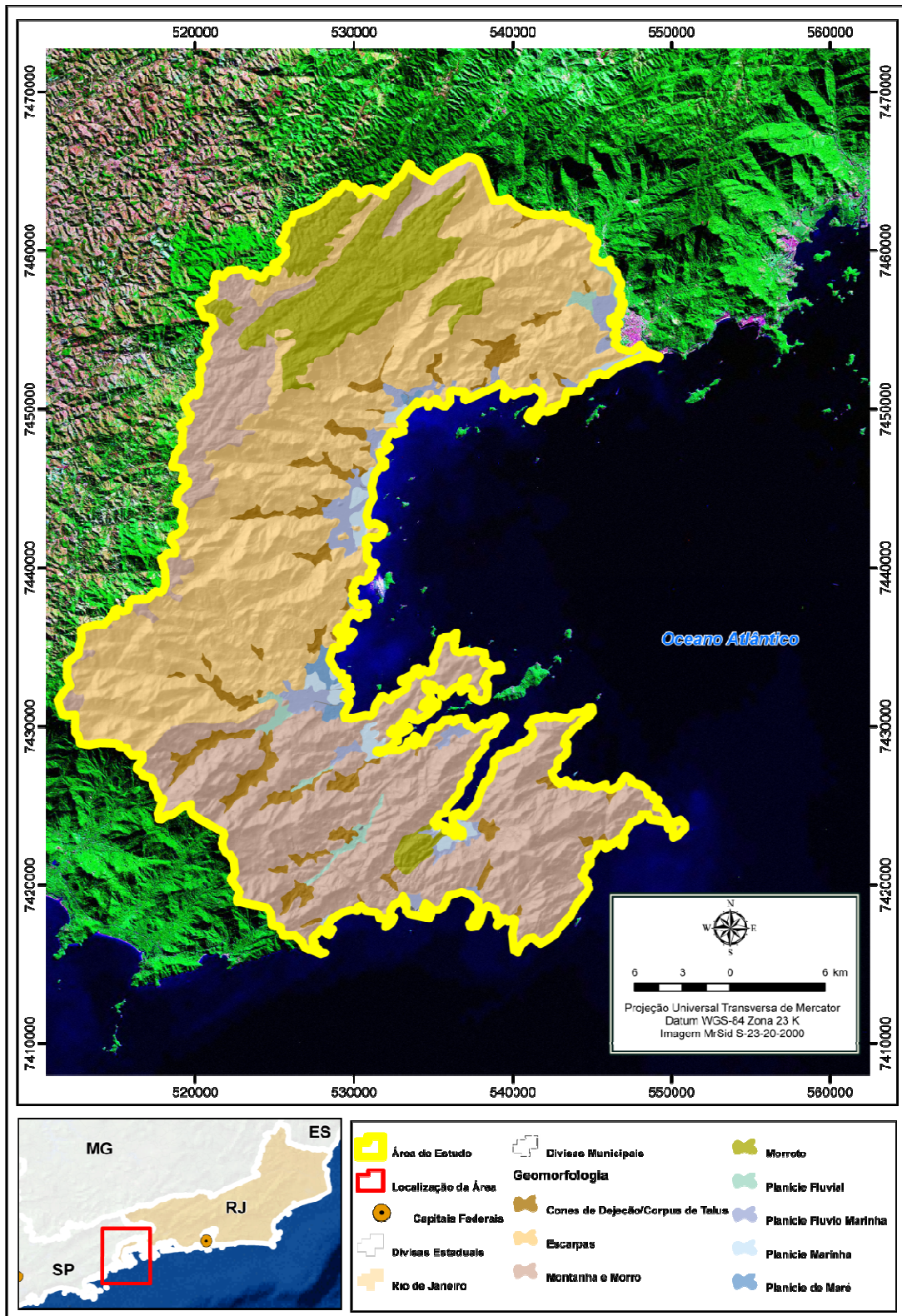


Figura 5 - Geomorfologia da Área de Estudo (MMA, 2002)



#### 2.4.1 CONES DE DEJEÇÃO, CORPOS DE TALUS E MORROTOS

Os Morrotes e Cones de Dejeção e Corpos de Tálus são relevos que se desenvolvem a montante de soleiras, caracterizando alvéolos de diferentes dimensões. Os Morrotes são sustentados por tipos litológicos variados, constituindo áreas suaves favoráveis à deposição de sedimentos colúvio-aluvionares que formam Cones de Dejeção e Corpos de Tálus. Associadas a esses relevos ocorrem, ainda, Planícies Fluviais estreitas e descontínuas, na maior parte das vezes não mapeáveis na escala de trabalho adotada.

#### 2.4.2 ESCARPAS

A Serrania Costeira, que corresponde à Serra do Mar, apresenta relevos de Escarpas em Anfiteatros e Escarpas em Espigões. As Escarpas em Anfiteatros e Escarpas em Espigões são relevos íngremes sustentados por gnaisses, granitos e charnoquitos intenso. Esses relevos apresentam solos de alteração, residuais e superficiais delgados. As elevadas declividades desses relevos condicionam a ocorrência de processos de entalhe e transporte fluvial, rastejo, queda de blocos e escorregamentos planares frequentes e de alta intensidade, bem como a deposição de cones de dejeção e corpos de tálus no sopé das vertentes, que são os relevos que caracterizam a transição entre a Serrania Costeira e a Baixada Litorânea.

#### 2.4.3 MONTANHAS E MORROS

As Montanhas e Morros e as Escarpas dizem respeito a tipos de relevos sustentados por xistos, gnaisses, granitos e charnoquitos, que dão origem a solos de alteração, residuais e superficiais delgados e com frequentes afloramentos de rocha, que formam pães de açúcar isolados, devido às declividades acentuadas.

#### 2.4.4 PLANÍCIES MARINHAS COM CORDÕES LITORÂNEOS E PRAIAS, PLANÍCIES DE MARÉ, PLANÍCIES FLÚVIO-MARINHA E PLANÍCIES FLUVIAIS

Apresentam predominantemente processos deposicionais associados à ação dos rios, marés e ondas, sendo os processos erosivos de baixa intensidade, restritos à ação erosiva lateral e vertical dos canais fluviais meandranes e à ação das ondas junto ao mar.



## 2.5 SOLOS

Nos trechos superiores da Serra do Mar onde as encostas são íngremes e retilíneas, os horizontes de solo são bastante delgados, comumente apresentando espessuras pouco variáveis e contatos subparalelos à superfície do terreno, cenário que favorece a ocorrência preferencial de escorregamentos translacionais rasos (Lopes, 2006). Como características comuns, os solos da região possuem elevada acidez e altos teores de alumínio trocável em subsuperfície, que conferem toxidez em profundidade no solo. A acidez e a toxidade por alumínio trocável restringem o volume utilizável de solo para o enraizamento das plantas, com consequências sobre o desenvolvimento da cobertura vegetal.

Em sua maioria são solos com saturação por base inferior a 50% que lhes confere o caráter distrófico, representando baixos teores nutricionais. Aos solos associados às fases de relevo mais movimentado, somam-se limitações relacionadas com elevada suscetibilidade à erosão e impedimento a motomecanização e ao tráfego de máquinas. Aos solos de planícies, as limitações estão relacionadas à disponibilidade de oxigênio no solo, devido à altura do lençol freático. A Figura 6 diz respeito às classes de solo encontradas no município.

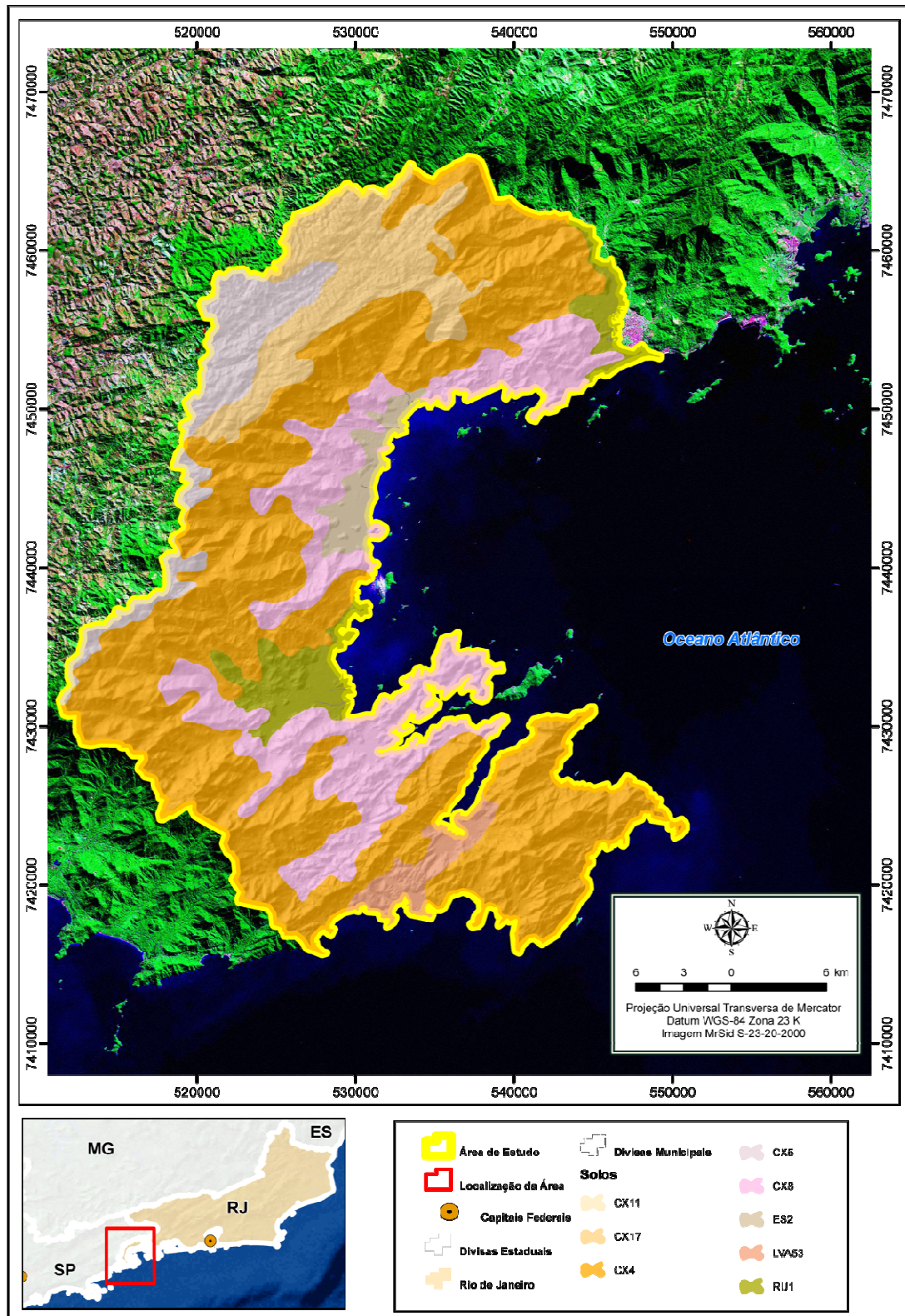


Figura 6 - Solos encontrados na área de estudo (MMA, 2002)



De forma geral, de acordo com MMA (2002) predominam as seguintes classes:

#### 2.5.1 CAMBISSOLOS (CX)

São solos que se caracterizam pela textura média e relação silte/argila elevada, são moderadamente drenados e pouco profundos. Ocorrem em diferentes formas de relevo, desde ondulado e escarpado na região do planalto sobre gnaisses, a generalizados em toda a escarpa, associados a afloramentos rochosos, sobre granito. Também aparecem nas planícies fluviais dos cursos de água e cones de dejeção (aluviões e colúvio-aluvionares).

Dos solos desta classe, a unidade predominante identificada na região é a dos Cambissolos Háplicos Distróficos que nas áreas mais planas aparecem associados aos Cambissolos Húmicos Distróficos, e aos Latossolos Vermelho-Amarelos Distróficos (LVA), em relevo formado, sobre granito e gnaisse.

#### 2.5.2 ESPODOSSOLOS FERROCÁRBICOS (ES)

Os Espodossolos Ferrocárbicos são essencialmente arenosos e muito permeáveis. O mineral predominante é o quartzo, sem ocorrência de minerais primários intemperizáveis. Ocorrem normalmente em áreas litorâneas e/ou de várzea, sendo que a baixa capacidade de retenção de água condicionada pela granulometria grossa é compensada pelo regime de chuvas, de elevada pluviosidade.

Esta unidade é diferenciada por representar uma associação complexa de solos junto aos Gleissolos, Organossolos e solos de Mangue, que apresentam limitações devido à oscilação do lençol freático, determinando insuficiência de oxigênio e por risco de toxidez por enxofre. Estas unidades em especial ocorrem em planícies fluviais e flúvio-marinhas e em planícies e cordões de marés, sobre sedimentos cenozóicos (aluviões, cordões marinhos e praias, flúvio-marinhos e mangues).

#### 2.5.3 NEOSSOLOS FLÚVICOS (RU)

Estes solos são formados por sedimentos aluviais (aluviões, cordões marinhos e praias, flúvio-marinhos e mangues) de textura argilosa, média ou arenosa, sendo que os de textura média e arenosa apresentam boa permeabilidade. São solos profundos limitados pela presença do lençol freático. Aparecem em planícies de maré e cordões marinhos e praias.



## 2.6 VEGETAÇÃO

O estado do Rio de Janeiro se insere integralmente em área de Mata Atlântica, conforme estabelece a Lei nº 11.428/2006. Estimativas dão conta que o Rio de Janeiro por volta do século XVI possuía cobertura vegetal em 97% do seu território. As diferentes regiões fitoecológicas compreendem formações florestais da floresta estacional semidecidual, ombrófila densa e não florestais (savana) e áreas de formações pioneiras como as restingas e manguezais. As florestas são formadas por espécies arbóreas dispostas, segundo a altura, em até quatro estratos definidos. As savanas caracterizam-se por apresentarem dois estratos de vegetação, um arbustivo e outro herbáceo.

Atualmente o estado conta com uma taxa de 31,09 % de remanescentes, incluindo os vários estágios de regeneração em todas as fisionomias, segundo o Levantamento da Cobertura Vegetal Nativa do Bioma Mata Atlântica (MMA/ Probio, 2006).

Embora a taxa de desmatamento tenha caído significativamente nos últimos anos, o estado de conservação da cobertura vegetal nativa do Rio de Janeiro é crítico. Os principais remanescentes encontram-se apenas em locais de maior declividade das elevações que compõe a Serra do Mar e dos maciços litorâneos. Há também milhares de pequenos fragmentos de Mata Atlântica espalhados nas propriedades particulares das áreas rurais e mesmo em grandes glebas urbanas, que estão precariamente protegidos e sujeitos a toda sorte de perturbações (MMA, 2010).

De acordo com a classificação adotada pelo IBGE (1992), o município de Paraty situa-se dentro dos domínios florísticos da Zona Neotropical. A Figura 7 vai de encontro à classificação realizada por MMA (2002) para o Plano de Manejo do Parque Nacional da Serra da Bocaina confeccionada com base no Manual de Vegetação do IBGE (1992).



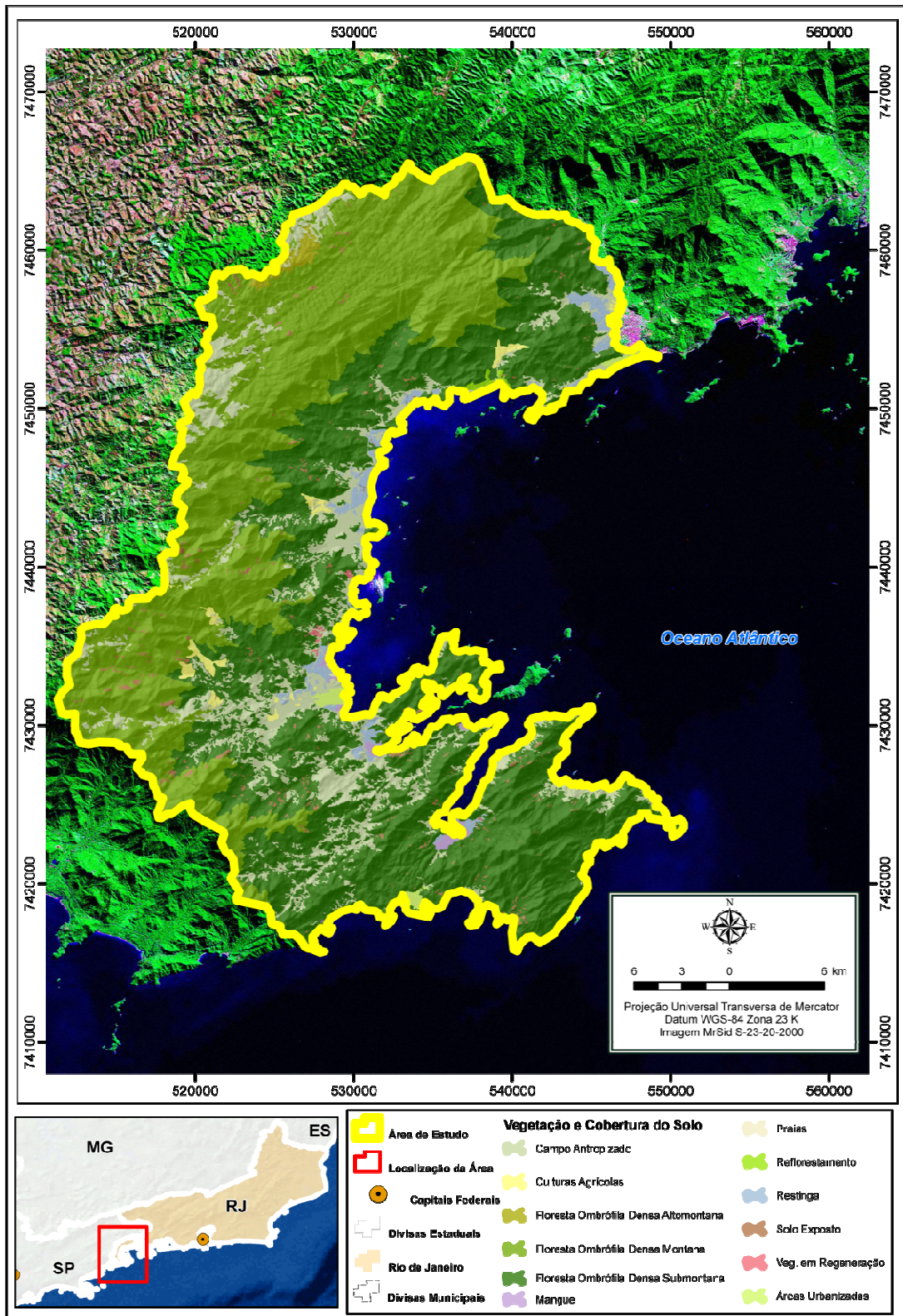


Figura 7 - Vegetação e Cobertura do Solo para Área de Estudo (IBGE, 1992; MMA, 2002)



De acordo com estas informações descrevem-se as seguintes fitofisionomias:

### 2.6.1 FLORESTA OMBRÓFILA DENSA

De acordo com o IBGE (1992), este tipo de floresta é caracterizado por fanerófitos, justamente pelas subformas de vida macro e mesofanerófitos, além de lianas lenhosas e epífitas em abundância, que o diferem das outras classes de formações. Porém, sua característica ecológica principal reside nos ambientes ombrófilos que marcam muito bem a região florestal da encosta atlântica brasileira. Assim, a característica ombrotérmica da Floresta Ombrófila Densa está associada aos fatores climáticos tropicais de elevadas temperaturas e de alta precipitação bem distribuída durante o ano, o que determina uma situação ecológica quase sempre sem período biologicamente seco.

De maneira comum, esta floresta é definida pela sua estrutura complexa, de aspecto exuberante e úmido, com muitas lianas e epífitas e apresentando riqueza de espécies distribuídas em três estratos distintos: superior, formado por árvores de troncos grossos que atingem até trinta metros de altura, intermediário, com densidade alta, constituído por indivíduos de dez a quinze metros de altura, com copas mais fechadas, e inferior, composto por ervas e arbustos. No entanto, esta caracterização varia muito na área do Parque, mais em função das inúmeras interferências antrópicas ao longo da história.

### 2.6.2 FLORESTA OMBRÓFILA MISTA

A Floresta Ombrófila Mista, genérica e popularmente conhecida como mata-de-araucárias, foi definida como uma formação típica do Planalto Meridional, apresentando disjunções florísticas em refúgios situados nas Serras do Mar e Mantiqueira, “muito embora no passado tenha se expandido bem mais ao norte”, frente ao que sugere a dispersão paleogeográfica de Araucariaceae. De acordo com a literatura, esta floresta encontra-se interiorizada no Planalto Dissecado da Bocaina, entre 800 e 1.200m, sobre o embasamento e nas depressões, principalmente nos anfiteatros de erosão (IBGE, 1988).

### 2.6.3 CAMPOS DE ALTITUDE

A literatura cita, para a Serra da Bocaina, em altitudes acima de 1.500 m, a ocorrência dos Campos de Altitude, como uma formação primitiva (Série Napeádica - Subsérie campestre) que, floristicamente, relaciona-se mais aos campos montanos do planalto



de Itatiaia, na Serra dos Órgãos e aos de algumas serras em Minas Gerais que aos campos napeádicos sulinos.

Sua natureza é descrita em função de sua composição florística, acreditando-se que sua presença seja provavelmente muito antiga, dada a ocorrência de espécies locais das famílias Ericaceae e Eriocaulaceae, entre outras famílias e espécies típicas campestres.

#### 2.6.4 RESTINGAS

Vegetação que recebe influência direta do Mar apresentando gêneros característicos, tais como, *Remirea* e *Salicornia*, que contribuem para fixação das formações de dunas. A comunidade vegetal apresenta-se dominada por nanofanerófitos onde o *Schinusterebenthiofolius* e a *Lythraea brasiliensis* imprimem a mesma um caráter lenhoso. Nas áreas rochosas a vegetação pioneira caracteriza-se pela presença de *Clusiacriuva* associada às *Cactaceae* e *Bromeliaceae*.

#### 2.6.5 MANGUES

Corresponde à comunidade microfanerófitica de ambiente salobro, situada em geral na desembocadura de rios e regatos marinhos com formações vegetais adaptadas a salinidade das águas. As espécies mais abundantes são a *Rhizophoramangle*, *Avicenia* e a *Laguncularia racemosa* (nos locais mais altos).



### 3 REFERENCIAL TEÓRICO

#### 3.1.1 MOVIMENTOS DE MASSA

Os movimentos de massa ocorrem continuamente em diferentes escalas de tempo e espaço, configurando-se como processos naturais na evolução do relevo de áreas em altas declividades ao longo de todo planeta (Innes, 1983; Johnson & Rodine, 1984; Blijenberg, 1998). Tais processos geralmente decorrem de eventos pluviométricos intensos e podem ser classificados nas categorias de queda, rastejo, corrida e escorregamento (Carson & Kirkby, 1972).

Estes fenômenos se diferenciam dos processos de intemperismo por erosão laminar, em sulcos, ravinas e voçorocas, por conta do fator gravitacional, ocorrendo de forma descendente e para fora da encosta, onde o material é transportado sem a ajuda de água corrente (Guidicini & Nieble, 1984; Crozier, 1986).

Os diferentes tipos de movimentos de massa dependem das condições locais como: estrutura geológica; tipo dos materiais; declividade, orientação e forma da vertente; área de contribuição; intensidade e distribuição das precipitações. Amaral (1996) e Borga *et al.* (1998) indicam que, em se tratando de ambientes tropicais, os escorregamentos são os desastres naturais mais recorrentes com grande potencial em causar danos ao homem.

Guidicini & Nieble (1984) definem este tipo de fenômeno como um movimento descendente e veloz de material procedente de áreas de declividade acentuada, ocorre preferencialmente confinados ao longo de falhas bem definidas em zonas de cisalhamento e provoca o acréscimo de grandes torrentes de sedimentos ao fluxo pré-existente. Quando não confinados os mesmos ocorrem em áreas de declividade acentuada, com a presença abundante de sedimentos inconsolidados, ausência de vegetação e sem formação prévia de canais de fluxo (Brunsden, 1979).

Durante chuvas intensas os poros existentes na camada superficial do solo são preenchidos pela água aumentando a pressão entre a camada impermeável e reduzindo a estabilidade do material passível de carreamento (Borga, 1998). Assim sendo, formam-se fluxos de detritos que podem alcançar proporções catastróficas de acordo com o ambiente em que estejam situados.

Existem diversas classificações para os escorregamentos. As mais comuns são baseadas na forma do plano de ruptura e no tipo de material em movimento. Dentre estas destaca-se a distinção a partir da geometria, que de acordo com Guidicini & Nieble (1984) pode ser:

- **Circular (ou rotacional)** – O movimento ocorre ao longo de uma superfície curva com concavidade voltada para cima;



- **Planar (ou translacional)** – O material movimenta-se de maneira paralela à superfície do talude, ocorrendo, de modo geral, compridos e rasos, dentro do manto de alteração, cuja espessura está condicionada pela natureza da rocha, pelas condições climáticas e inclinação da encosta. São normalmente compridos e rasos, onde o plano de ruptura encontra-se na grande maioria das vezes, em profundidades que variam entre 0,5 e 5,0 m.

Para o Rio de Janeiro, Amaral (1997) mostrou que os escorregamentos rasos de solo, geralmente sob a forma de movimentos translacionais, são os mais importantes, respondendo em torno de 38% de todos os processos ocorridos entre 1962 e 1992. Diversos estudos creditam tal comportamento não apenas ao Rio de Janeiro, mas a todo o escarpamento da Serra do Mar (Wolle e Carvalho, 1989; Lacerda, 1997).

Diversos estudos na região têm demonstrado que os escorregamentos, especialmente os translacionais, são fortemente controlados pelo relevo, uma vez que este condiciona a dinâmica hidrológica e, em última análise, as características dos solos (Fernandes *et al.*, 1994). A velocidade de deslocamento de material das encostas, assim como, a capacidade de transporte de solos e rochas, são diretamente proporcionais à declividade sendo, portanto, uma das principais causas predisponentes na deflagração de escorregamentos. Entretanto, o maior número de escorregamentos não ocorre, necessariamente, nas encostas mais íngremes (Lopes, 2006).

Fernandes *et al.* (2001) avaliaram o potencial da combinação entre levantamentos em campo apoiado pelo uso de modelos matemáticos buscando uma previsão eficiente da localização temporal e espacial dos escorregamentos na região da Serra do Mar nas bacias dos rios Quitite e Papagaio (RJ). O estudo conclui que a maior ocorrência está associada a encostas de formato convexo com declividades entre 18 e 38 graus e que os valores relativos à modelagem matemática de Área de Contribuição são especialmente importantes para previsão das áreas susceptíveis.

Diversos estudos consideram também a importância da influência da cobertura da terra na estabilidade de taludes. Esta pode ser explicada pela interferência nos processos hidrológicos e efeitos mecânicos. Dentre os principais parâmetros, Bergueria (2006) considera que a vegetação desempenha um papel importantíssimo uma vez que modifica significativamente o fluxo hidrológico do solo interceptando a água de chuva, facilitando a infiltração e aumentando os índices de evapotranspiração.

Tais características reduzem as taxas de umidade do solo no longo prazo alterando as condições iniciais que precedem um evento extremo. Além disso, as raízes e poros aumentam a condutividade do solo possibilitando a elevação da capacidade de acumulação de água num curto período de tempo. Devido a estas características muitos autores defendem a relevância da cobertura vegetal para redução da incidência de escorregamentos (Wu e Swanston, 1980; Blijenberg, 1998; Cannon, 2000).



O Quadro 1 apresenta um resumo das principais causas e agentes para os processos de escorregamento de modo geral.

**Quadro 1 - Agentes e Causas dos Movimentos Gravitacionais de Massa (Adaptado de Guidicini e Nieble, 1984)**

<b>CAUSAS</b>	<b>Internas</b>	Efeito das oscilações térmicas; redução dos parâmetros de resistência ao cisalhamento por intemperismo (aumento da pressão hidrostática, diminuição da coesão e ângulo de atrito interno do material).	
	<b>Externas</b>	Mudanças na geometria da encosta; efeitos de vibrações; mudanças naturais na inclinação das encostas por processos naturais ou artificiais.	
	<b>Intermediária</b>	Elevação do nível piezométrico em massas homogêneas; elevação da coluna d'água em descontinuidades; rebaixamento rápido do lençol freático; erosão subterrânea retrogressiva (pipping); diminuição do efeito da coesão aparente.	
<b>AGENTES</b>	<b>Predisponentes</b>	Condições geológicas (mineralógica, tectônica e estratigráfica), geomorfológicas (inclinação e forma das vertentes) e climatológicas (regime hidrológico), além da ação gravitacional, calor e vegetação.	
	<b>Efetivos</b>	<b>Preparatórios</b>	Pluviosidade, erosão pela água e vento, congelamento e degelo, variação de temperatura, dissolução química, ação de fontes e mananciais, oscilação do nível de lagos e marés e do lençol freático, ação de animais e humana, inclusive deflorestamento.
		<b>Imediatos</b>	Chuvas intensas, fusão de gelo e neves, erosão, terremotos, ondas, ventos, ação do homem, etc.

Como citado anteriormente, na região serrana do estado do Rio de Janeiro os movimentos gravitacionais de massa são fenômenos bastante recorrentes e têm causado grandes tragédias ao longo dos últimos anos. Em especial na época do verão as chuvas intensas e a falta de planejamento urbano da região colaboram para formação de um quadro caótico, onde diversas cidades colocam-se em estado de alerta para possível perda de vidas e contabilizam prejuízos materiais de diversas magnitudes.

De acordo com dados do banco de estatísticas do Centro para a Pesquisa da Epidemiologia de Desastres que fornece os indicadores para Organização das Nações Unidas (ONU), o desastre ocorrido no estado neste último verão está entre os dez piores escorregamentos com vítimas do mundo nos últimos 111 anos, o segundo maior do mundo no último ano e o terceiro maior da década, sendo o pior de toda a história do Brasil ao ultrapassar a casa de 900 vítimas fatais.

A Tabela 2 apresenta os números de ameaças e ocorrências de escorregamentos para todo estado do Rio de Janeiro no ano de 2011 estimados pelo Corpo de Bombeiros Militar (CBM) e pelo Departamento de Defesa Civil.



**Tabela 2 - Ameaças e Ocorrências de Escorregamentos no Estado do Rio de Janeiro até o mês de Novembro de 2011 (CBM e Defesa Civil do Estado do Rio de Janeiro, 2011)**

Mês	Ameaça	Ocorrência
Janeiro	5	20
Fevereiro	1	1
Março	0	14
Abril	4	9
Maio	0	3
Junho	0	4
Julho	0	4
Agosto	0	1
Setembro	0	3
Outubro	0	6
Novembro	0	4

O Quadro 2 sintetiza os principais riscos ambientais envolvidos na deflagração dos movimentos gravitacionais de massa de acordo com Cerri (2001).

**Quadro 2 - Análise de Riscos Ambientais Envolvidos na Ocorrência de Escorregamentos (Cerri, 2001)**

<b>RISCOS AMBIENTAIS</b>	<b>SOCIAIS</b>	Relativos ao meio social, tais como, guerras, sequestro, roubos, etc.		
	<b>TECNOLÓGICOS</b>	Relativos aos processos produtivos, tais como, vazamentos e contaminação, materiais explosivos, queda de aeronaves, etc.		
	<b>NATURAIS</b>	<b>MEIO BIOLÓGICO</b>	<b>Associado à Fauna.</b>	Doenças provocadas por vírus e bactérias, pragas (roedores, gafanhotos, etc), picadas de animais venenosos, etc.
			<b>Associado à Flora.</b>	Doenças provocadas por fungos, pragas (ervas daninhas), ervas tóxicas e venenosas, etc.
		<b>MEIO FÍSICO</b>	<b>Atmosféricos</b>	Secas, tufões, geada e granizo.
			<b>Hidrológicos</b>	Enchentes e inundações.
			<b>Geológicos</b>	<b>Exógeno</b>
<b>Endógeno</b>	Solos expansivos, terremotos, atividades vulcânicas e tsunamis.			

### 3.2 MÉTODOS DE PREDIÇÃO – MODELO SHALSTAB

O conhecimento prévio das áreas mais susceptíveis à ocorrência de escorregamentos rasos permite que ações mitigadoras preventivas sejam implementadas antes mesmo de sua ocorrência. Dentro deste contexto, muitos modelos preditivos vêm sendo desenvolvidos no intuito de prever em que porções da paisagem estes fenômenos possuem maior susceptibilidade de ocorrência. Metodologias que utilizam a



modelagem matemática baseada em parâmetros físicos foram propostas inicialmente por Beven & Kirby (1979).

Os sistemas ambientais considerados por estes modelos representam entidades organizadas na superfície terrestre, de modo que a espacialidade se torna uma das suas características inerentes (Gomes, 2006). Desta forma a modelagem permite reduzir os efeitos dos escorregamentos, tanto em termos de prejuízos materiais quanto em termos de perdas de vidas humanas.

Como exemplo, destacam-se o SHALSTAB (Montgomery & Dietrich, 1994), SINMAP (Pack *et al.*, 1998), TRIGRS (Baum *et al.*, 2002), entre outros, que são modelos matemáticos que utilizam bases físicas, ou seja, o mapa resultante é produzido a partir de equações que simulam os mecanismos que irão deflagrar este tipo de movimento de massa. Cada modelo citado produz um mapa de susceptibilidade de uma dada área de estudo de forma heterogênea porque os escorregamentos dependem da topografia e de fatores de propriedades físico-químicas dos solos, e principalmente da quantidade e da distribuição espacial da descarga hidráulica (Lopes, 2006).

Vários trabalhos que utilizam esses modelos dão ênfase à análise de desempenho verificada a partir do grau de acerto entre as porções do relevo previstas como susceptíveis a ocorrência de escorregamentos com os mapeamentos de escorregamentos pretéritos. Em particular o modelo SHALSTAB vem sendo amplamente utilizado pela comunidade científica em regiões de clima temperado desde a metade da década de 1990 (Montgomery & Dietrich, 1994).

Este modelo vem ganhando cada vez mais destaque em estudos realizados em ambiente tropical e tem alcançado níveis de precisão elevados para as áreas estudadas. O SHALSTAB combina uma análise de estabilidade de talude infinito em que assume o estado de equilíbrio, o fluxo paralelo à superfície e usa a lei de Darcy para estimar a distribuição espacial das poro-pressões utilizando uma grade regular e calculando para cada célula (pixel) da grade, o grau de susceptibilidade a escorregamento rasos (translacionais) apontados como os de maior recorrência em ambiente tropical e na área e estudo em especial (Morrissey *et al.*, 2001).

Em ambiente SIG este tipo de modelagem pode contribuir de forma importante, sobretudo na implementação de políticas regionais para prevenção deste tipo de catástrofe. Entretanto, a confiabilidade dos resultados depende diretamente da qualidade e disponibilidade dos dados de entrada (Hoffmeister, 2003). Para o caso do SHALSTAB é possível afirmar que a confiabilidade do método é diretamente dependente da qualidade dos dados topográficos, sendo este o parâmetro de maior influência para ocorrência dos fenômenos (Ramos, 2003). O desempenho do modelo foi avaliado para diferentes escalas cartográficas melhorando significativamente de acordo com a qualidade do dado topográfico de entrada (Gomes *et al.* 2005).





Fernandes *et al.* (2001) avaliaram a eficiência da combinação entre a predição realizada pelo modelo SHALSTAB e monitoramentos de campo para região da Serra do Mar nas bacias dos rios Quitite e Papagaio (RJ). De acordo com este autor o índice de acerto alcançou a taxa de 95 % comprovando a robustez do método e a importância da topografia para deflagração dos processos estudados.

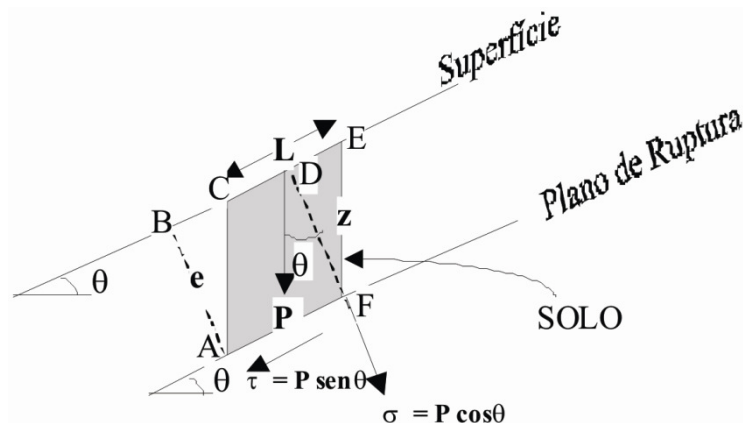
Guimarães *et al.* 2003 verificaram o desempenho do modelo SHALSTAB, em clima tropical, em duas bacias no maciço da Tijuca no Rio de Janeiro a partir de várias combinações de valores de propriedades do solo como ângulo de atrito, coesão, densidade e espessura do solo comparando os resultados com as cicatrizes dos escorregamentos decorrentes as intensas chuvas ocorridas em Fevereiro de 1996. Este modelo apresentou excelente desempenho em que quase a totalidade dos escorregamentos localizou-se nas áreas de maior susceptibilidade definida no mapa resultante.

Nesta mesma área, de acordo com Gomes (2006), o mapeamento de áreas susceptíveis a escorregamentos, a partir do modelo SHALSTAB, só não conseguiu prever 1 escorregamento de um total de 89, e o modelo sem levar em consideração a coesão do solo só mapeou duas cicatrizes como estáveis (cerca de 2%). A partir disso, verifica-se que a ocorrência dos escorregamentos está muito vinculada à forma do relevo, ou seja, a parâmetros morfológicos. Além disso, o mapeamento utilizando a coesão conseguiu fazer a previsão minimizando as áreas susceptíveis, e definindo com bastante exatidão quais são as áreas mais susceptíveis.

### 3.2.1 MODELO DE ESTABILIDADE

Os atributos geomorfológicos são comumente incorporados nos modelos de análise para previsão e definição de áreas instáveis (Dietrich *et al.*, 1995; Guimarães, 2000; Fernandes *et al.*, 2001). Estes têm ainda mais relevância para o modelo SHALSTAB que privilegia a topografia como fator determinante dos escorregamentos nas encostas.

Podemos expressar a estabilidade de uma encosta através da razão entre as tensões responsáveis pela sustentação do material da encosta ( $\sigma$ ) e as tensões responsáveis por sua desestabilização ( $\tau$ ) (Coulomb *apud.* Carson & Kirkby, 1972). Este método de abordagem é conhecido como teoria do talude infinito e pode ser melhor visualizado na Figura 8.



**Figura 8 - Componentes da força peso relacionadas com as tensões que agem em um escorregamento translacional, onde  $\theta$  é a declividade e P é o peso do bloco**

Nesta interpretação os efeitos causados pelo atrito nas laterais e nas extremidades de um bloco do solo são ignorados, uma vez que, os escorregamentos translacionais são típicos de locais onde o comprimento da cicatriz é muito maior do que a espessura do solo. Esta análise é considerada em relação a um plano infinito do solo sobre um plano inclinado através de um contato abrupto, levando em consideração a tensão tangencial e normal. A teoria baseada no talude infinito define que a tensão resistente é expressa pela Equação 1:

**Equação 1 – Tensão Resistente**

$$\tau = C' + (\sigma - \mu) \tan \phi$$

Onde:

- $\tau$  é a tensão tangencial;
- $\sigma$  é a tensão normal;
- $\mu$  é a poro-pressão;
- $C'$  é a coesão efetiva e
- $\phi$  é o ângulo de atrito interno.

Nessa análise de um talude infinito Figura 8, o bloco está inserido no interior do regolito (material homogêneo), portanto a determinação do valor do peso (P) não poderá ser obtida de forma direta por causa da dificuldade de se obter a espessura do solo perpendicular à superfície (e). Deste modo, uma forma de obtenção de P é através das medidas da espessura vertical do bloco (z) cuja seção transversal tem o formato do paralelogramo ACEF. Este artifício é empregado tomando-se cuidado para que o paralelogramo ACEF e o retângulo ABDF possuam áreas iguais, para que deste modo possam ser mantidas as mesmas proporções. Sendo assim, temos que colocar e em função de z Equação 2.

**Equação 2 – Espessura do Solo Perpendicular à Superfície**

$$e = z \cos \theta$$



Ainda com base na Figura 8, P pode ser expresso pela Equação 3:

**Equação 3 – Peso do Bloco**

$$P = L\rho_s gz \cos \theta$$

Em que:

- $\rho_s$  é a densidade do solo;
- L é o comprimento do bloco; e
- g é a aceleração da gravidade.

A tensão tangencial ( $\tau$ ) e a tensão normal ( $\sigma$ ) podem ser escritas da seguinte forma, substituindo o valor de P e eliminando L, por se tratar de um talude infinito (Equação 4 e Equação 5):

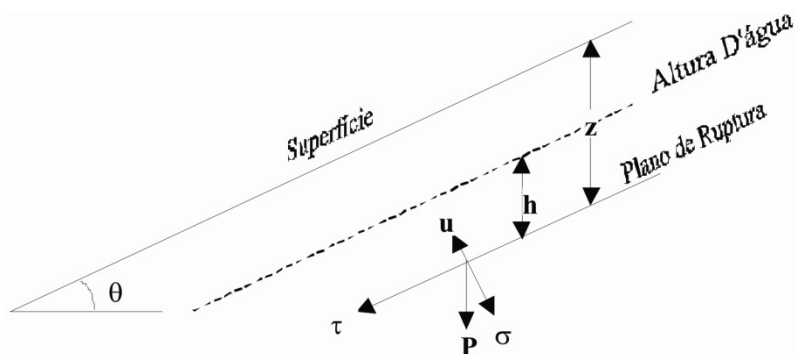
**Equação 4 – Tensão Tangencial**

$$\tau = \rho_s gz \cos \theta \sin \theta$$

**Equação 5 – Tensão Normal**

$$\sigma = \rho_s gz \cos^2 \theta$$

A poro-pressão ( $\mu$ ), mostrada na Figura 9, é um dos componentes das tensões e expressa pela Equação 6, onde  $\rho_w$  é densidade da água e h é a altura da coluna d'água no subsolo, acima do plano de ruptura.



**Figura 9 - Forças atuantes em uma encosta, onde  $\theta$  é a declividade, P é o peso, z é a espessura do solo, h é a altura da coluna d'água no subsolo e  $\mu$  é a poro-pressão.**

**Equação 6 - Poro Pressão**

$$\mu = \rho_w gh \cos^2 \theta$$

A Equação 7 é obtida a partir da substituição dos valores de  $\tau$  e  $\sigma$  na equação de Mohr-Coulomb (Equação 1):

**Equação 7 – Adaptação da Equação de Mohr Coulomb para o Cálculo de Estabilidade**

$$\rho_s gz \cos \theta \sin \theta = C' + (\rho_s gz \cos^2 \theta - \rho_w gh \cos^2 \theta) \tan \phi$$



Se considerarmos a coesão do solo ( $C'$ ) a relação  $h/z$  poderá ser escrita pela Equação 8 da seguinte forma:

**Equação 8 - Cálculo da estabilidade considerando a Coesão**

$$\frac{h}{z} = \frac{C'}{\rho_w g z \cos^2 \theta \tan \phi} + \frac{\rho_s}{\rho_w} \left( 1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right)$$

### 3.2.2 MODELO HIDROLÓGICO

Os modelos hidrológicos são usados para determinar o balanço de água no solo, procurando simular o percurso da água desde a precipitação até o escoamento ou evapotranspiração. A condutividade hidráulica do solo, em termos específicos de escorregamentos, assume importância tanto na recarga da água superficial (velocidade da infiltração) quanto na geração de discontinuidades hidráulicas no interior do perfil de alteração, as quais poderão atuar localmente como camadas de impedimento ao fluxo vertical favorecendo, conseqüentemente, a geração de elevadas poro-pressões positivas (Fernandes et al., 2001).

Em resumo, os modelos hidrológicos são uma representação matemática do fluxo de água e seus constituintes sobre uma determinada parte da superfície ou subsuperfície do solo. Esta representação descreve a distribuição espacial da precipitação, as perdas por evapotranspiração, o movimento da água no solo causado pela infiltração, percolação e o escoamento, tanto superficial quanto subsuperficial (Ramos, 2003).

O SHALSTAB considera o modelo hidrológico de O'Loughlin (1986) assumindo a premissa de que o fluxo de água infiltra até um plano de mais baixa condutividade, seguindo posteriormente um caminho determinado pela topografia (Equação 9). Deste modo, a condição de saturação do solo, em estado de equilíbrio, é definida por um índice de umidade ( $W$ ) (Equação 10).

**Equação 9 – Modelo Hidrológico de O'Loughlin (1986)**

$$Qa \geq Tbsen \theta$$

Onde:

- $a$  é a área drenada a montante;
- $Q$  corresponde a precipitação;
- $b$  é o comprimento da área de contorno;
- $T$  é a transmissividade do solo; e
- $\theta$  é o seno da declividade local.

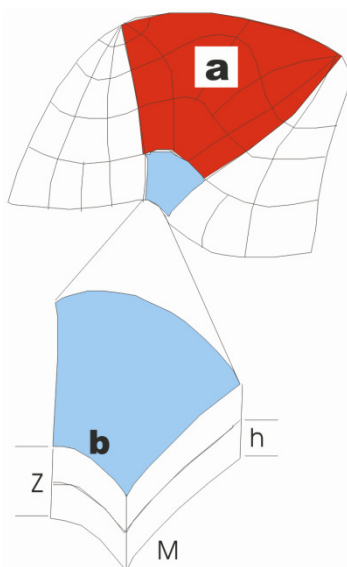
**Equação 10 - Índice de Umidade**

$$W = \frac{Q}{T} \frac{a}{bsen \theta}$$



Onde, conforme mencionado por Montgomery & Dietrich (1994), a razão  $Q/T$  corresponde ao controle hidrológico, enquanto a razão  $a/b\sin\theta$ , corresponde ao controle morfológico. De acordo com este modelo, as zonas de saturação ocorrem sempre onde o fluxo de drenagem a montante excede a capacidade do perfil de solo de transmitir este fluxo.

Na concepção inicialmente proposta por O'Loughlin (1986), a discretização da topografia é feita em polígonos irregulares que são definidos a partir da interseção das curvas de nível com as linhas de gradiente máximo (**Figura 11**). A região a montante do ponto de análise, possuindo comprimento  $b$ , delimitada pelas linhas de maior gradiente, perpendiculares às curvas de nível, é denominada de área de contribuição (a) para uma determinada célula.



**Figura 10 - A área sombreada (área de contribuição) refere-se à área drenada acumulada a montante (a) que passa pelo comprimento de contorno unitário (b) (modificado de Montgomery & Dietrich, 1994).**

De acordo com Montgomery & Dietrich (1994), o modelo hidrológico desenvolvido por O'Loughlin (1986) pode ser também escrito em função da razão de  $h/z$  (Equação 11). Sabe-se que o fluxo de água ( $q$ ) é expresso pelo produto da velocidade ( $v$ ) pela área da seção transversal ( $S$ ).

**Equação 11 - Razão  $h/z$**

$$q = vS$$

A partir da Lei de Darcy, que relaciona a condutividade hidráulica ( $k_{sat}$ ) com o gradiente hidráulico ( $i$ ) (Equação 12), os autores fazem uma aproximação para este último termo, que é descrito na Equação 13, considerando apenas o potencial gravitacional (potencial de elevação) na variação do potencial total ( $\Delta H$  total), uma vez que as variações no potencial relativas aos poros do solo (potencial de pressão) são menores do que aquelas relativas ao relevo. Esta é uma aproximação bastante razoável, porque o modelo é aplicado sempre em áreas de relevo acidentado.



**Equação 12 - Gradiente Hidráulico (Lei de Darcy)**

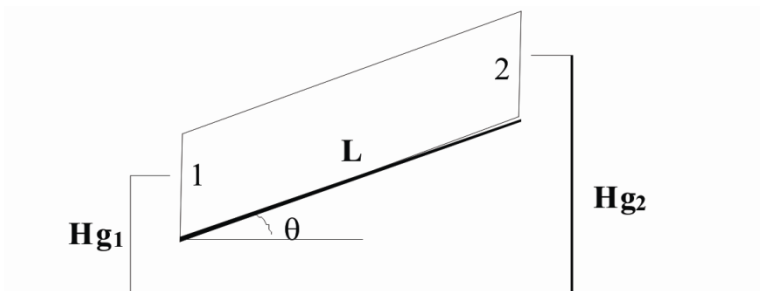
$$v = k_{sat} i$$

**Equação 13 - Gradiente Hidráulico (Potencial de Elevação)**

$$i = \left( \frac{\Delta H_{total}}{L} \right)$$

A formulação de Darcy aponta que o volume total de um fluido que é capaz de atravessar um meio poroso em determinado tempo depende diretamente das propriedades físico-química dos mesmos, responsáveis pela regulação do crescimento da pressão, uma vez que, o escoamento ocorre sempre na direção oposta às zonas de pressão crescente.

A Figura 12 mostra como o gradiente hidráulico  $i$  pode ser aproximado pela razão entre a diferença de potencial gravitacional entre os pontos 1 e 2 ( $Hg_1$  e  $Hg_2$ ) e o comprimento  $L$ , que também é igual ao seno de  $\theta$  (Equação 14).



**Figura 11 - Gradiente hidráulico aproximado entre os pontos 1 e 2 ao longo de uma encosta hipotética**

**Equação 14 - Aproximação do Gradiente Hidráulico  $i$  pela razão potencial gravitacional e comprimento**

$$i = \frac{(Hg_2 - Hg_1)}{L} = \text{sen}\theta$$

A partir disso, podemos substituir  $i$  por  $\text{sen}\theta$  na equação 12, obtendo-se a Equação 15, que define a velocidade do fluxo.

**Equação 15 - Velocidade do Fluxo**

$$v = k_{sat} \text{sen}\theta$$

De acordo com a Figura 12, podemos exprimir  $S$  (área da seção transversal saturada), em função da projeção vertical de  $h$ , originando a Equação 16.

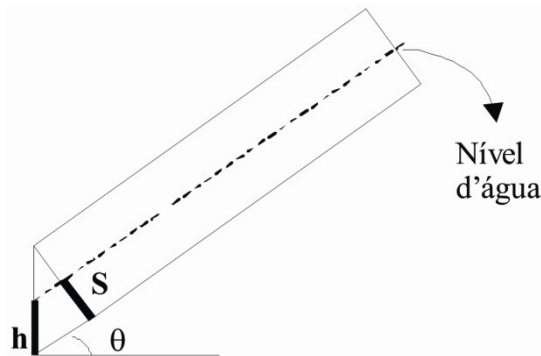


Figura 12 - Bloco esquemático de uma camada de solo, onde S é a área da seção transversal saturada e h é a altura da coluna d'água.

**Equação 16 - Área da seção transversal saturada**

$$S = h \cos \theta$$

Deste modo, o fluxo de água (q) pode ser expresso substituindo-se (Equação 15 - Velocidade do Fluxo) e (Equação 16 - Área da seção transversal saturada) em (Equação 11 - Razão h/z), obtendo-se o disposto na Equação 17:

**Equação 17a - Fluxo de Água**

$$q = k_{sat} \sin \theta h \cos \theta$$

Assumindo que o fluxo superficial e o fluxo na rocha são desprezíveis, em vales não canalizados, esses autores afirmam que a precipitação efetiva (Q) multiplicada pela área de contribuição será a quantidade de runoff que ocorre através do comprimento b (Figura 12) na condição de equilíbrio, portanto, tornou-se necessário acrescentar o comprimento b à Equação 17. Para o modelo hidrológico, o fluxo é expresso pelo produto da precipitação por unidade de tempo e a área drenada a montante, ou seja, a Equação 17 pode ser escrita da seguinte forma (Equação 18):

**Equação 18 - Fluxo de água em função da precipitação e área drenada**

$$Qa = k_{sat} \sin \theta h \cos \theta b$$

O parâmetro transmissividade (T), descrito na equação 10, é função do produto da permeabilidade saturada ( $k_{sat}$ ) pela espessura do solo (e), como pode ser observado na Equação 19.

**Equação 19 - Transmissividade**

$$T = k_{sat} e$$

Uma vez que  $e = z \cos \theta$  (Equação 2), temos (Equação 20):

**Equação 20 - Transmissividade em função da espessura do solo**

$$T = k_{sat} z \cos \theta$$

Sendo assim, o denominador da Equação 10 pode ser escrito de acordo com a Equação 21.

**Equação 21 - Transmissividade considerando seno da declividade**

$$T b \sin \theta = k_{sat} z \cos \theta \sin \theta b$$



Deste modo, substituindo-se as Equação 20, Equação 19 e Equação 21 na Equação 10, obtemos a Equação 22:

**Equação 22 - Índice de umidade em função da transmissividade**

$$W = \frac{k_{sat} \sin \theta h \cos \theta b}{k_{sat} z \cos \theta \sin \theta b}$$

Resolvendo a equação 20, é possível colocar o modelo hidrológico em função da razão h/z (Equação 23).

**Equação 23 - Modelo Hidrológico em função da razão h/z**

$$\frac{h}{z} = \frac{Q}{T} \frac{a}{b \sin \theta}$$

### 3.3 MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO

O termo Modelo Digital de Elevação deriva do inglês *Digital Elevation Model*, associando-se à descrição de elevações do terreno, traduzidas em uma estrutura numérica em formato digital da distribuição espacial (Souza, 2006). De acordo com a bibliografia consultada diversos trabalhos utilizam o termo Modelo Digital de Terreno que conceitualmente expressa a representação da distribuição espacial da característica de um fenômeno vinculado a uma superfície real (Burrough, 1998). Muito embora a terminologia MDT seja utilizada de forma mais abrangente para referência a alguma representação da superfície terrestre, sendo a superfície contínua, o fenômeno a ser representado pode ser variado. Sendo assim, segundo Burrough (1988), o termo MDE é, preferencialmente, utilizado em modelos que contém somente dados de elevação.

Os Modelos Digitais de Elevação (MDEs) representam matematicamente uma determinada superfície terrestre a partir de uma matriz regular, possibilitando a extração de atributos de terreno e sua visualização tridimensional (Teixeira *et al.*, 1992). Esta característica o torna um componente fundamental no modelo de predição de zonas susceptíveis à ocorrência de escorregamentos rasos, uma vez que, constitui a base para a determinação da declividade ( $\theta$ ) e da área de contribuição ( $a$ ).

A declividade das encostas e canais, tal como a localização das áreas de contribuição, são parâmetros que podem afetar diretamente as condições ecológicas, incluindo o tipo de substrato, a quantidade de matéria orgânica e a morfologia do canal (Clark & Burnett, 2003). Os efeitos indiretos podem ser notados em características como o tipo de uso da terra e a tendência natural à deflagração de movimentos de massa.

O levantamento destes parâmetros em campo é dispendioso em diversos sentidos. Sendo assim, os MDEs contribuem de maneira substancial, principalmente nas análises voltadas a grandes áreas de estudo, como o nível municipal empregado neste trabalho (Lunetta *et al.*, 1997; Montgomery *et al.*, 1998).





Os MDEs podem ser obtidos de diversas maneiras, como por exemplo, a partir de aparelhos restituídores, ortofotos, imagens de satélite (ASTER, SPOT e ALOS), por sensores de RADAR (SRTM, ERS, ENVISAT e RADARSAT) e também por altimetria a laser através de sensores aerotransportados (Lidar), após as devidas calibrações e eliminações de distorções inerentes ao método.

Entretanto, deve-se atentar ao tipo de aplicação das informações obtidas, uma vez que, cada método possui um nível de acurácia limitado que depende diretamente da matriz dos dados utilizados. Para predição de áreas susceptíveis a escorregamentos isto pode ser verificado no trabalho de Dietrich et al. (2001) e Gomes et al. (2005), os quais demonstram diferentes níveis de resoluções adotadas para uma mesma área em que, quanto menor a resolução, maior a suavidade do terreno e menor a convergência topográfica, conseqüentemente menor a discretização das encostas.

Zhang & Montgomery (1994) destacam que os MDEs com matrizes de resolução menor do que 30 metros não conseguem discretizar o relevo de forma que seja possível sua utilização na previsão de movimentos de massa.

A estereocorrelação de fotos aéreas é um dos métodos mais recorrentes para obtenção de um MDE. Este procedimento é feito através de fotogrametria, que pode ser definida como a ciência responsável pela obtenção de informações a partir de imagens fotográficas (Andrade, 1998; Asprs, 1980; Fryer, 1996; Loch & Lapolli, 1994).

As fotografias aéreas podem ser consideradas como os produtos do sensoriamento Remoto mais conhecido para trabalhos de mapeamento, sendo geradas basicamente a partir de câmaras fotogramétricas acopladas em aeronaves (Schäfer, 2004). A obtenção de um MDE a partir deste tipo de dado ocorre por meio de medições de similaridade entre imagens sobrepostas, bastando para isto que sejam parte de blocos de fotografias devidamente aerotrianguladas e orientadas.

De acordo com Schenk, 1996 geração automática de MDEs, a partir de um estereomodelo orientado, compreende três etapas principais que são:

- Correspondência de imagens: consiste em encontrar pontos homólogos;
- Ajuste de superfície: consiste em interpolar e densificar uma superfície e;
- Controle de qualidade: verificar e editar o MDE.

### **3.4 RELAÇÃO ENTRE MOVIMENTOS DE MASSA E PRECIPITAÇÃO**

O clima cumpre um papel fundamental na dinâmica dos movimentos gravitacionais de massa agindo, tanto como agente predisponente, ou seja, como preparador do potencial de instabilização das encostas, quanto como causa imediata e deflagratória das instabilizações (Wolle, 1988). Um dos gatilhos primários para os escorregamentos



de terra em paisagens de solo susceptível é a ação das chuvas de alta intensidade e /ou longa duração. (Augusto Filho, 2001; Caine, 1980; Guzzettiet al., 2008).

Segundo IPT (1988), a pluviosidade não se constitui propriamente em um condicionante do escorregamento, mas sim, no principal agente deflagrador imediato do processo. De acordo com esta abordagem, as chuvas intensas podem interferir de três maneiras na estabilidade de encostas:

- **Diminuição da coesão e ângulo de atrito** – testes de resistência ao cisalhamento em laboratório mostram que a passagem de meio não saturado para saturado, em amostras ensaiadas, causam a diminuição da coesão e ângulo de atrito, principalmente a parcela coesão aparente.
- **Aumento do peso específico do solo** - mesmo antes de se atingir a saturação, com o umedecimento do solo há um aumento do peso específico deste, que reflete numa diminuição no fator de segurança.
- **Formação de nível hidrostático** – localmente pode ocorrer na encosta um meio mais permeável sob um meio menos permeável, criando condições para formação de um nível d'água, mesmo que de curta duração. Neste caso, poderão se estabelecer linhas de fluxos paralelos à encosta, com o mesmo sentido da tensão cisalhante, além da tensão normal ser diminuída pela atuação da pressão neutra. Ambos os fatores favorecem a ocorrência dos escorregamentos.

Estudos vêm sendo desenvolvidos com a finalidade de determinar a importância dos padrões climatológicos, em especial a pluviosidade, na detecção da susceptibilidade a escorregamentos. Alguns autores tentaram estabelecer uma relação matemática entre chuvas e escorregamentos. O primeiro trabalho nesse sentido realizado no Brasil foi o de Guidicini & Iwasa (1976), que estabeleceram a correlação entre as chuvas em meio tropical úmido e os escorregamentos. Os autores concluíram que índices pluviométricos acima de 250 mm – 300 mm diários são suficientes para desencadear movimentos de massa praticamente em qualquer situação, e que valores diários em torno de 20% da pluviosidade média anual são favoráveis à deflagração de grandes episódios de escorregamentos.

Wolle & Carvalho (1989) mostram que a ação combinada de chuva precedente e chuva intensa de curta duração, favorecem a ocorrência de escorregamentos, pois mais rápido ocorre à saturação em superfície, com maior velocidade de avanço da frente de saturação.

Em regiões de desnível altimétrico elevado, tais como a Serra do Mar, os regimes de circulação atmosférica proporcionam padrões distintos de precipitação de acordo com a topografia o que favorece níveis de saturação heterogêneos para o solo das regiões afetadas (Bergeron, 1968; Smith *et al.*, 2003; Roe, 2005; Kirshbaum & Durran, 2005).



Em estudos realizados nas encostas da Serra do Mar próximos a Cubatão, Wolle & Hachich (1989), relatam a necessidade de uma duração mínima de chuvas, acumuladas a partir de quatro dias, para que se produza o avanço da frente de saturação e os escorregamentos sejam deflagrados. Tatizana *et al.* (1987) estabelecem este limiar em 180 mm/dia.

Minder *et al.* 2009 buscaram caracterizar a influência das precipitações de pequena escala na deflagração de movimentos translacionais usando um modelo de estimativa pluviométrica por radar (MM5) em associação com o modelo SHALSTAB para uma área de clima temperado na região noroeste dos Estados Unidos. Este estudo teve como principal contribuição a possibilidade de associação entre a distribuição espacial dos dados de chuva e a variabilidade das propriedades do solo relacionando os índices pluviométricos numa escala temporal a taxas de coesão consideradas críticas para deflagração dos processos de movimentação de massa.

#### 3.4.1 TROPICAL RAINFALL MEASURING MISSION (TRMM)

O conhecimento da distribuição espacial e temporal da precipitação é de suma importância não apenas para susceptibilidade a movimentos de massa, mas para o planejamento de diversas atividades econômico-sociais, tais como agricultura, pecuária, geração de energia, entre outras. A baixa densidade de observações meteorológicas, em algumas regiões, compromete significativamente os estudos relacionados aos sistemas meteorológicos que influenciam diretamente o regime de precipitação (Rozante *et al.*, 2009). Muitos estudos vêm suprindo a carência de dados observados através da utilização de técnicas de estimativa de precipitação obtida a partir de satélites.

Neste sentido, foi lançada em 1997 a plataforma TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*), idealizada como um satélite experimental oriundo de parceria entre a NASA e a Agência de Exploração Aeroespacial do Japão (JAXA). O produto excedeu tão bem as expectativas, que seu *status* foi alterado para o de um satélite operacional, utilizado como apoio a diversos tipos de estudos e oferecendo algumas das mais valiosas imagens para acompanhamento, previsão e análise de precipitação.

A missão contava inicialmente com uma combinação entre um radar aerotransportado para medição quantitativa de precipitação e um imageamento realizado por microondas a partir de índices de reflectância - TMI (Nesbitt & Zipser, 2003). Durante mais de treze anos, o satélite TRMM orbita entre as latitudes de aproximadamente 30° +/-, de ambos os lados do equador, fazendo 16 órbitas por dia. Os instrumentos de bordo monitoram nuvens, precipitações, fluxo de calor, raios e outros aspectos do ciclo da água.

Os instrumentos a bordo do TRMM são atualmente:



- **Imageador de Micro-Ondas (TMI)** – projetado para fornecer informações quantitativas de precipitação sobre uma ampla área de cobertura a partir de estimativas de vapor d'água no ar, nas nuvens e de intensidade de precipitação;
- **Radar de Precipitação (PR)** – primeiro instrumento espacial concebido para fornecer mapas tridimensionais da estrutura de uma tempestade;
- **Radiômetro no Visível e no Infravermelho (VIRS)** – fornece indicação da chuva e se conecta às observações recolhidas por outros sensores semelhantes;
- **Sensor de Energia Radiante da Superfície Terrestre e das Nuvens (CERES)** – monitora a energia trocada entre o sol, a atmosfera, a superfície das nuvens e o espaço;
- **Sensor para Imageamento de Relâmpagos (LIS)** – consiste num instrumento altamente sofisticado capaz de detectar e localizar um relâmpago na região tropical do globo.

Para este estudo o produto utilizado foi o 3B43 que consiste em uma média mensal da precipitação global numa grade de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  (lat/lon) estando ativo desde 1998. De acordo com NASA (2005) este é o produto que fornece as estimativas mais precisas integrando dados de fontes a nível global do CAMS (*Climate Assessment and Monitoring System*) e GPCP (*Global Precipitation Climatology Center*) aos valores do TMI e VIRS.

A qualidade das estimativas de precipitação TRMM tem sido abordada por diversos trabalhos. As estimativas 3B43 foram avaliadas por Dinku *et al.* (2007), que encontraram coeficientes de correlação de 0,92, sendo estes resultados classificados como 'excepcionalmente bons' pelos autores, considerando a complexa topografia da região. Chiuet *al.* (2006) analisaram as estimativas do 3B43 no Novo México (EUA) e encontraram coeficientes de correlação superiores a 0,86.

Estudos realizados em território nacional destacam a tendência dos produtos TRMM em superestimar os valores de precipitação, principalmente nos meses de verão e primavera (Rozante *et al.*, 2009). Entretanto, de acordo com Viana (2009) as estimativas do produto 3B43 mostraram-se plenamente confiáveis, com valores de erro médio quadrático relativo inferiores a 36%. Os melhores resultados do 3B43 decorrem da calibração das estimativas através de pluviômetros. Além disso, os acumulados mensais tendem a diluir as variações encontradas nos dados diários. De modo geral, os estudos concluem que os dados TRMM apresentam um grande potencial para serem utilizados em avaliações de modelos numéricos e também como dados de entrada de modelos hidrológicos e de umidade do solo.



## 4 MATERIAIS E MÉTODOS

Os procedimentos necessários para a aplicação do modelo de previsão de áreas susceptíveis a escorregamentos rasos nas encostas (SHALSTAB) a partir do uso de dados pluviométricos espacializados para determinação dos níveis de coesão crítica serão: a) Obtenção dos mapas derivados, b) Mapeamento de Cicatrizes, c) Aquisição dos Dados Pluviométricos, d) Aplicação do Modelo SHALSTAB, e) Análise da Eficácia do Modelo. A Figura 13 simboliza a metodologia utilizada no trabalho.

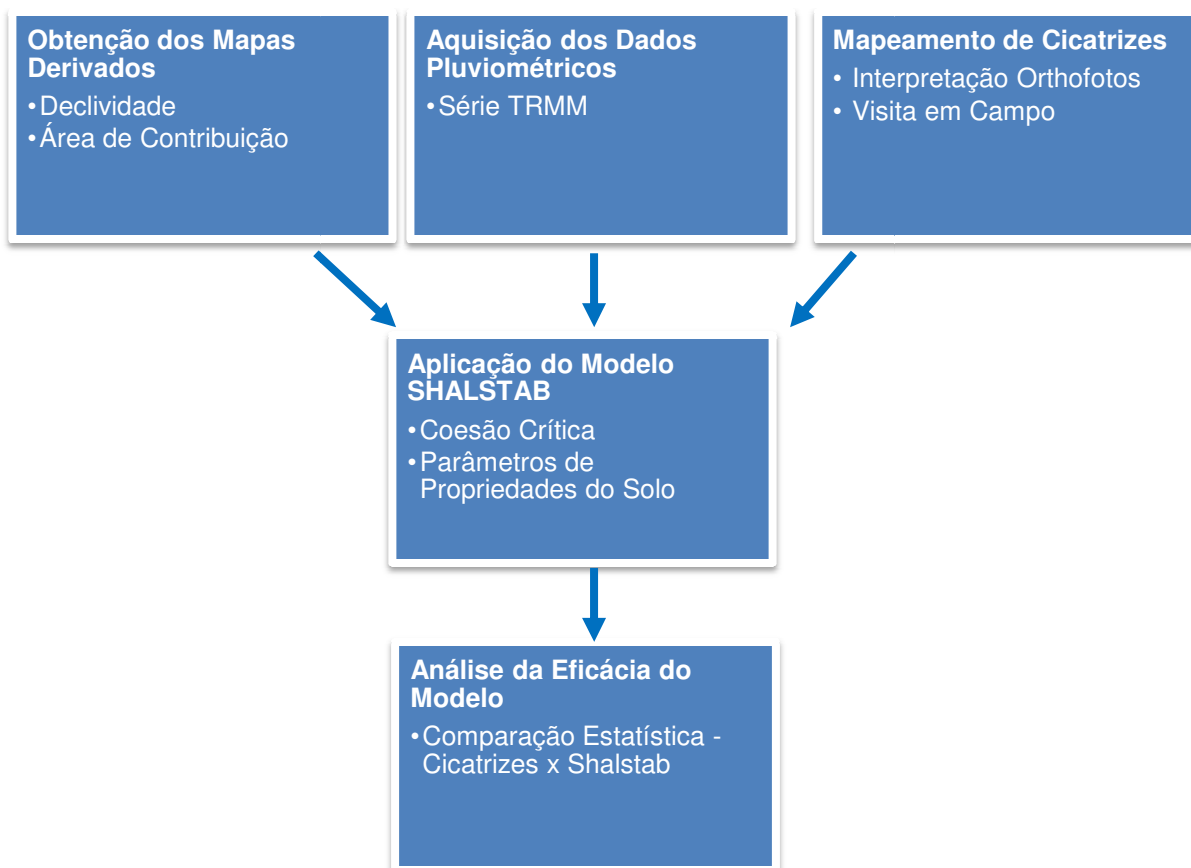


Figura 13 - Representação dos procedimentos utilizados



## 4.1 OBTENÇÃO DOS MAPAS DERIVADOS

### 4.1.1 MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO

Em metodologias de previsão e simulação de movimentos de massa, se torna essencial o desenvolvimento de MDEs confiáveis, que se aproximem da realidade, pois estas metodologias, em sua grande maioria, se baseiam nos parâmetros morfológicos do relevo.

Os dados topográficos são fonte de diversas variáveis quantitativas, frequentemente solicitadas nas análises ambientais aplicadas a bacias hidrográficas, principalmente em relação às feições geométricas da superfície analisada, onde os limites das bacias e sub-bacias, inclinação do terreno, comprimento de rampa, forma do declive, orientação de vertentes, características dos canais de drenagem e conexões entre áreas definirão como a água se move através da paisagem (Doornkamp & King, 1971; Meijerink, 1988; Moore et al., 1993). Para o modelo de predição de zonas susceptíveis à ocorrência de escorregamentos rasos utilizado deste estudo, o MDE constitui a base para a determinação da declividade ( $\theta$ ) e área de contribuição ( $a$ ).

Neste estudo o MDE utilizado (Figura 14) foi obtido através da estereocorrelação de fotografias aéreas realizada para confecção das Orthofotocartas do IBGE em escala 1:25.000. O procedimento foi realizado numa parceria entre a Coordenação de Cartografia (CCAR/IBGE) e a Secretaria de Meio Ambiente do Estado do Rio de Janeiro. A cobertura aérea foi realizada no ano de 2006 e refere-se às mesmas imagens utilizadas para a etapa de identificação das feições de cicatrizes.

Para realização deste procedimento a partir do aerolevanteamento, após a etapa de estereocorrelação (que pode ser realizada automaticamente) são realizadas etapas de campo onde um técnico fotogrametrista em estação fotogramétrica digital confirma os locais em que a altimetria gerada está coerente com o relevo e corrige fotogrametricamente os locais que não estão de acordo, substituindo os pontos discrepantes. Para o MDE em questão esta etapa foi finalizada no ano de 2009 gerando como resultado um MDE disponibilizado com 20 metros de resolução horizontal e numa amplitude altimétrica que vai de -2 a 1803 metros para área de estudo.

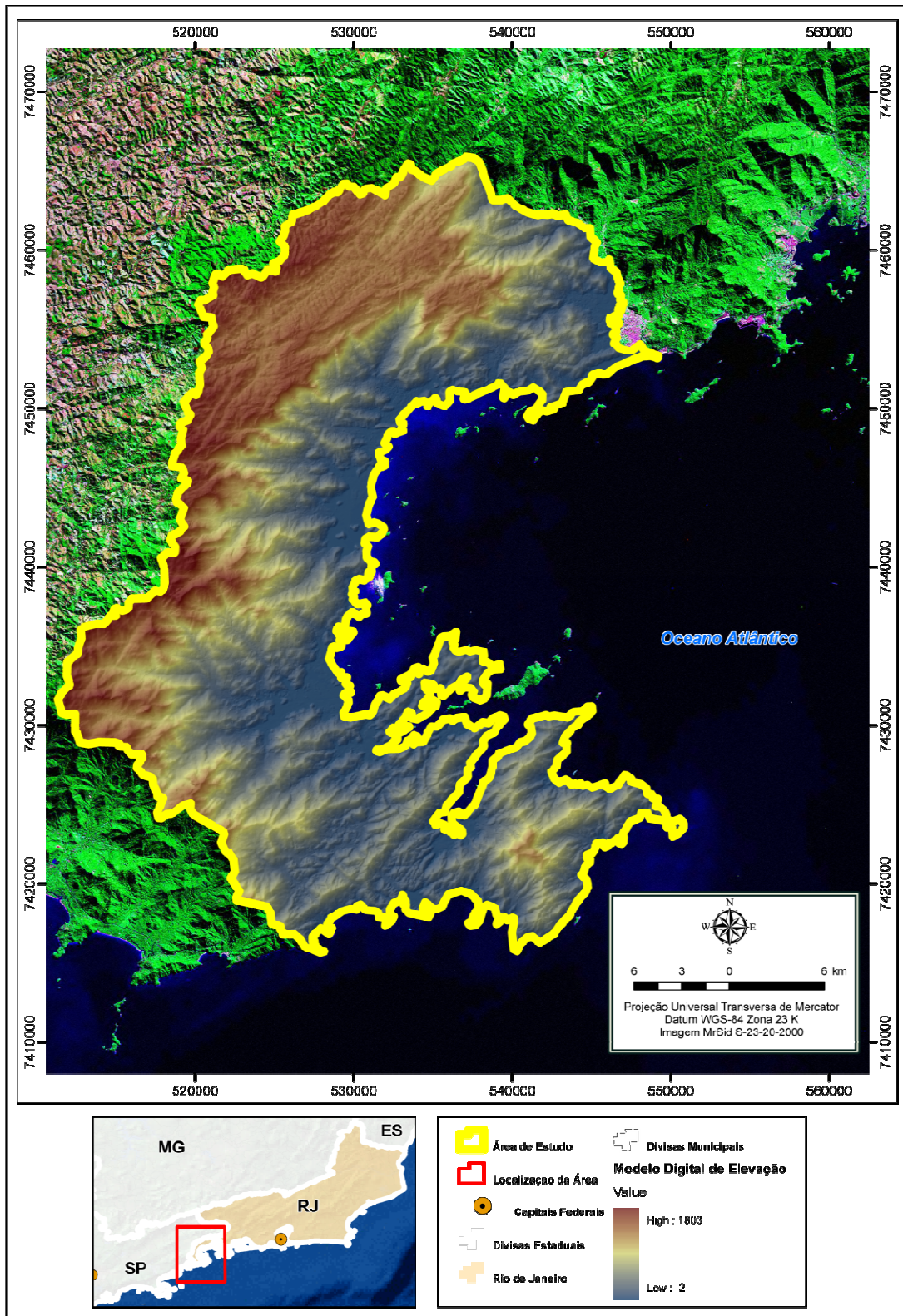


Figura 14 - Modelo Digital de Elevação obtido por estereocorrelação para área de estudo



#### 4.1.2 DECLIVIDADE

De acordo com Lopes (2006) os perfis retilíneos tendem a apresentar maiores declividades em geral, que as áreas convexas, sendo mais suscetíveis a escorregamentos do tipo translacional. Encostas côncavas apresentam, em média, maiores espessuras de solos e por serem zonas de convergência de fluxo de água, possuem grande volume de material a ser mobilizado (colúvio ou tálus), potencializando uma ruptura mais profunda (Dietrich *et al.*, 1986).

Em alguns estudos a declividade vem sendo utilizada como o principal, ou mesmo o único parâmetro de caráter topográfico incorporado aos estudos de previsão e definição de áreas instáveis gerando, com frequência, distorções na análise dos escorregamentos (Fernandes *et al.*, 2001). Como consequência dessa interpretação áreas de menor declividade, inicialmente definidas como de baixa susceptibilidade mostram, com frequência, a presença de escorregamentos no campo, principalmente na forma de corridas de massa (Guimarães, 2000). Para este trabalho a declividade foi estimada diretamente do MDE elaborado a partir de extração automática em ambiente SIG.

#### 4.1.3 ÁREA DE CONTRIBUIÇÃO

A área de contribuição calculada para cada célula do grid corresponde ao valor da área relativa à bacia a montante de cada pixel específico (a/b) (Moore *et al.*, 1991). Vários são os métodos para determinação da área de contribuição. Existem os que calculam a área de contribuição considerando que todo o fluxo a montante é transferido para um único pixel a jusante (O'Callaghan & Mark, 1984; Desmet & Govers, 1996; Milde *et al.*, 1999; entre outros), e os que distribuem proporcionalmente o fluxo para pixels a jusante (Quinn *et al.*, 1991; Freeman, 1991; Tarboton, 1997).

Tarboton (1997) realizou comparações entre diversos procedimentos que determinam a área de contribuição e constatou que o método denominado multi-direcional desenvolvido por Quinn *et al.* (1991) produz melhor resultado para o cálculo da área de contribuição nas porções côncavas do relevo. Este método realiza a distribuição de fluxo de forma proporcional entre as células localizadas à jusante, de acordo com a declividade local. Como estas porções do relevo são as mais suscetíveis a ocorrência de escorregamento este foi o método utilizado neste estudo.

## 4.2 MAPEAMENTO DE CICATRIZES

Devido à remoção da cobertura vegetal e conseqüente exposição do solo ou rocha e deposição de material transportado ao longo da vertente, os processos de movimentação de massa apresentam formas específicas, conhecidas na literatura





especializada como cicatrizes (McKean *et al.*, 1991; Gao & Lo, 1995). De modo geral estas feições apresentam-se com uma geometria definida, formada pela cabeceira (onde se inicia o escorregamento), pelo corpo (ao longo da faixa afetada pela remoção e transporte de material) e pela base (onde se deposita o material transportado), conforme Zaruba & Mencl (1982), Hansen (1984) e IPT (1989).

#### 4.2.1 INTERPRETAÇÃO DE ORTHOFOTOS

McKean *et al.* (1991) afirmam que os dados obtidos por sensoriamento remoto podem ser utilizados para avaliar as consequências diretas dos escorregamentos através da identificação e mensuração da área de abrangência do fenômeno.

Diversos trabalhos para a detecção de escorregamentos utilizam fotografias aéreas (Patton, 1988; Dikau, 1989; Gao & Lo, 1995), devido à resolução espacial mais fina, muito embora também hajam trabalhos realizados com a utilização de dados TM Landsat com resolução de 30 m, como McKean *et al.* (1991), Walsh e Butler (1997) e outros. As fotos aéreas permitem mapeamento dos detalhes, como formas e dimensões das áreas potenciais a ocorrência de movimentos de massa, assim como as cicatrizes deixadas pela movimentação do material.

Além da identificação das cicatrizes, essa tecnologia também pode contribuir, de forma significativa, no mapeamento dos condicionantes do processo, que são a cobertura vegetal, o uso da terra, a forma das vertentes, o tipo de relevo, etc. Neste trabalho foram utilizadas fotografias com resolução espacial de 1 metro e com cobertura disponível para toda área do município. As imagens utilizadas encontram-se devidamente georreferenciadas e ortho-retificadas e referem-se a um aerolevante realizado ano de 2006 para composição do acervo do IBGE (Rio de Janeiro). A escala de vetorização considerou a escala de disponibilização das Ortho-Fotocartas que é de 1:25.000.

#### 4.2.2 VISITA EM CAMPO

Para conhecimento geral da área, aquisição de dados e registros fotográficos e observação *in situ* dos processos analisados foi realizada uma visita no verão do ano de 2011 (Fevereiro). A estação foi escolhida por estar relacionada ao maior nível de incidência para os fenômenos analisados. A região visitada restringiu-se apenas a região serrana do município, especificamente nos arredores do Parque Nacional da Serra da Bocaina.

O trabalho em campo teve como foco as áreas previamente analisadas com maior potencial à deflagração de escorregamentos translacionais devido principalmente às características geomorfológicas. Os pontos visitados contribuíram para visualização e



confirmação de algumas feições identificadas como cicatrizes pela interpretação das fotos aéreas analisadas. A Tabela 3 - Pontos Visitados para Verificação de Campo apresenta as coordenadas de localização dos pontos visitados.

**Tabela 3 - Pontos Visitados para Verificação de Campo (coordenadas UTM WGS 84 23S)**

Ponto Visitado	Refrência	x	y
1	Trilha PNSB	521171	7439909
2	Pedra da Marcela	519051	7440954
3	Pedra da Marcela	519132	7440839
4	Pedra da Marcela	519121	7440905
5	Afloramentos Rochosos	516823	7434509
6	Estrada Real	516877	7434559
7	Estrada Real	516896	7434077
8	Estrada Real	517097	7434075

### 4.3 AQUISIÇÃO DOS DADOS PLUVIOMÉTRICOS

Os dados de pluviosidade utilizados foram extraídos do produto 3B43 oriundo da plataforma TRMM. As informações referentes a série de 8 anos relativa ao período de 2000 a 2007 foram adquiridas gratuitamente no endereço: <<http://trmm.gsfc.nasa.gov/>>.

O uso da média pluviométrica justifica-se para aplicação neste estudo na medida em que, o parâmetro que determinará o grau de instabilidade do terreno é a coesão. O comportamento das propriedades físico-químicas do solo modifica-se ao longo de processos que, em geral, são bastante longos. Logo, ao realizar a análise em séries de longa duração torna-se mais evidente o comportamento do solo em qualquer tipo de condição e não apenas nos eventos catastróficos. Além disso, o estudo de séries históricas mais longas evidencia a importância do comportamento orogênico do clima neste tipo de processo.

As grades tiveram a resolução horizontal de suas células redimensionadas linearmente considerando os fatores topográficos para adequar-se a análise realizada numa maior escala, apresentando pixels com 10 km. A unidade de medida utilizada nas médias foi a de milímetros por dia (mm/dia). É importante ressaltar que o produto 3B43 baseia-se, entre outras fontes, na média mensal dos dados do produto 3B42 com resolução temporal de 3 horas.

As mudanças de unidade de medida e resolução justificam-se, respectivamente, pelo comportamento da hidrologia nos processos de movimentação de massa (intensidade em relação ao tempo) e pela suavização do gradiente utilizado, dada a abrangência da malha TRMM, voltada prioritariamente para o estudo de grandes regiões em nível global.



#### 4.4 APLICAÇÃO DO MODELO SHALSTAB

A partir da razão  $h/z$  combinamos as equações (8) e (21), modelo de estabilidade de encosta e modelo hidrológico respectivamente, obtendo-se a Equação 24:

**Equação 24 - Combinação dos modelos hidrológico e de encosta a partir da razão  $h/z$**

$$\frac{Qa}{bT\text{sen}\theta} = \frac{\rho_s}{\rho_w} \left( 1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right)$$

A partir disto é possível reorganizar a equação em função da quantidade de chuva (Equação 25), estimando os valores de precipitação necessários para que, em estado de equilíbrio, ocorra a deflagração dos processos de movimentação de massa:

**Equação 25 - Combinação dos modelos hidrológico e de encosta em função da pluviosidade**

$$Q = \frac{T}{(a/b)} \text{sen}\theta \frac{\rho_s}{\rho_w} \left( 1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right)$$

Esta equação é a combinação do modelo hidrológico com o modelo de estabilidade de encosta que é resolvida pela rotina automatizada SHALSTAB para cada célula da grade. Este modelo utiliza três variáveis topográficas: a área de contribuição ( $a$ ), o comprimento de contorno unitário ( $b$ ) e o ângulo da encosta ( $\theta$ ); três variáveis de propriedades do solo: a densidade do solo ( $\rho_s$ ), o ângulo de atrito ( $\phi$ ), a transmissividade do solo ( $T$ ); além da precipitação efetiva ( $Q$ ).

Existem diversos trabalhos para aplicação deste modelo que consideram as variáveis dispostas de acordo com a Equação 25. Guimarães *et al.*, 2009 utilizam o SHALSTAB para detecção da sensibilidade a escorregamentos no Parque Nacional da Serra dos Órgãos a partir das médias mensais de pluviosidade avaliando diferentes eventos de chuva. De acordo com os resultados obtidos, esta abordagem permite identificar a sazonalidade deste tipo de fenômeno aumentando o índice de sucesso das previsões.

Entretanto, vários outros estudos utilizam o modelo de maneiras diferentes buscando estimar a susceptibilidade de acordo com as demais variáveis da ). Podemos ter como variável dependente no modelo SHALSTAB qualquer parâmetro que fornecerá o valor crítico em que o escorregamento irá ocorrer. Em princípio, qualquer parâmetro pode ser usado. Neste trabalho foi escolhida a coesão crítica do solo como a medida de instabilidade de taludes.

##### 4.4.1 COESÃO CRÍTICA

Neste estudo a variável considerada para investigação contempla os níveis de coesão necessários para que, em estado de equilíbrio, ocorra um grau de instabilidade no terreno suficiente para desencadear um escorregamento de encosta. Este parâmetro expressa a atuação das forças entre as partículas do solo, que dentre outras



características, fazem com que horizontes minerais subsuperficiais dos solos sejam resistentes quando secos e friáveis quando úmidos (IBGE, 2007).

A coesão é resultado da soma entre a coesão real (devido às ligações intergranulares e/ou cimentação química) e a coesão aparente ou capilaridade (devido à pressão de sucção gerada nos poros dos solos não saturados, na interface ar – água) (Lopes, 2006). A coesão mais sensível a variações com o grau de saturação do solo é a aparente, pois com aumento da saturação por precipitações intensas, há uma diminuição ou mesmo desaparecimento da pressão de sucção, diminuindo a componente coesão e acarretando um decréscimo no fator de segurança, podendo provocar instabilização da encosta, deflagrando escorregamentos (IPT, 1988).

Para utilização do modelo SHALSTAB considerando os valores de coesão do solo a Equação 26 pode ser rearranjada de acordo com o disposto na Equação 26:

**Equação 26 - Combinação dos modelos hidrológico e de encosta considerando a coesão do solo**

$$Q = \frac{T}{a/b} \operatorname{sen} \theta \frac{C'}{\rho_w g z \cos^2 \theta \tan \phi} + \frac{\rho_s}{\rho_w} \left( 1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right)$$

Resolvendo a equação para a coesão crítica dos solos como parâmetro de instabilidade teremos a Equação 27:

**Equação 27 - Combinação dos modelos hidrológico e de encosta em função da coesão crítica de instabilidade do solo**

$$C_{\text{crítico}} = \rho_w g z \cos^2 \theta \tan \phi \left[ \frac{aQ}{bT \operatorname{sen} \theta} - \frac{\rho_s}{\rho_w} \left( 1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right) \right]$$

O módulo SHALSTAB obtém os níveis críticos de coesão a partir dos *grids* da média pluviométrica, área de contribuição e declividade, bem como, dos valores do ângulo de atrito e da densidade do solo introduzidos a partir de um campo específico.

É importante ressaltar que, os valores de coesão são proporcionais às taxas de susceptibilidade. Sendo assim, quanto menor a taxa de coesão crítica maior a probabilidade de ocorrência de um escorregamento raso acontecer. A relação de estabilidade na paisagem é mostrada a partir de valores de tolerância expressos em KPascal que variam de acordo com os graus de intensidade até as áreas incondicionalmente estáveis. No total foram atribuídas 5 classes de suscetibilidade.

#### 4.4.2 PARÂMETROS DE PROPRIEDADES DO SOLO

Nos estudos de encostas naturais e taludes os parâmetros de propriedade dos solos são essenciais para qualquer análise quantitativa de sua estabilidade (Wolle, 1980; Guidicini & Nieble, 1984; Abramson *et al.*, 2002). Para aquisição deste tipo de dados uma etapa de campo se torna imprescindível, uma vez que, não é possível inferir de



maneira remota as características intrínsecas a cada tipo de solo, que variam em função de uma gama de fatores que impossibilita este tipo de estimativa.

Entretanto, os parâmetros de propriedade dos solos são difíceis de obter em campo sendo necessários levantamentos exaustivos e de custo elevado para que se possa determiná-los espacialmente. Sendo assim, uma opção viável é levantar este tipo de dado em pesquisas realizadas anteriormente, desde que advindas de fontes confiáveis e executadas a partir de metodologias conhecidas.

Podemos citar como exemplos os seguintes trabalhos: a) De Campos *et al.* (1992), obteve em laboratório valores de ângulo de atrito ( $\phi$ ) que variam entre 28 e 32 graus em solos úmidos e entre 35 e 44 graus em solo seco. b) Em um condomínio localizado em Nova Friburgo (RJ), De Campos *et al.* (1997) assumiram como representativo para condições de saturação os valores para solo maduro de 32,4 para o ângulo de atrito e 1,5 kPa para a coesão em solo saturado. c) Variações entre 25-40 graus foram encontrados por Costa Nunes (1969) para o ângulo de atrito no Maciço da Tijuca e d) De Ploey e Cruz (1979) em Caraguatatuba (SP) realizaram medidas de campo e verificaram variações referentes ao ângulo de atrito entre 21 a 35 graus (regolito sobre gnaisse), coesão entre 17 e 41 KPa e densidade do solo entre 1,5 e 2 g/cm<sup>3</sup> e sendo que este último parâmetro é bem aceito dentro desta faixa.

Além destes, Guimarães *et al.* (2003) elaboraram uma metodologia para determinação dos parâmetros do solo de forma indireta em duas bacias localizadas na vertente oeste do Maciço da Tijuca no município do Rio de Janeiro. De posse do mapeamento das cicatrizes, oriundas dos escorregamentos, elaborado imediatamente após as intensas chuvas ocorridas em Fevereiro de 1996, eles produziram 125 modelos a partir da combinação de diferentes valores dos parâmetros de coesão, espessura do solo, ângulo de atrito e densidade do solo. O intervalo para cada parâmetro específico foi definido levando-se em conta a sua variabilidade em testes realizados *in situ* e em laboratório. Os 125 mapeamentos das áreas susceptíveis a ocorrência de escorregamentos, oriundas de cada combinação foi comparada com o mapeamento das cicatrizes e foi produzido um ranking por ordem de desempenho de cada modelo. O melhor desempenho foi para o modelo que utilizou os seguintes valores de parâmetros de solo:  $c/z = 2$ ,  $\rho_s = 1,5 \text{ g/cm}^3$  e  $\phi = 45^\circ$ . A Tabela 4 apresenta os valores considerados para os parâmetros utilizados.



**Tabela 4 - Valor dos parâmetros utilizados**

Parâmetro	Valor / Unidade	Fonte
Transmissividade (T)	100 m <sup>2</sup> /dia	Valor cabalístico
Profundidade do Solo (z)	1 m	Guimaraes <i>et al.</i> , 2003
Ângulo de Atrito ( $\phi$ )	33°	De Campos <i>et al.</i> . (1992) Costa Nunes (1969) Ploey e Cruz (1979) Guimaraes <i>et al.</i> , 2003
Densidade ( $\rho_s$ )	2,0 (g/cm <sup>3</sup> )	Costa Nunes (1969) Ploey e Cruz (1979) Guimaraes <i>et al.</i> , 2003
Densidade da Água ( $\rho_w$ )	1	—
Aceleração da Gravidade (g)	9,8 m/s <sup>2</sup>	—
Comprimento de Contorno Unitário (b)	20 m	Grid calculado a partir do MDE
Área de Contribuição (a)	metros	Grid calculado a partir do MDE
Precipitação (Q)	milímetros/dia	TRMM
Declividade ( $\theta$ )	graus	Grid calculado a partir do MDE

#### 4.5 COMPARAÇÃO RESULTADO SHALSTAB X CICATRIZES

A comparação estatística foi realizada com base em dados estatísticos relativos ao percentual de área classes de susceptibilidade em relação às áreas mapeadas como cicatrizes. Para tanto foi realizados um procedimento em ambiente ArcGis, onde as áreas classificadas foram extraídas da área total a partir de uma máscara binária com valor 1 para os polígonos mapeados e 0 para as demais áreas.



## **5 RESULTADOS E DISCUSSÕES**

Os capítulos seguintes apresentam os resultados para cada um dos passos executados na metodologia proposta, discutindo as principais características identificadas após a realização dos procedimentos necessários para a verificação do comportamento da coesão crítica relacionada à instabilidade de encosta utilizando dados de chuva do sensor TRMM na área de estudo.

### **5.1 MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO E MAPAS DERIVADOS**

A metodologia aplicada permitiu a obtenção dos parâmetros de declividade e área de contribuição a partir do MDE elaborado por estereocorrelação para área de estudo. A declividade (Figura 15) expressa graficamente a característica de grande movimentação do relevo indo de 0º a 73º graus e crescendo de maneira significativa no sentido E-W (litoral – serra). Como já era esperado os maiores valores encontram-se na região geomorfológica de escarpas e os menores nos limites próximos ao litoral. Como citado anteriormente a declividade é um dos parâmetros mais importantes para deflagração dos escorregamentos. Para o município de Paraty, a incidência deste tipo de fenômeno pode ser atribuída em grande parte a sua condição de relevo.

A área de contribuição (Figura 16) também apresenta o comportamento esperado delineando principalmente as áreas das bacias de drenagem para os limites analisados. As maiores taxas de contribuição ficam a leste do município devido à presença do grande divisor de águas representado pela Serra da Bocaina.

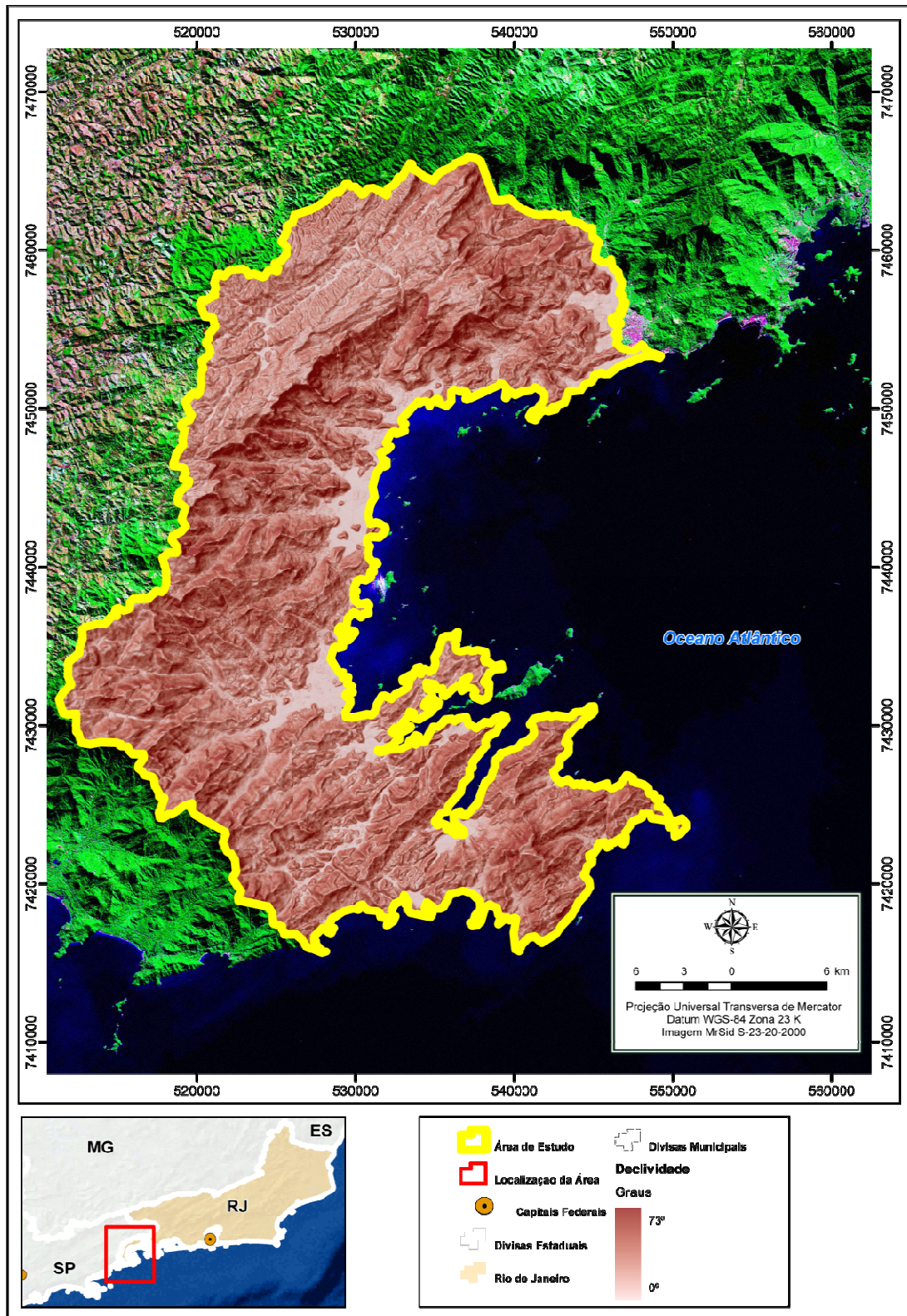


Figura 15 - Declividade da área de estudo extraída automaticamente a partir do Modelo Digital de Elevação



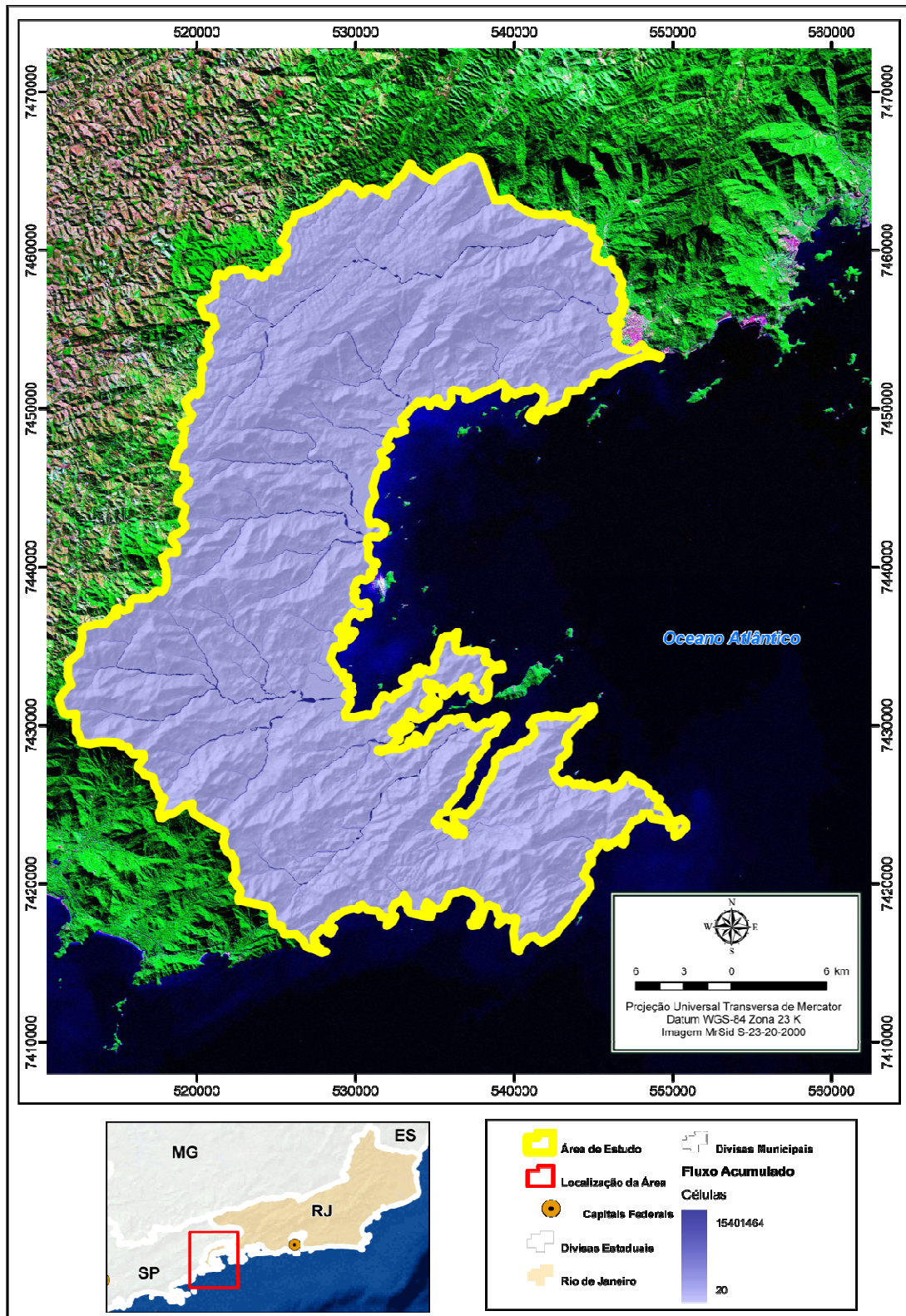


Figura 16 - Área de contribuição obtida a partir do MDE para área do município de Paraty



## 5.2 MAPEAMENTO DAS CICATRIZES

As Othofotos cedidas pelo IBGE possibilitaram a interpretação direta das cicatrizes no terreno, vetorizadas de maneira manual. Ao todo foram identificadas 227 feições (Figura 17) que se concentram nas áreas de escarpa seguindo a tendência da declividade. Em termos de área, as cicatrizes mapeadas correspondem a 177,42 ha ocupando 0,19 % da área total do município.

A etapa de campo foi realizada de modo a contemplar a visualização da área de maior movimentação de relevo e índices de pluviometria de acordo com as características previamente levantadas.. As áreas visitadas correspondem prioritariamente à visão geral da feição conhecida como Pedra da Marcela e em trechos do caminho conhecido como Estrada Real, que liga os Municípios de Cunha e Paraty.

Além de permitir a verificação amostral das áreas interpretadas como cicatrizes, a visita de campo contribuiu para o entendimento da dinâmica climática orográfica da região serrana, em especial na Pedra da Marcela. A Figura 18 representa o contexto geral no local dos pontos visitados.

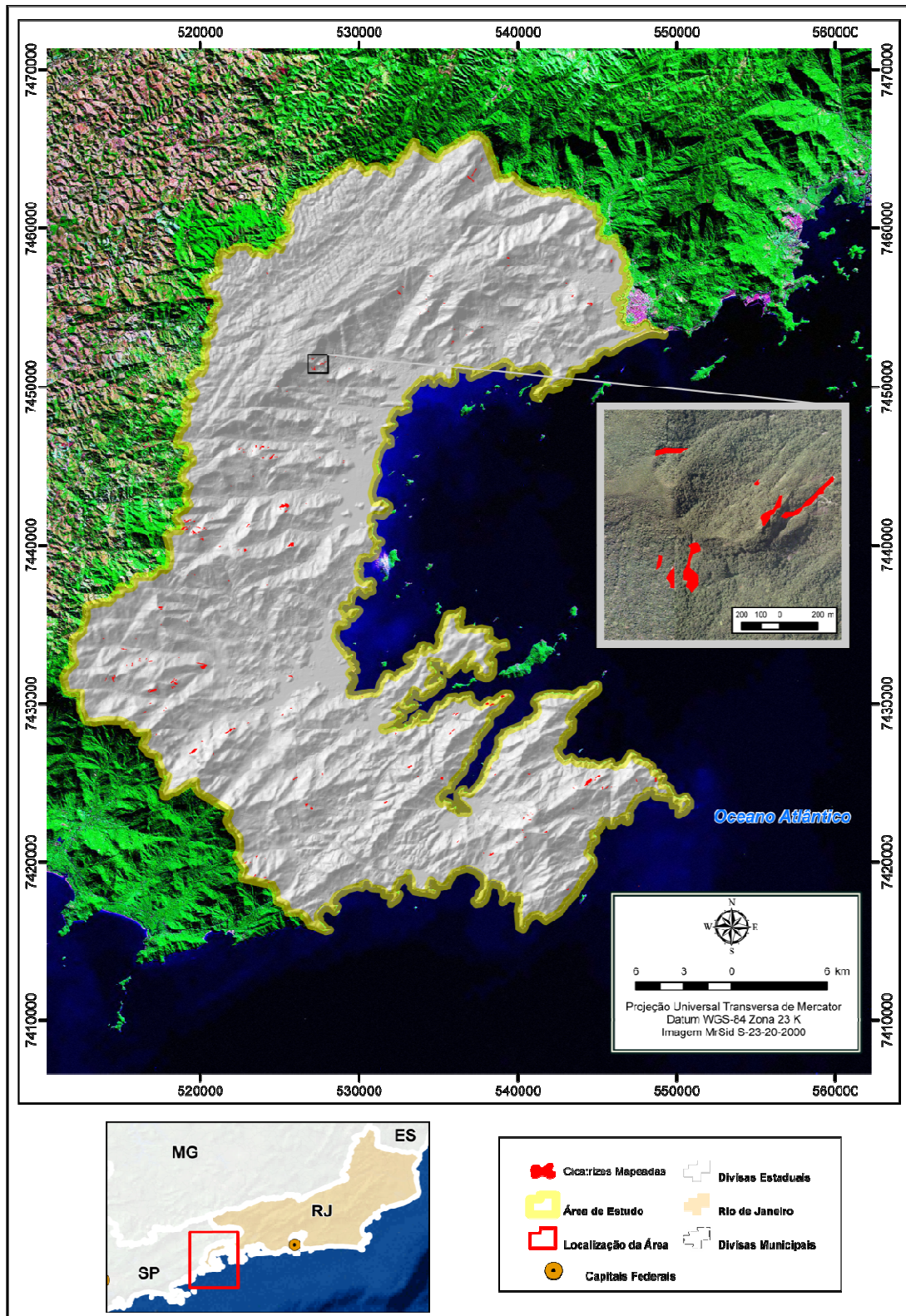


Figura 17 - Cicatrizes mapeadas para área de estudo a partir de vetorização direta sobre orthofotocartas



**Figura 18 - Contexto verificado nos principais pontos visitados em fevereiro de 2011**

### **5.3 SÉRIE TRMM**

Os dados oriundos da plataforma TRMM expressam a média diária de chuva para uma série de 8 anos (2000 – 2007) nos limites do município (Figura 19). Os resultados obtidos reforçam a relação entre os valores de altimetria e o aumento das médias pluviométricas, tendência geral para região estudada. Nota-se que as taxas médias de pluviosidade são ascendentes no sentido E-W.

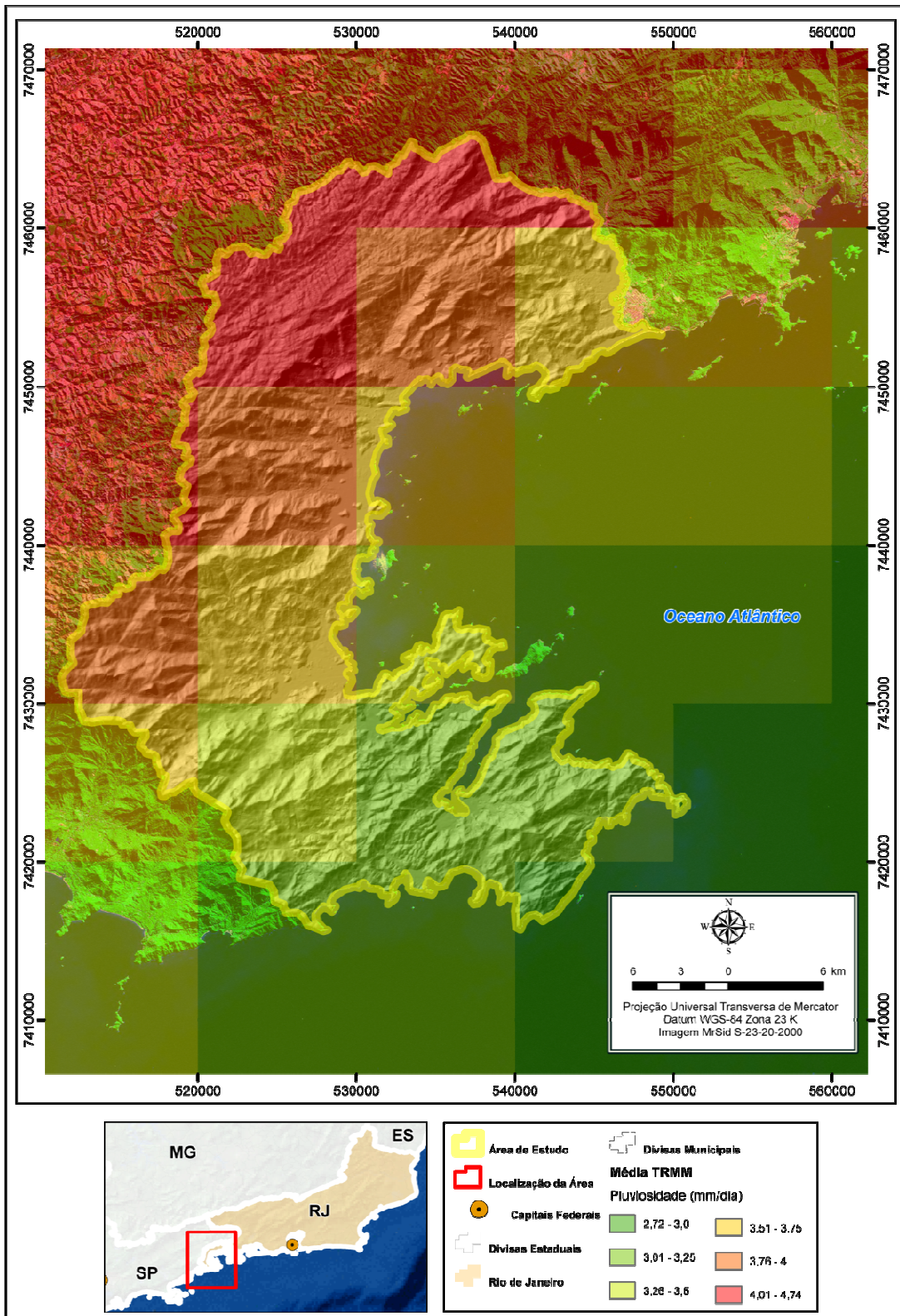


Figura 19 - Média diária dos anos de 2000 a 2008 a partir da plataforma TRMM



As classes identificadas expressam intervalos de precipitação que variam em milímetros diários indo de 2,72 mm/ dia a 4,74 mm/dia. Todo contexto visualizado em campo corrobora com a tendência estabelecida pelas médias TRMM e estas mantêm uma relação direta com a incidência de cicatrizes, uma vez que, 60% das feições mapeadas encontram-se nos índices superiores a média de 3,5 mm/dia (conforme Gráfico 2).



Gráfico 2 - Representação da distribuição das cicatrizes mapeadas de acordo com as médias de pluviometria

#### 5.4 APLICAÇÃO DO MODELO SHALSTAB PARA COESÃO CRÍTICA

De acordo com a metodologia aplicada o Modelo SHALSTAB gerou o Mapa de Susceptibilidade a Escorregamentos Rasos de Acordo com a Coesão Crítica para o Município de Paraty. As áreas mapeadas foram divididas em cinco classes e ocupam a área conforme o disposto na Tabela 5.

Tabela 5 - Níveis de coesão crítica detectados para área de estudo

Classes de Coesão	Área (ha)
0 - 1 kPascal	69,67
1 - 2 kPascal	2.160,42
2 - 5 kPascal	2.159,55
5 - 10 kPascal	3.504,01
Incondicionalmente Estável	83.615,34



A classe identificada como mais sensível (0 a 1 kPascal) ocupa menos de 0,1% da área total do município e sua distribuição espacial está relacionada diretamente às regiões de escharpa da Serra da Bocaina, concentrando-se na região central e norte do município nos limites onde situam-se as declividades mais acentuadas. Com relação à pluviometria sua distribuição ocorre conforme o Gráfico 3, onde é possível constatar que a dimensão da área mapeada é diretamente proporcional ao aumento dos índices pluviométricos.

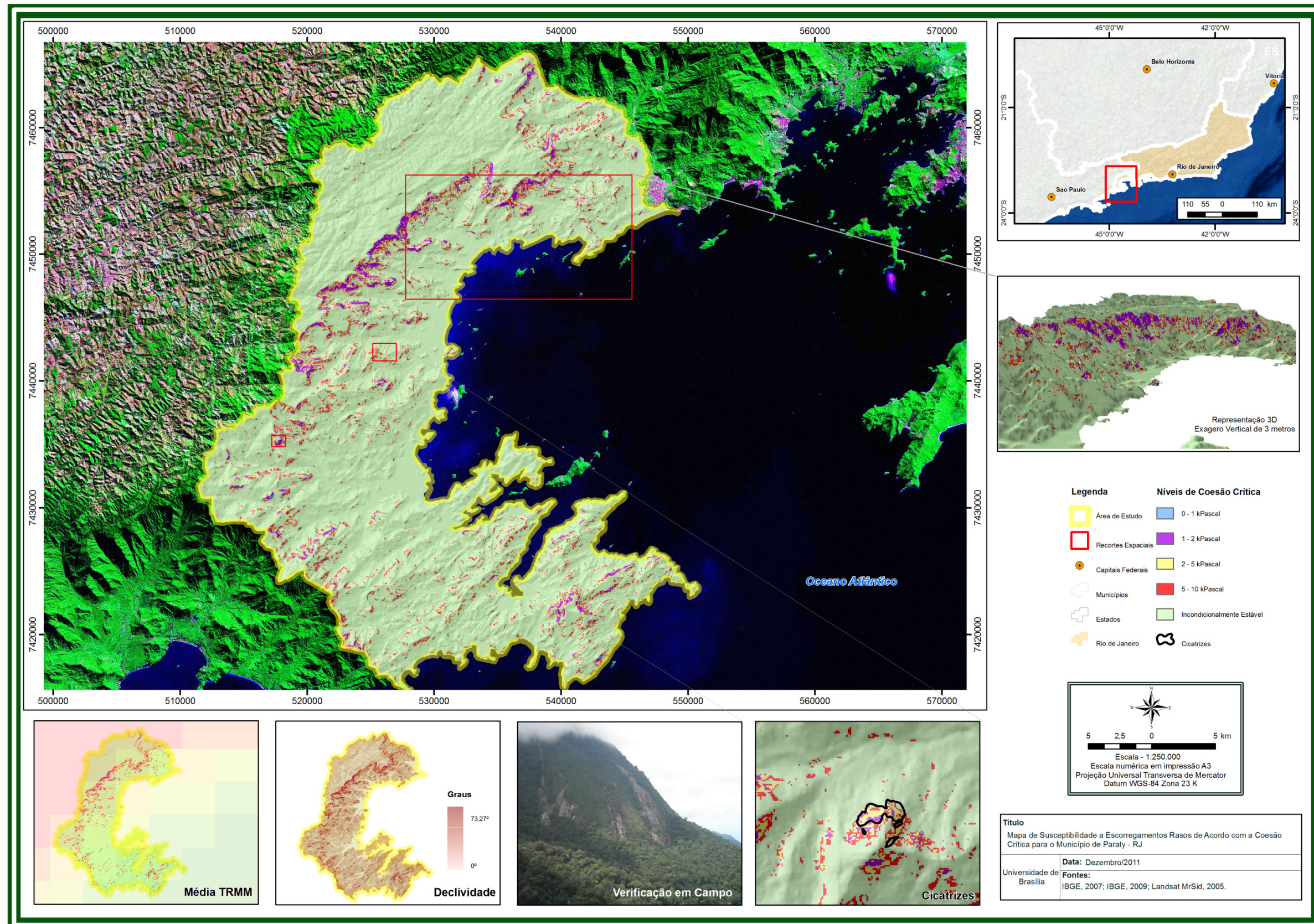
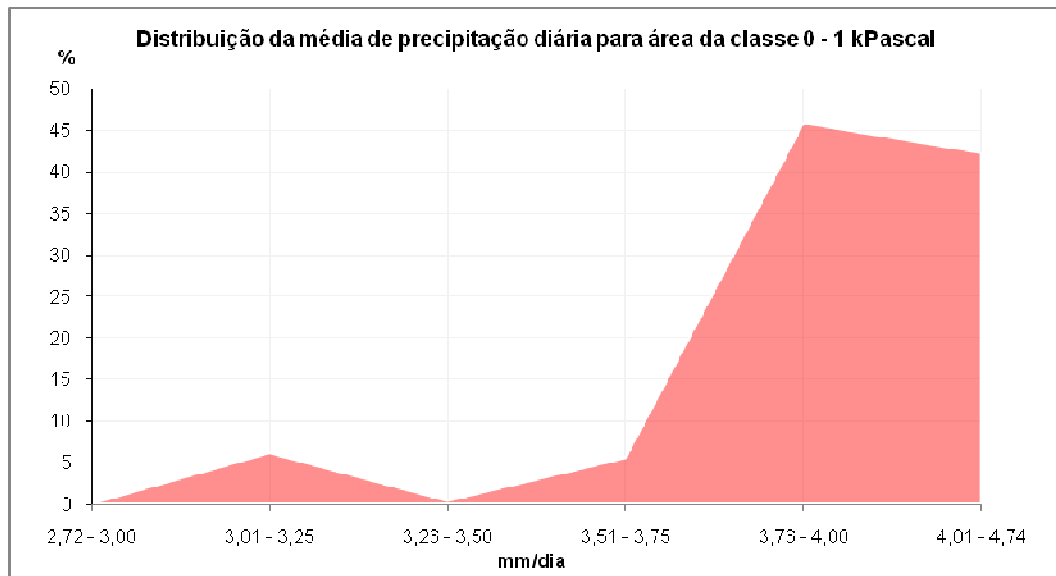


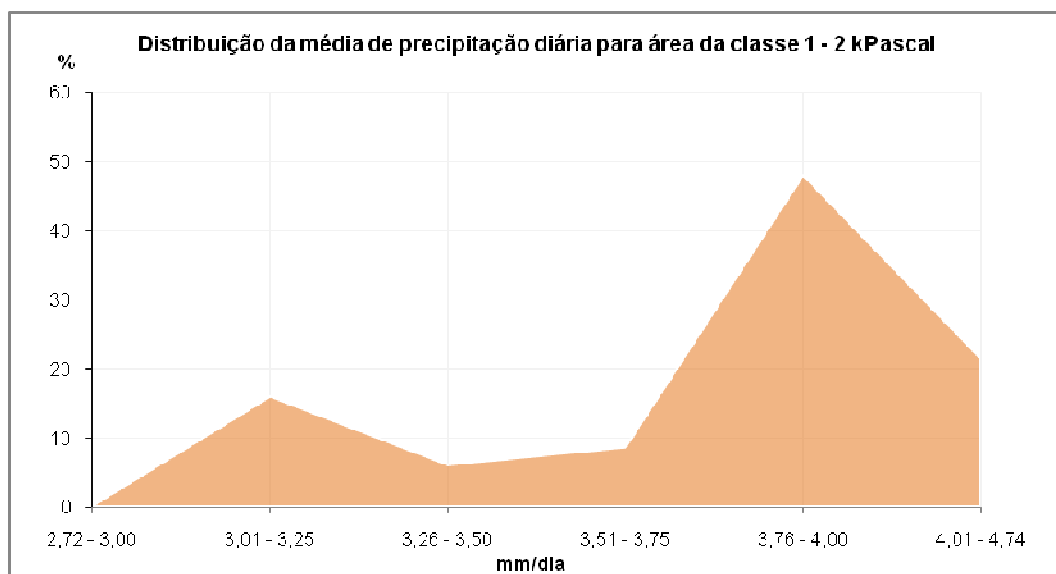
Figura 20 - Mapa de susceptibilidade a escorregamentos rasos de acordo com a coesão crítica para área de estudo





**Gráfico 3 - Relação entre as médias de precipitação e a distribuição da classe 1 (0-1kPascal)**

A segunda classe em termos de sensibilidade vai de 1 a 2 kPascal e segue a tendência da classe anterior ocupando prioritariamente as áreas de maior declividade nas escarpas da serra. Entretanto, sua distribuição espacial é menos restrita e sua ocorrência se dá de maneira significativa também na porção sul da área de estudo coincidindo com as escarpas mais próximas ao litoral. A área total ocupada pela classe corresponde a 2,36 % do total do município e sua relação com a pluviometria está representada no Gráfico 4. A análise do gráfico aponta uma distribuição um pouco mais uniforme que a da classe anterior, embora ainda se concentre basicamente nas taxas superiores a 3,5 mm/dia.



**Gráfico 4 - Relação entre as médias de precipitação e a distribuição da classe 2 (1-2 kPascal)**

A distribuição da terceira classe (2 a 5 kPascal) apresenta um padrão mais uniforme que o das classes anteriores ocorrendo de maneira uniforme ao longo de todas as escarpas da área de estudo. Ocupando uma área ligeiramente inferior a da classe anterior, 2,35% do território total do município, esta classe se distribui também de forma mais uniforme em



relação a pluviometria conforme Gráfico 5. As estimativas apontam que a área desta classe possui uma representatividade de aproximadamente 30% nas taxas de precipitação inferiores a 3,5 mm/dia.

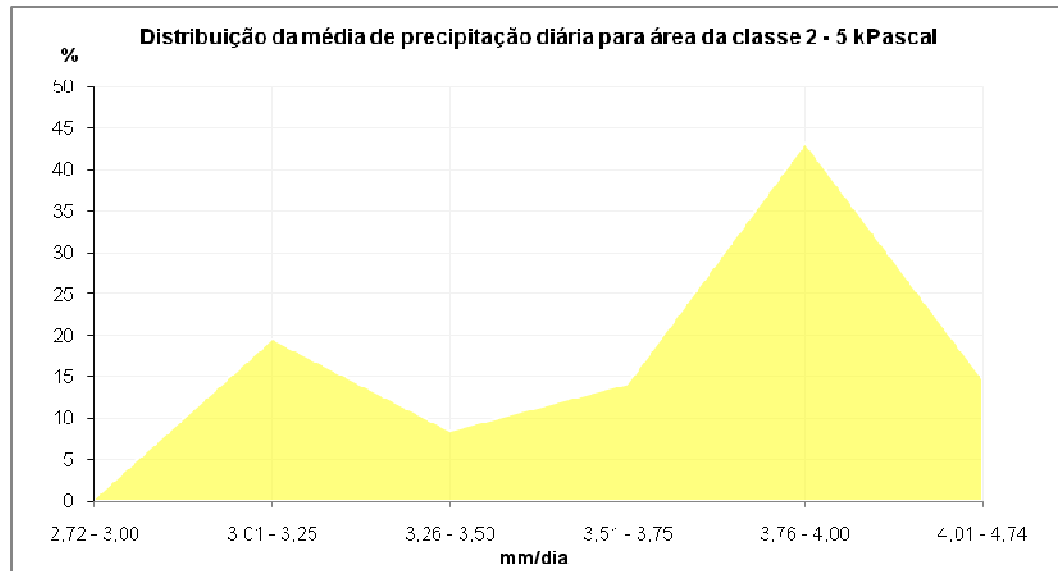


Gráfico 5 - Relação entre as médias de precipitação e a distribuição da classe 3 (2-5 kPascal)

Na classe de número 4 encontramos o maior índice de coesão entre as áreas mapeadas como susceptíveis, variando de 5 a 10 kPascal. Sua representatividade em relação à área total do município é superior a 3,5% e sua distribuição ocorre uniformemente ao longo das escarpas da área de estudo. Corroborando com a tendência das classes anteriores, a área da classe se distribui de maneira mais significativa nas pluviométrias superiores a 3,5 mm/dia, conforme Gráfico 6. Entretanto a distribuição nas zonas de precipitação inferiores a esta taxa aumenta para 33%.

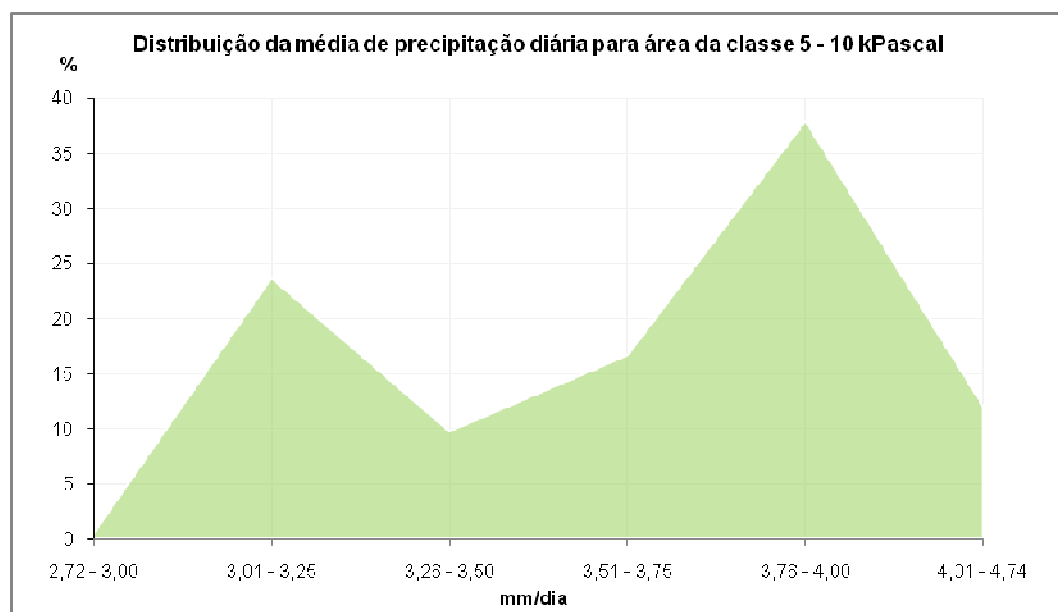


Gráfico 6 - Relação entre as médias de precipitação e a distribuição da classe 4 (5-10 kPascal)



A última classe refere-se às zonas Incondicionalmente Estáveis e ocupam um total de 91,3% da área total do município. A distribuição da pluviometria é obviamente mais uniforme para esta classe conforme pode ser constatado no Gráfico 7.

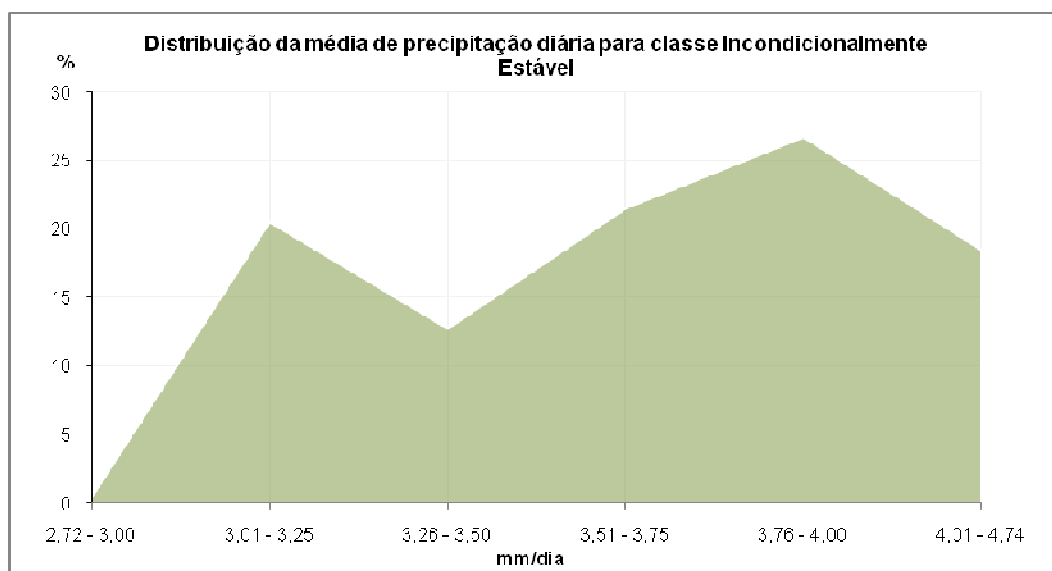


Gráfico 7 - Relação entre as médias de precipitação e a distribuição da classe 5 (Incondicionalmente Estável)

O gráfico 8 representa a junção das classes mapeadas demonstrando as tendências identificadas e ressaltando o caráter determinante do parâmetro pluviométrico em relação aos graus de suscetibilidade.

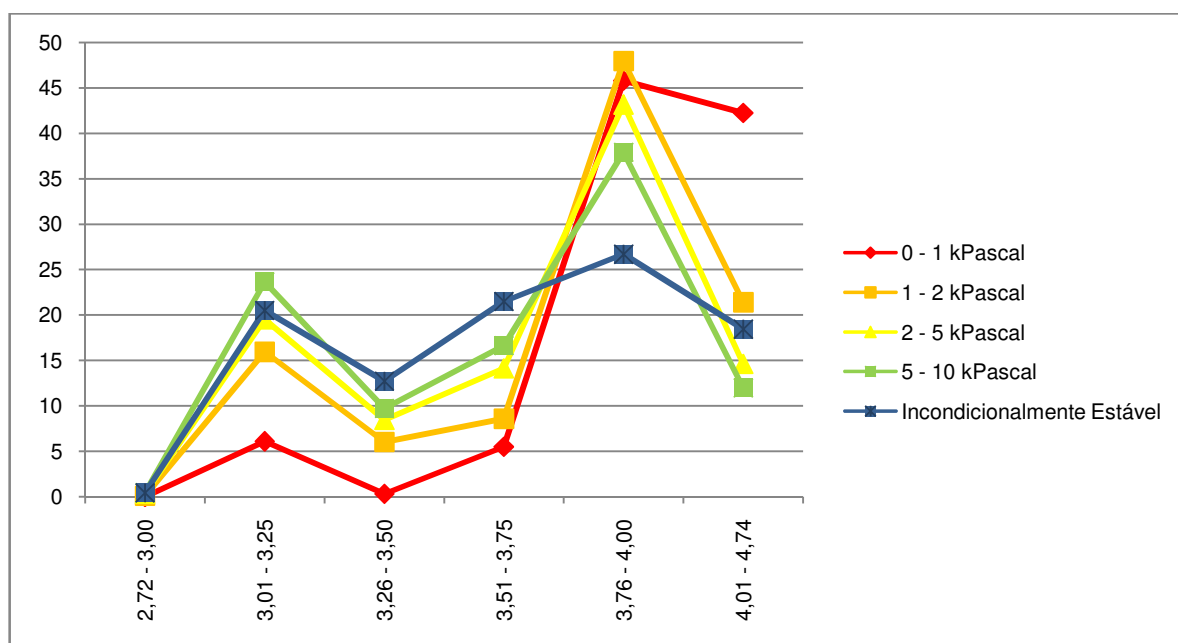


Gráfico 8 - Relação classes de coesão x pluviometria



## 5.5 AVALIAÇÃO DO DESEMPENHO DO MODELO EM RELAÇÃO ÀS CICATRIZES MAPEADAS

Ao todo foram mapeadas 227 feições consideradas como cicatrizes, sendo que, destas apenas 19 estavam totalmente fora das áreas consideradas instáveis pelo modelo, o que representa 80% de precisão para o método empregado.

O Gráfico 9 apresenta o percentual de área das classes da modelagem em relação às áreas mapeadas como cicatrizes. A análise do gráfico aponta que as cicatrizes relacionam-se diretamente com as áreas mapeadas com instáveis.

Considerando os materiais e métodos utilizados este resultado aponta um bom índice de acerto para o modelo de previsão. O caráter pluviométrico relacionado à morfologia do relevo corrobora com esta afirmativa, uma vez que, os resultados apontam um alto grau de relação entre estes fatores, principalmente no que diz respeito à distribuição espacial.

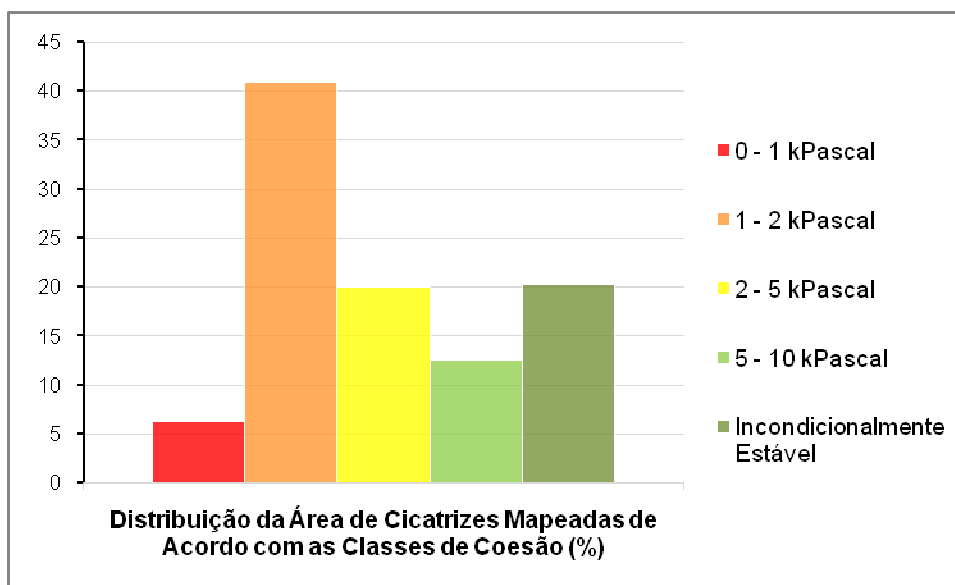


Gráfico 9 - Representação gráfica da relação entre as cicatrizes vetorizadas e as áreas consideradas instáveis



## 6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A modelagem SHALSTAB aponta uma relação forte entre as áreas mapeadas com algum grau de instabilidade e as áreas de maior declividade. Esta tendência era esperada para o tipo de processo mapeado, considerando o fato de que, a declividade é apontada como um dos principais gatilhos para o desencadeamento dos escorregamentos translacionais.

Em relação às taxas de pluviometria a aplicação do modelo permite visualizar a tendência de sensibilidade do parâmetro coesão em relação as média ede chuva. As classes de maior sensibilidade coincidem não apenas com as maiores declividades, mas orientam-se também pela distribuição das médias pluviométricas diárias evidenciando a contribuição do uso da malha TRMM para este estudo.

É possível afirmar que a abordagem com enfoque no parâmetro de coesão do solo proporciona resultados relevantes na medida em que permite a análise do comportamento numa longa série pluviométrica e não apenas em eventos isolados. Esta ótica permite avaliar o comportamento geral de uma região e pode vir a ser útil em planejamentos de longo prazo.

Para o município de Paraty esta abordagem torna-se ainda mais efetiva considerando o aspecto orográfico do clima. Este fato atribui uma amplitude pluviométrica bastante elevada em relação à área, se comparada a outras regiões. A espacialização das médias pluviométricas diárias permite que esta característica seja integrada a análise dos processos de deflagração dos escorregamentos contribuindo significativamente na acurácia do modelo.

A precisão do modelo em relação às cicatrizes pode ser considerada bastante satisfatória considerando o fato de que os dados utilizados foram coletados prioritariamente de maneira remota, utilizando fontes já existentes e informações de acesso gratuito sem maiores tratamentos sofisticados. A tendência é que estes níveis possam aumentar substancialmente a partir do uso de MDEs de resolução mais apurada e de etapas de campo para validação de todos os pontos mapeados como cicatrizes.

Portanto, pode-se afirmar que este tipo de estudo possui um enorme potencial para contribuição no planejamento e prevenção de catástrofes em nível municipal e regional. As rotinas automatizadas de fácil manuseio e o uso de dados provenientes de plataformas gratuitas proporcionam uma elevada praticidade para aplicação deste método em qualquer região do país. A metodologia empregada possibilita a realização deste tipo de mapeamento em curto prazo e custos reduzidos abrindo a possibilidade de reprodução em larga escala, inclusive nas áreas mais carentes de estudos especializados.



## 7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABRAMSON, L.W. (2002) **Slope Stability and Stabilization Methods**. 2.ed. New York: John Wiley & Sons, Inc. 712 p.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). **Hidroweb – sistema de informações hidrológicas**. Disponível em: <<http://hidroweb.ana.gov.br/>>. Acesso em: 2011.
- ALMEIDA, M. C. A. **Concepções de natureza e conflitos pelo uso do solo em Parati-RJ. 1997**. Dissertação (Mestrado em Desenvolvimento, Agricultura e Sociedade) - Departamento de Desenvolvimento Agricultura e Sociedade, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- AMARAL, C. P. D. (1997) **Landslides disasters management in Rio de Janeiro**. IN: 2nd Pan-American Symposium on Landslides (II PSL)/2a Conferência Brasileira Sobre Estabilidade de Encostas (2a COBRAE), Rio de Janeiro, 1, pp.209-212.
- AMARAL, C.P.D. (1996). **Escorregamentos no Rio de Janeiro: Inventário, Condicionantes e Redução do Risco**. Departamento de Engenharia Civil, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 262 pp
- ASPRS - AMERICAN SOCIETY OF PHOTOGRAMMETRY AND REMOTE SENSING. (1980) **Manual of Photogrammetry**. Fourth Edition. Virginia: Falls Church. pp. 01-173.
- AUGUSTO FILHO, O. (2001). **Carta de risco de escorregamento quantificada em ambiente de SIG como subsídio para implantação de seguros em áreas urbanas: um ensaio em Caraguatuba (SP)**. 196f. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- BAUM, R. L.; SAVAGE, W. Z.; GODT, J. W., (2002). **TRIGRS – A fortran program for transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability analysis**. U.S. Geological Survey Open-File Report 02-0424, 27.
- BEGUERIA S. (2006) **Changes in land cover and shallow landslide activity: A case study in the Spanish Pyrenees**. *Geomorphology* 74 196– 206
- BERGERON, T. (1968), **On the low-level distribution of atmospheric water caused by orography**. In Proceedings of the International Conference on Cloud Physics, pp. 96 – 100, Int. Assoc. of Meteorol. and Atmos. Phys., Toronto, Ont., Canada.
- BEVEN, K. J. & KIRKBY, M. J.(1979). **A Physically Based, Variable Contributing Area Model of Basin Hydrology**. *Bulletin of Hydrological Sciences*, 24, 43-69.
- BLIJENBERG, H., (1998) **Rolling Stones? Triggering and Frequency of Hillslope Debris Flows in the Bachelard Valley, Southern French Alps**. Utrecht University, Utrecht.
- BORGA M., DALLA FONTANA G., DA ROS D., MARCHI L. (1998). **Shallow landslide hazard assessment using a physically based model and digital elevation data**. *Environ Geol* 35(2–3):81–88.
- BRASIL (1983). **Projeto RADAMBRASIL**, Folhas SF.23/24 Rio de Janeiro/Vitória; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, vegetação e uso potencial da terra, Rio de Janeiro: Ministério das Minas e Energia, vol.32, 780p
- BRUNSDEN, D.(1979) **Mass movements, in: Process in Geomorphology**, edited by Embleton, C. and Thornes, J., E. Arnold, London, 131– 186.



- BURROUGH, P. A. (1988) **Digital Elevation Models: Principles of Geographical Information Systems for Land Resources Assessment**. Monographs on Soil and Resources Survey. Oxford.1988. 194 p.
- BURROUGH, P. A., MCDONNELL, R. A. (1998) **Principles of Geographical Information Systems**. New York: Oxford, 1998, 333 p.
- CAINE, N. (1980) **The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows**, Geogr. Ann., Ser. A, 62(1), 23–27.
- CANNON, S.H., (2000). **Debris flow response of southern California watersheds burned by wildfire**. In: Wieczorec, G.F., Naeser,
- CARSON, M. A. AND KIRKBY, M. J., (1972). **Hillslope Form and Process**. Cambridge University Press, Cambridge.
- CERRI, L.E.S. (2001) **Subsídios para a seleção de alternativas de medidas de prevenção de acidentes geológicos**. 78f. Tese (Livre-Docência) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- CHANG, K. T., CHIANG, S. H. AND LEI, F., (2008). **Analysing the relationship between typhoon-triggered landslides and critical rainfall conditions**, Earth Surf. Processes Landforms, 33(8), 1261– 1271.
- CLARKE, S. & BURNETT, K. (2003) **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**. Vol. 69, No. 12, December 2003, pp. 1367–1375.
- COSTA NUNES, A. J., (1969) **Landslides in Soils of Decomposed Rock due to Intense Rainstorms**. VII Intern. Confer. on Soil Mech. and Found. Eng., Mexico, 547-554.
- CROZIER, M. J. (1986) **Landslides; Causes, Consequences, and Environment**. London: Croom Helm. 252 p.
- DE CAMPOS, T. M. P., ANDRADE, M. H. N. AND VARGAS JR., E. A., (1992). **Unsaturated Colluvium Over Rock Slide in a Forest Site in Rio de Janeiro**. 6th International Symposium on Landslides Christchurch,1357-1364.
- DE PLOEY, J., AND CRUZ, O.(1979). **Landslides in the Serra do Mar, Brazil**. Catena, 6, 111-122.
- DESMET, P.J.J. & GOVERS, G.A., 1996. **GIS procedure for automatically calculating the USLE LS factor on topographically complex landscape units**. Journal of Soil and Water Conservation, 51(5):427-433.
- DIETRICH, W. E.; REISS, R., HSU, M. L. & MONTGOMERY, D. R. (1995). **A Process- Based Model for Colluvium Soil Depth and Shallow Landsliding Using Digital Elevation Data**. Hydrological Process., v. 9, p. 383-400.
- DIETRICH, W. E.; WILSON, C. J.; RENEAU, S. L. (1986) **Hollows, colluvium, and landslides in soil-mantled landscapes**. In: ABRAHMS, A.D. (Ed.) Hillslope Processes. Boston: Allen & Unwin. p. 362-388.
- DIETRICH, W.; BELLUGI, D. & ASUA, R. R. (2001) **Validation of the Shallow Landslide Model, SHALSTAB, for Forest Management**. Water Science and Application, 2, pp. 195-227.
- DINKU, T (2007) **Validation of satellite rainfall products over East Africa's complex**
- FERNANDES, N. F., GUIMARÃES, R. F., GOMES, R. A. T., VIEIRA, B. C., MONTGOMERY, D. R. & GREENBERG, H. M. (2001). **Condicionantes Geomorfológicos dos Deslizamentos na Encostas:**



**Avaliação de Metodologias e Aplicação de Modelos de Previsão de Áreas Susceptíveis.** Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 2, n 1, p. 51-71.

FERNANDES, N. F.; COELHO NETTO, A.L.; LACERDA, W.A. (1994) **Subsurface hydrology of layered colluvium mantles in unchannelled valleys – south-eastern Brazil.** Earth Surface Processes and Landforms, v. 19, p. 609-626.

FREEMAN, T., (1991). **Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid.** Computers and Geosciences, 17:413–422.

FRYER, J. G. (1996) Introduction. IN: K. B. Atkinson (Edit.). **Close Range Photogrammetry and Machine Vision.** Scotland: Whittles Publishing. P. 1-7.

GOMES, L. J. (. 2002) **Conflitos entre a conservação e o uso da terra em comunidades rurais no entorno do Parque Nacional da Serra da Bocaina: uma análise interpretativa.** 160 p. Tese (Doutorado em Planejamento e Desenvolvimento Rural Sustentável) - Universidade de Campinas, São Paulo.

GOMES, R. A. T (2006) **Modelagem de previsão de movimentos de massa a partir da combinação de modelos de escorregamentos e corridas de massa.** Tese de Doutorado. Rio de Janeiro. UFRJ.

GOMES, R. A. T.; GUIMARÃES, R. F.; CARVALHO JÚNIOR, O. A.; FERNANDES, N. F.(2005). **Análise de um modelo de previsão de deslizamentos (SHALSTAB) em diferentes escalas cartográficas.** Revista Solos e Rocha, 28 (1):85-97.

GUIDICINI, G. & NIEBLE, C. M. (1984) **Estabilidade de taludes naturais e de escavação.** Edgard Blücher Ltda, São Paulo, 142p.

GUIDICINI, G.; IWASA, O. Y. (1976) **Ensaio de correlação entre pluviosidade e escorregamentos no meio tropical úmido.** São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas. 48p.

GUIMARÃES, R. F. (2000). **Utilização de um Modelo de Previsão de Áreas Susceptíveis à Escorregamentos Rasos com Controle Topográfico: Adequação e Calibração em Duas Bacias de Drenagem.** Tese de Doutorado, UFRJ, Rio de Janeiro, 156p.

GUIMARÃES, R. F.; GOMES, R. A. T.; CARVALHO JÚNIOR, O. A.; OLIVEIRA, S.N.; FERNANDES, N. F. (2009) **Análise temporal das áreas susceptíveis a escorregamentos rasos no Parque Nacional da Serra dos Órgãos (RJ) a partir de dados pluviométricos.** Revista Brasileira de Geociências 39(1): 190-198.

GUIMARÃES, R. F.; MONTGOMERY, D. R.; GREENBERG, H. M.; FERNANDES, N. F.; GOMES, R. A. T.; CARVALHO JÚNIOR, O. A. (2003). **Parameterization of soil properties for a model of topographic controls on shallow landsliding: application to Rio de Janeiro.** Engineering Geology, 69(1-2):99-108.

GUZZETTI, F., S. PERUCCACCI, M. ROSSI, AND C. P. STARK (2008), **The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows: An update,** Landslides, 5(1), 3 –17.

IBGE (1992).**Manual Técnico da Vegetação Brasileira.** Rio de Janeiro: Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 92p. (Séries Manuais Técnicos em Geociências, número 1).

IBGE. (1988). **Mapa de vegetação do Brasil.** Escala 1:5.000.000. Rio de Janeiro

INNES, J.L.(1983). **Debris flows. Progress.** in Physical Geography 7, 469–501.





INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO (1988) **Programa Serra do Mar: Estudo geotécnico dos principais mecanismos de instabilização na Serra do Mar**. São Paulo, 1988b.

IVERSON, R. M. (2000) **Landslide triggering by rain infiltration**. *Water Resources Research*, 36(7), pp. 1897-1910.

JOHNSON, A. M. & RODINE, J. R.: **Debris flow**, in: *Slope Instability*, edited by Brunsden, D. and Prior, D. B., Wiley, Chichester, 257– 362, 1984.

LOPES, E.S.S (2006) **Modelagem Espacial Dinâmica Aplicada ao Estudo de Movimentos de Massa em uma Região da Serra do Mar Paulista, na Escala de 1:10.000**. Tese de Doutorado. Curso de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente UNESP, Rio Claro, São Paulo.

LUNETTA, R.S., B.L. COSENTINO, D.R. MONTGOMERY, E.M. BEAMER, AND T.J. BEECHIE, (1997). **GIS-Based Evaluation of Salmon Habitat for Prioritizing Restoration Opportunities in the Pacific Northwest**. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 63:1219-1229.

MEIJERINK, A.M.J. (1988) **Data acquisition and data capture through terrain mapping units**. *ITC Journal*, 1: 23-44

MILDE, L. C. E.; MORAES, J. M.; FERRAZ, F. F. B.; MORTATTI, J.; SCHULER, A. E. (1999). **Uso do hecprepro no tratamento de modelo digital de terreno em hidrologia: Estudo de caso**. *Revista Geociências*. São Paulo, 18(2):285-301.

MINDER, J. R., ROE, G. H. & MONTGOMERY, D. R., 2009. **Spatial patterns of rainfall and shallow landslide susceptibility**, *Water Resour. Res.*, 45, W04419, doi:10.1029/2008WR007027.

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE (1997). **Plano de Manejo - Etapa I. Parque Nacional da Serra da Bocaina**. IBAMA/PRÓ BOCAINA

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE (2002). **Plano de manejo do Parque Nacional da Serra da Bocaina**: Brasília: FEC/UNICAMP (Encarte, n. 1).

MONTGOMERY, D. R. AND DIETRICH, W. E., (1994).. **A Physically-Based Model for the Topographic Control on Shallow Landsliding**. *Water Resources Research*, 30, 1153-1171.

MONTGOMERY, D. R., K. SULLIVAN, AND H. M. GREENBERG (1998), **Regional test of a model for shallow landsliding, Hydrol. Processes**, 12(6), 943– 955.

MOORE, I. D., GRAYSON, R. B., LADSON, A. R., 1991. **Digital terrain modelling: A review of hydrological, geomorphological, and biological applications**. *Hydrological Processes*, 5(1):3-30.

MORRISSEY, M. M.; WIECZOREK, G. F.; MORGAN, B. A. (2001) **A comparative analysis of hazard models for predicting debris flows in Madison County, Virginia**. Open-File Report 01-0067, Report USGS, 16p.

NESBITT, S. W. & E. J. ZIPSER (2003). **The Diurnal Cycle of Rainfall and Convective Intensity according to Three Years of TRMM Measurements**. *J. Climate*. Vol. 16, págs. 1456- 1475.

O'CALLAGHAN, J. F. & MARK, D. M. (1984) **The extraction of drainage network from digital elevation data**. *Computer Vision, Graphics, and Image Processing*, 28:328-344.

O'LOUGHLIN, E. M. (1986). **Prediction of Surface Saturation Zones in Natural Catchments by Topographic Analysis**. *Water Resources Research*, v. 22, n. 5, p. 794-804.



PACK, R. T.; TARBOTON, D. G.; GOODWIN, C. N. (1998). **Terrain stability mapping with SINMAP, technical description and users guide for version 1.00**. Report Number 4114-0, Terratech Consulting Ltd., Salmon Arm, Canada, 68 pp.

PIKE, R. J., & SOBIESZCZYK, S. (2008) **Soil slip/debris flow localized by site attributes and wind-driven rain in the San Francisco Bay region storm of January 1982**, *Geomorphology*, 94(3-4), 290– 313.

QUINN, P., BEVEN, K., CHEVALLIER, P., PLANCHON, O. (1991). **The Prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modeling using digital terrain models**. *Hydrological Processes*, 5:59-80.

R.J. HOFMEISTER; J. MILLER (2003) **GIS-based modeling of debris-flow initiation, transport and deposition zones for regional hazard assessments in western Oregon, USA**. Earth Systems Institute, Seattle, WA, USA *Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*, Rickenmann & Chen (eds) Millpress, Rotterdam, ISBN 90 77017 78 X

RAMOS, V. M. (2003) **A modelagem Matemática no Estudo dos Movimentos de massa : Aplicação de um modelo de previsão de áreas susceptíveis a escorregamentos rasos na área do subúrbio ferroviário de Salvador – BA**. Dissertação de Mestrado. Brasília. Ich / UnB.

RAMOS, V. M.; GUIMARÃES, R. F.; REDIVO, A. L.; GOMES, R. A. T.; FERNANDES, N. F. e CARVALHO FILHO, O. A. (2002) **Aplicação do modelo SHALSTAB, em ambiente arcview para o mapeamento de áreas susceptíveis a escorregamentos rasos na região do Quadrilátero Ferrífero - MG**. *Espaço e Geografia*, v.5, n.1, p.49-57.

ROE, G. H. (2005), **Orographic precipitation**, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33, 645– 671.

ROZANTE, J.R. (2009) **Combining TRMM and Surface Observation Precipitation: Technique and Validation Over South American**. ePrint: [sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/09.15.14.09\\_v1\\_2009-09-16](http://sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/09.15.14.09_v1_2009-09-16)

SCHENK, T. (1996) **Automatic Generation of DEM's**. In: *Manual of Photogrammetry Addendum*. USA: American Society for Photogrammetry and Remote Sensing.

SERVIÇO DE APOIO À MICRO E PEQUENA EMPRESA NO ESTADO DO RIO DE JANEIRO - SEBRAE. (1999). **Diagnóstico sócio-econômico de Parati**. Rio de Janeiro.

SMITH, R. B., Q. F. JIANG, M. G. FEARON, P. TABARY, M. DORNINGER, J. D. DOYLE, AND R. BENOIT (2003), **Orographic precipitation and air mass transformation: An Alpine example**, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 129(588), 433– 454.

SOUZA, D. H. S. P. (2006) **Metodologia para pós-processamento em modelos SRTM**. Rio de Janeiro: Instituto Militar de Engenharia. 84 p.

TARBOTON, D. G., (1997). **A new method for the determination of flow directions and contributing areas in grid digital elevation models**. *Water Resources Research*, 33(2): 309-319.

TATIZANA, C. (1987) **Análise de correlação entre chuvas e escorregamentos na Serra do Mar, município de Cubatão**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 5, 1987a, São Paulo. Anais. São Paulo: ABGE, 1987a ,v.2, p.225-236.

TEXEIRA, A. L. A.; MORETTI, E. & CRISTOFOLETTI A. (1992) **Introdução aos sistemas de informação geográfica**. Rio Claro: Edição do Autor, 79 p.

**topography**. *International Journal of Remote Sensing*, v. 28, n 7, p. 1503-1526.

Viana, D. R.(2009) **Comportamento espaço-temporal da precipitação na região sul do Brasil utilizando dados TRMM e SRTM**. Dissertação de Mestrado. São José dos Campos : INPE.



WOLLE, C.M. (1980) **Taludes naturais – mecanismos de instabilização e critérios de segurança**. 1980. 345f. Dissertação (Mestrado em Engenharia) – EPUSP, São Paulo.

WOLLE, C.M.; CARVALHO, C. S. (1989) **Deslizamentos em encostas na Serra do Mar - Brasil**. Solos e Rochas, v. 12, p. 27-36.

WOLLE, C.M.; HACHICH, W. (1989) **Rain-induced landslides in southeastern Brasil**. In: Congresso Internacional de Mecânica dos Solos e Engenharia de Fundações - ISSMPE, Rio de Janeiro. Anais. v.3, p.1639-1642.

WU, Y.H., SWANSTON, D.N., (1980). **Risk of landslides in shallow soils and its relations to clearcutting in southeastern Alaska**. Forest Science 26, 495– 510.

ZHANG, W. & MONTGOMERY, D.R. (1994). **Digital elevation model grid size, landscape representation, and hydrologic simulations**. Water Resources Research 30: 1019-1028.