



Bianca Carvalho Vieira



Rio de Janeiro, Junho de 2007.

Bianca Carvalho Vieira

Título: Previsão de escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar (SP) a partir de modelos matemáticos em bases físicas

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Geografia.

Orientadores:

Prof. Dr. Nelson F. Fernandes Departamento de Geografia Instituto de Geociências Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ)

Prof. Dr. Oswaldo Augusto Filho Departamento de Geotecnia Escola de Engenharia de São Carlos Universidade de São Paulo (USP)

Rio de Janeiro, Junho de 2007.

Vieira, Bianca Carvalho.

Título: Previsão de escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar (SP) a partir de modelos matemáticos em bases físicas/Bianca Carvalho Vieira. Rio de Janeiro, 2007. 193p

Tese de Doutorado – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2007.

Orientadores: Nelson Ferreira Fernandes e Oswaldo Augusto Filho

1. Escorregamentos rasos. 2. Modelos de Previsão 3. Serra do Mar

I. Fernandes, Nelson Ferreira e Augusto Filho, O. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Programa de Pós-Graduação em Geografia III. Título de Doutor

Bianca Carvalho Vieira

Título: Previsão de escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar (SP) a partir de modelos matemáticos em bases físicas

Prof. Dr. Nelson Ferreira Fernandes (orientador) Depto. de Geografia – Universidade Federal do Rio de Janeiro

Prof. Dr. Oswaldo Augusto Filho (orientador) Depto. de Geotecnia – Universidade de São Paulo/ São Carlos

Profa Dra. Maria Naíse de Oliveira Peixoto Depto. de Geografia - Universidade Federal do Rio de Janeiro

Prof. Dr. André de Souza Avelar Depto. de Geografia – Universidade Federal do Rio de Janeiro

Prof. Dr. Emerson Galvani Depto. de Geografia – Universidade de São Paulo

Prof. Dr. Eurípedes do Amaral Vargas Jr. Depto. de Engenharia Civil – Pontifícia Universidade Católica-RJ

AGRADECIMENTOS

Desenvolver uma tese para alguns parece uma tarefa simples. Basta escolher um tema, definir alguns objetivos e métodos e encontrar resultados. Definitivamente não é! Consiste sim em momentos de inevitável solidão mas que, no entanto, se alternam com manifestações de muito companheirismo e de amizade. Por essa amizade quero agradecer a todos de coração e sem distinção. Foram muitos anos, muitas cidades, muitas mudanças e novas adaptações, muito desespero, mas também muitas alegrias.

Agradeço aos meus orientadores Nelson Ferreira Fernandes e Oswaldo Augusto Filho pela confiança depositada no meu trabalho. Aos professores Eurípedes Vargas e Maria Naíse Peixoto pela contribuição durante o desenvolvimento dessa pesquisa. À pesquisadora Lis Maria Rabaco, do Centro de Pesquisas da Petrobrás (CENPES). Aos pesquisadores e professores Eymar Lopes, do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e Paulina Riedel do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (UNESP-Rio Claro) pelo apoio e fornecimento de materiais importantes para o desenvolvimento dessa tese.

Ao programa de Capacitação de Docentes da Pró-Reitoria de Pós-Graduação e Pesquisa da Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" (UNESP) pelo apoio financeiro.

À empresa COPEBRÁS pelo atendimento e liberação do acesso à área de estudo.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de doutorado.

Ao Programa de Pós-graduação em Geografia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, especialmente às funcionárias Ildione Oliveira Rocha e Nildete Francina Claudino.

Aos professores Paulo Menezes e Telma Mendes do Depto. de Geografia da UFRJ por terem acompanhado essa jornada sempre de forma carinhosa e atenciosa.

À colega Lenise pelo apoio dado pessoal e virtualmente, e a seus filhos Thales e Thainá pelo carinho.

Aos colegas da UFRJ, Andréa Paula, João (Joãozinho), Laura Mendes, Rafael Barros, Ricardo Zaidan, Roberta Costa, Ivanilson e Ricardo (Calígula) pelo apoio e incentivo.

Mesmo em momentos bastante difíceis durante a minha primeira passagem pela cidade de São Paulo, todos foram compartilhados e, acima de tudo compensados, pelo encontro de amigos maravilhosos. Agradeço imensamente aos meus amigos Vera e Werner (e João Pedro) pelas palavras de incentivo e pelos gestos de amizade carinhosa e sincera.

Aos colegas do Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT): Marcelo Gramani, Fabiana Checchinato, Lílian Baida, Ridente, Fabrício Mirandola, Eduardo Macedo, Maria Cristina, Agostinho Ogura, Alessandra, Gerson Salviano, Vilma, Fábio Magalhães, Geraldo, Cláudio (Aranha) e José Luis Albuquerque.

Aos queridos amigos Maria Ângela, Willian, Carolina, Isabela, Guilherme e Fernanda por terem me recebido sempre de forma carinhosa.

Na minha passagem pelo interior de São Paulo, especificamente na cidade de Ourinhos, também conheci pessoas maravilhosas pelas quais tenho profunda admiração e carinho. Obrigada meu querido amigo Marcos Praddo, que aprendi amar, respeitar e, acima de tudo confiar, estando ao meu lado durante momentos difíceis, enchendo minha vida de alegria e sabedoria. Obrigada! Ao amigo Yassuo agradeço também pela companhia e carinho.

Quero também agradecer ao professor e amigo João Lima Sant'anna Neto pelos momentos agradáveis e de incentivo e pela sua amizade. Aos amigos "prudentinos" Maria Cristina Perusi e João Oswaldo pela confiança e pela força durante essa etapa. Ao colega Alberto de Oliveira pelo apoio nessa pesquisa, principalmente pela sua finalização. Aos meus queridos alunos do curso de Geografia da Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" de Ourinhos.

Faço também um agradecimento especial aos amigos que fiz e que muito me ajudaram no meu retorno à cidade de São Paulo. Meu mais recente e ilustre amigo Eustáquio de Sene. Obrigada pela sua amizade, pelas horas de alegria, pelas conversas agradáveis e pela revisão dessa pesquisa.

Aos colegas do G.R.C.E.S Mocidade Alegre, Luane, Sidnei, Gilberto, Rosana, Ricardo, Eduardo, Solange, Marabel, Érica, Rosely e Milai. Obrigada pelos momentos de descontração e alegria, necessários e indispensáveis durante o desenvolvimento desse trabalho.

Às alunas Caroline Vendrameto e Alessandra Garcia pelo apoio e incentivo. Em especial ao meu aluno, monitor, orientando, braço direito (e esquerdo) e acima de tudo amigo, Willian dos Santos que, para o "azar" dele e sorte minha, resolveu me escolher como orientadora. Certamente e definitivamente sem o seu trabalho e empenho não conseguiria terminar essa pesquisa.

Agradeço também aos funcionários Orlando Barbosa, Luciana Ramos, Sebastião dos Santos e Douglas Rogério, e a todos os professores do Departamento de Geografia da USP que me receberam com carinho e me apoiaram nesses últimos momentos dessa pesquisa.

Quero agradecer especialmente ao professor Emerson Galvani pela ajuda com os dados pluviométricos, e aos professores Jurandyr Luciano Sanches Ross pelo apoio e estrutura fornecida por meio do Laboratório de Geomorfologia; Adilson Avansi de Abreu pelo incentivo e pela ajuda na disciplina de Geomorfologia II; Cleide Rodrigues pelas palavras de apoio; e Lylian Zulma Doris Coltrinari que participou de muitas etapas dessa Jornada.

Agradeço à professora Ligia Barrozo pelo importante incentivo, mas principalmente pela sua amizade, e aos colegas Fábio Contel e Fabiano de Oliveira, que compartilharam do mesmo "desespero" e me proporcionaram momentos agradáveis e de incentivo.

Independente da etapa ou da cidade (Rio, São Paulo ou Ourinhos), algumas importantes pessoas estiveram sempre ao meu lado. Agradeço aos colegas Roberto Arnaldo, Renato F. Guimarães e Edna Lindaura pela amizade e pelo apoio. Ao meu querido Nestor que se mostrou um grande e verdadeiro amigo nas etapas mais difíceis. Obrigada de coração. Ao colega Leonardo dos Santos agradeço pelas palavras de apoio e pelo carinho. À querida amiga Luciana Tadeu e toda sua família pelo apoio e por proporcionar momentos de grande alegria e boas risadas.

Aos amigos Sônia Maria de Oliveira e Luis Francisco por terem me "sustentado" nos momentos mais difíceis e me ajudarem a superá-los.

Agradeço especialmente aos meus amigos do Arqueano, Rodrigo Ribeiro Gomes e Carla Santi, pela amizade sincera e verdadeira e pelo apoio incondicional. Conheço vocês há pelo menos 13 anos. Durante todas as etapas da minha vida desde a graduação até hoje vocês nunca faltaram ou hesitaram em me ajudar. Meu amor por vocês é eterno!

Agradeço também à Bianca Paschoal pela ajuda e pelo carinho nesses últimos momentos da tese. Obrigada!

Agradeço à minha avó, ao meu pai, ao meu padrinho Jorge, aos meus tios, primos, sobrinhos e afilhados pelo carinho. À minha amiga de longa data Cláudia e aos demais membros da família Tavares, Sônia, Jair, Carla e Vagner agradeço pelo carinho e incentivo.

Quero agradecer também o apoio e o amor de pessoas muito especiais e sempre presentes na minha vida. Essas são, sem dúvida, meus verdadeiros alicerces! À minha querida mãe, agradeço pelo seu amor incondicional e pela confiança eterna. Amo muito você! Aos meus amados e queridos amigos-familiares, Ângela, Beatriz, João Vitor, João, Matias, Yasmim, Aracélis (Obrigada de coração!) e Neli (Obrigada por me amar como filha e neta!).

Agradeço a Deus pela minha saúde e pela oportunidade de ter amigos maravilhosos.

Listen as your day unfolds Challenge what the future holds Try and keep your head up to the sky Lovers, they may cause you tears Go ahead release your fears Stand up and be counted Don't be ashamed to cry

You gotta be...

You gotta be bad, you gotta be bold, you gotta be wiser You gotta be hard, you gotta be tough, you gotta be stronger You gotta be cool, you gotta be calm, you gotta stay together All i know, all i know, love will save the day

> Herald what your mother said Read the books your father read Try to solve the puzzles in your own sweet time Some may have more cash than you Others take a different view

You gotta be bad, you gotta be bold, you gotta be wiser You gotta be hard, you gotta be tough, you gotta be stronger You gotta be cool, you gotta be calm, you gotta stay together All i know, all i know, love will save the day

> Time ask no questions, it goes on without you Leaving you behind if you can't stand the pace The world keeps on spinning Can't stop it, if you tried to This best part is danger staring you in the face

> > (You Gotta Be, Des'ree)

RESUMO

VIEIRA, Bianca Carvalho. Previsão de escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar (SP) a partir de modelos matemáticos em bases físicas. Rio de Janeiro, 2007. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

Atualmente existem muitos métodos utilizados na previsão espacial e temporal dos escorregamentos translacionais rasos em escala de bacia hidrográfica. Dentre esses, os modelos matemáticos em bases físicas, tais como dSLAM, SINMAP, SHALSTAB e TRIGRS, que apresentam inúmeras vantagens associadas à descrição física desses processos a partir de equações matemáticas. Esses dois últimos já foram aplicados em diferentes áreas, incluindo aquelas sob condições tropicais úmidas, apresentando resultados bastante satisfatórios. Desta forma, o objetivo principal dessa pesquisa consiste na previsão de escorregamentos translacionais rasos, utilizando os modelos TRIGRS (Transient Rainfall Infiltration And Grid-Based Regional Slope Stability) e SHALSTAB (Shallow Landslide Stability Analysis), em uma bacia de drenagem piloto, localizada na Serra do Mar Paulista, no município de Cubatão. Nessa região é comum a ocorrência de movimentos de massa, principalmente do tipo escorregamentos translacionais rasos, causando muitos danos sócioeconômicos. Além disso, objetiva-se também, a avaliação da eficiência desses modelos e a análise da influência dos parâmetros topográficos e litológicos na suscetibilidade da área. Para alcançar tais objetivos, foram simulados cenários de suscetibilidade considerando diferentes valores geotécnicos e hidrológicos. A influência dos parâmetros topográficos (hipsometria, ângulo, curvatura e orientação da encosta e área de contribuição) e litológicos foi analisada por meio dos índices percentuais da Concentração das Cicatrizes (CC) e do Potencial de Escorregamentos (PE), ambos retirados do mapeamento das cicatrizes de 1985. Os mapas de suscetibilidade foram validados através desses dois índices, considerando, também, os percentuais das áreas previstas como instáveis sem a presença de cicatrizes e das estáveis com cicatrizes. Os resultados mostraram um forte controle topográfico na distribuição dos escorregamentos, uma vez que as cicatrizes desses processos se concentraram, principalmente, entre as altitudes de 400m e 800m, em encostas com curvatura convexa ou retilínea com ângulos entre 40° e 50°, e orientadas para o quadrante N, NE e NW. No que se refere às simulações da suscetibilidade, não foram observadas diferenças significativas na previsão das áreas instáveis simulada pelos modelos TRIGRS e SHALSTAB. Em grande parte dos cenários foi identificada uma expressiva concordância entre os mapas de suscetibilidade e de cicatrizes. No entanto, o uso de valores reduzidos da coesão efetiva resultou em uma maior superestimação das áreas instáveis, demonstrada pelo elevado percentual dessas áreas sem a presença de cicatrizes. Com base nesses resultados, considerase o uso desses dois modelos como ferramentas importantes na previsão de escorregamentos rasos, principalmente, em áreas onde são escassos os dados geotécnicos e hidrológicos, como em muitas bacias na Serra do Mar Paulista. Em trabalhos futuros, é importante a realização de novas simulações da suscetibilidade, utilizando dados espacialmente distribuídos, e a sua validação a partir mapeamentos de escorregamentos ocorridos em outros importantes eventos pluviométricos.

ABSTRACT

VIEIRA, Bianca Carvalho. Previsão de escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar (SP) a partir de modelos matemáticos em bases físicas. Rio de Janeiro, 2007. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

Various methods are currently used in the space and time prediction of the shallow landslides in scale basin. Amongst them, the physically based models, such as dSLAM, SINMAP, SHALSTAB and TRIGRS, which present innumerable advantages associated to the physical description of these processes from mathematical equations. The last two ones had been already applied in different areas, including those under humid tropical conditions, presenting quite satisfactory results. Said that, the main objective of this research consists on the prediction of the shallow landslides, using TRIGRS (Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope Stability) and SHALSTAB (Shallow Landslide Stability Analysis) models, in a pilot basin, located at Serra do Mar (SP), in Cubatão city. The occurrence of mass movements is common in this region, mainly shallow landslides types, causing a lot of social and economical damages. The evaluation of the efficiency of these models and the analysis of the influence of the topographical and geological parameters in the susceptibility of the area are also focused in this research. To reach objectives, susceptibility sceneries had been stimulated taking into account different mechanical and hydrological values. The influence of the topography (elevation, slope gradient, curvature, aspect and contribution area) and geological parameters was analyzed through the percentages of Scars Concentration and the Landslides Potential, both taken from the mapping of the scars in 1985. The susceptibility maps had been validated through these two indices, considering, also, the percentages of areas predicted as unstable without the presence of scars, and of the stable ones with scars. The results had shown a strong topographical control in the shallow landslides distribution, once the scars of these processes concentrated, mainly, between the elevation of 400m and 800m, on convex or rectilinear slope with angles between 40° and 50°, and guided for quadrant N, NE and NW. As for the simulations of susceptibility, it had not been observed significant differences in the prediction of the unstable areas simulated by models TRIGRS and SHALSTAB. It was identified an expressive agreement between the maps of susceptibility and scars in great part of the scenery. However, the use of reduced values of the effective cohesion resulted in overestimation of the unstable areas, seen through the high percentage of areas without the presence of scars. Based on these results, the use of these two models are considered important tools in the prediction of the shallow landslides, mainly, in areas where the mechanical and hydrological data are scarce, as in many basins at Serra do Mar (SP). In future works, it is important the accomplishment of new susceptibility simulations, using spatially distributed data, and its validation from mappings of landslides occurred in other important precipitation events.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 3.1 : Escorregamentos translacionais rasos ocorridos em fevereiro de 1996, no maciço da Tijuca, município do Rio de Janeiro.	8
FIGURA 3.2: Esquema da disposição dos horizontes e formação de fluxo paralelo à encosta.	14
FIGURA 3.3 Disposição dos horizontes (solo coluvionar, solo saprolítico e rocha alterada) e seus respectivos valores relativos de condutividade hidráulica (K) na Serra do Mar.	15
FIGURA 3.4: Forças que atuam em um ponto sobre a superfície de ruptura potencial.	18
FIGURA 3.5: (a) Diagrama mostrando o bloco sob a atuação dos dois componentes do peso do material (p): tangencial (p. $sin\theta$) e vertical (p. $cos\theta$).	18
FIGURA 3.6: Diagrama mostrando que o peso do solo pode ser obtido indiretamente pela definição do paralelogramo ABCD e a redefinição para o retângulo de mesma área AEFD.	19
FIGURA 3.7: A área de contribuição será resultado da área drenada a montante (a) em um determinado comprimento b.	27
FIGURA 3.8: Gráfico apresentando a variação a/b (eixo das ordenadas) em função da tan θ .	32
FIGURA 3.9: Sistema de coordenadas cartesianas usada na análise de Richards.	36
FIGURA 3.10 : Definição da coordenada vertical (Z= $xsin\alpha+zcos\alpha$) usada para calcular a carga de elevação ou a profundidade arbitrária (x,z).	38
FIGURA 3.11: Parâmetros relacionados às profundidades máxima (czmax) e superficial	46
FIGURA 3.12: Seções esquemáticas mostrando as condições limites assumidas pelo modelo TRIGRS, que permite realizar simulações considerando duas citações relacionadas à presença ou não de uma camada impermeável. zmax corresponde a profundidade máxima indicada pelo usuário, assim como a altura	46
FIGURA 4.1: Localização da bacia da COPEBRÁS (quadrante vermelho), entre as Serras de Cubatão e de Paranapiacaba, no estado de São Paulo.	51
FIGURA 4.2: Visão à jusante da bacia mostrando ao fundo as instalações da Indústria COPEBRÁS na porção suave, junto à foz do rio principal. Foto tirada em maio de 2003 (Fonte: Arquivo IPT).	52
FIGURA 4.3: Foto tirada em outubro de 2006 dentro das instalações da Indústria da COPEBRÁS. Observa-se a presença de encostas íngremes cobertas por uma vegetação densa.	52
FIGURA 4.4: Mapa Litológico de um trecho da Serra do Mar na Baixada Santista com destaque para a bacia da COPEBRÁS.	54
FIGURA 4.5: Localização das áreas pilotos onde foram realizados levantamentos <i>in situ</i> por CARVALHO (1989).	59

FIGURA 4.6: Seções longitudinais A-A (C-1) e B-B (C-2).60

FIGURA 4.7: Vista das instalações da indústria de fertilizantes Ultrafértil em 1970, 62 localizada ao lado da COPEBRÁS (Fonte: FERREIRA e PASSERANI, 2005).

FIGURA 4.8: Escorregamento de Monte Serrat ocorrido em 1928 no município de Santos. 66

FIGURA 4.9. Vista da Serra de Caraguatatuba após movimentos de massa generalizados em 67 março de 1967 (Fonte: GRAMANI, 2001).

FIGURA 4.10: A foto superior mostra a região de Cubatão logo após o evento generalizado 69 ocorrido em janeiro de 1985.

FIGURA 4.11: Na foto superior é apresentada uma parte da área atingida por movimentos 70 de massa generalizados na região de Cubatão, próxima ao Pólo Indutrial.

FIGURA 4.12. Escorregamento translacional raso deflagrado nas encostas do vale do rio 71 Moji durante as fortes chuvas de janeiro de 1985 (Fonte: Arquivo da Prefeitura do município de Cubatão).

FIGURA 4.13: Escorregamento translacional raso deflagrado próximo à linha de drenagem 72 (Fonte: Arquivo da Prefeitura do município de Cubatão).

FIGURA 4.14: Valores consistidos de chuva dos dias 23 e 24 de Janeiro de 1985 em 73 diferentes postos pluviométricos localizados nas bacias dos rios Moji (E3-038 e E3-037) e Cubatão (E3-101, E3-236, E3-144, E3-064, E3-143 e E3-153).

FIGURA 4.15: Total de chuva acumulada no mês de Janeiro de 1985 e somente nos dias 23 73 e 24 desse mês em postos da Serra do Mar Paulista.

FIGURA 5.1: Fluxograma da etapa metodológica (materiais e métodos) da pesquisa. 75

FIGURA 5.2: Localização dos postos pluviográficos de alguns municípios da Baixada 79 Santista (SP). A seta indica a localização do posto E3-038 do qual foram retirados os valores de intensidade de chuva. (Fonte: página virtual do SIGRH/SP).

FIGURA 5.3: Representação planialtimétrica da Bacia da COPEBRÁS elaborada a partir de 82 cartas topográficas digitais na escala 1:10.000 e equidistâncias de 5m.

FIGURA 5.4: Comparação entre os interpoladores conforme o erro médio obtido. O módulo *Topogrid* do programa *ArcInfo* (equivalente ao *Topo to Raster*) apresentou a menor média de diferenças e o módulo *Intercon* do programa *Idrisi* com o pior resultado (GUIMÃRAES 2000).

FIGURA 5.5: Ortofoto de 1985 utilizada no mapeamento das cicatrizes dos escorregamentos 84 da bacia da COPEBRÁS (quadrado vermelho). Escala original 1:25.000. A ortofoto foi reduzida 60% do seu tamanho original (Fonte: INPE).

FIGURA 5.6: (a) Ortofoto de 1985 sobre a qual foram mapeadas as cicatrizes considerando as áreas mais claras (sem vegetação) e somente a porção superior dessas feições. (b) Parte do mapa de cicatrizes gerado sobre carta topográfica. As cicatrizes mapeadas são representadas pelos polígonos vermelhos.

FIGURA 5.7: Mapa e histograma gerados (ex. aspecto) no programa *ArcView* 3.3. 88

FIGURA 5.8: Mapa e histograma gerados (ex. aspecto) no programa ArcView 3.3.	89
FIGURA 5.9: Exemplo da geração do histograma no programa <i>ArcView</i> 3.3 conforme as categorias do mapa de suscetibilidade do modelo SHALSTAB.	94
FIGURA 5.10: Exemplo da geração do histograma a partir do mapa de cicatrizes e das categorias do mapa de suscetibilidade do modelo SHALSTAB	95
FIGURA 6.1: Modelo Digital de Elevação Sombreado com resolução de 4m ² produzido no módulo <i>Topo to Raster</i> do programa <i>ArcGis</i> 9.0.	98
FIGURA 6.2. Mapa de cicatrizes dos escorregamentos translacionais rasos ocorridos em janeiro de 1985. Foram mapeadas 356 cicatrizes, indicadas pelos polígonos em vermelho, a partir da ortofoto tirada em agosto de 1985.	99
FIGURA 6.3: Distribuição das cicatrizes dos escorregamentos mapeados (eixo x) em relação à área ocupada por cada uma (eixo y). Grande parte das cicatrizes possui área inferior à 300m ² .	100
FIGURA 6.4: Distribuição percentual da área das cicatrizes. As cicatrizes com área entre 100 e 200m ² são mais freqüentes na bacia, enquanto aquelas com área inferior à 50m ² aparecem em menor quantidade, apenas 5,6% do total mapeado.	101
FIGURA 6.5: Porção da ortofoto da bacia da COPEBRÁS de 1985.	102
FIGURA 6.6: Mapa hipsométrico da Bacia da COPEBRÁS. Nota-se uma maior concentração de cicatrizes no intervalo altimétrico entre 400m e 800m.	105
FIGURA 6.7: Distribuição dos percentuais da Freqüência (F), da Concentração de Cicatrizes (CC) e do Potencial de Escorregamentos (PE) para cada uma das classes hipsométricas. A bacia possui grande parte da sua área entre as altitudes de 400 e 800m, concentrando quase 70% do total das cicatrizes	106
FIGURA 6.8: Mapa do ângulo da encosta da Bacia da COPEBRÁS. Cerca de 85% das cicatrizes dos escorregamentos estão concentradas em encostas com ângulos entre 30° e 50°.	108
FIGURA 6.9: Distribuição percentual da Freqüência (F), da Concentração de Cicatrizes (CC) e do Potencial de Escorregamentos (PE) para cada uma das classes.	109
FIGURA 6.10: Mapa de aspecto da bacia da COPEBRÁS. As encostas do quadrante norte (N, NE e NW) embora sejam menos freqüentes, são aquelas que possuem o maior Potencial de Escorregamentos (PE).	111
FIGURA 6.11: Distribuição percentual da Freqüência (F), da Concentração de Cicatrizes (CC) e do Potencial de Escorregamentos (PE) para cada uma das classes.	112
FIGURA 6.12: Mapa de curvatura (planta/perfil) da bacia da COPEBRÁS. Nota-se uma grande concentração das cicatrizes dos escorregamentos de 1985 na encostas convexas e retilíneas.	115

FIGURA 6.13: Percentuais da Freqüência (F), da Concentração de Cicatrizes (CC) e do 116 Potencial de Escorregamentos (PE) para cada uma das classes de curvatura.

FIGURA 6.14: Mapa de curvatura em planta da bacia da COPEBRÁS. 117

FIGURA 6.15: Mapa de curvatura em perfil da bacia da COPEBRÁS.	118
FIGURA 6.16: Percentual da Freqüência (F) das formas convexas, retilíneas e côncavas nos mapeamentos em planta/perfil, planta e perfil.	120
FIGURA 6.17: Percentual da Concentração de Cicatrizes (CC) das formas convexas, retilíneas e côncavas nos mapeamentos em planta/perfil, planta e perfil.	120
FIGURA 6.18: Percentual do Potencial de Escorregamentos (PE) das formas convexas, retilíneas e côncavas nos mapeamentos em planta/perfil, planta e perfil.	121
FIGURA 6.19: Mapa da área de contribuição da bacia da COPEBRÁS.	122
FIGURA 6.20: Distribuição percentual da Freqüência (F), da Concentração das Cicatrizes (CC) e do Potencial de Escorregamentos (PE) para cada uma das classes.	123
FIGURA 6.21: Mapa das unidades litológicas encontradas na bacia da COPEBRÁS.	125
FIGURA 6.22: Distribuição percentual da Freqüência (F), da Concentração das Cicatrizes (CC) e do Potencial de Escorregamentos (PE) para cada uma das classes.	126
FIGURA 6.23: Mapa de suscetibilidade simulado sob as condições hidrológicas e geotécnicas no cenário A1 (c' = 1000 Pa; $\rho_s = 17,1$ kN/m ³ ; $\mathbf{Z}_{max} = 1$ m; $\Phi = 34^{\circ}$; $d = 1$ m; $I_{LT} = 1.0 \times 10^{-9}$ m/s; $D_0 = 5.5 \times 10^{-4}$ m ² /s e K _s = 1.0×10^{-6} m/s).	129
FIGURA 6.24: Mapa de suscetibilidade simulado sob as condições hidrológicas e geotécnicas do cenário A2 (c' = 1000 Pa; $\rho_s = 17,1$ kN/m ³ ; $\mathbf{Z}_{max} = 2$ m; $\Phi = 34^{\circ}$; $d = 2$ m; $I_{LT} = 1.0 \times 10^{-9}$ m/s; $D_0 = 5.5 \times 10^{-4}$ m ² /s e K _s = 1.0×10^{-6} m/s).	130
FIGURA 6.25: Mapa de suscetibilidade simulado sob as condições hidrológicas e geotécnicas do cenário A3 (c ² = 1000 Pa; $\rho_s = 17,1 \text{ kN/m}^3$; $\mathbf{Z}_{max} = 3 \text{ m}$; $\Phi = 34^\circ$; $d = 3 \text{ m}$; $I_{LT} = 1.0 \times 10^{-9} \text{ m/s}$; $D_0 = 5.5 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s e K}_s = 1.0 \times 10^{-6} \text{ m/s}$).	131

FIGURA 6.26: Freqüência (F) das classes de suscetibilidade dos mapas gerados sob as 132 condições dos cenários A1, A2 e A3. Os três cenários apresentaram o mesmo comportamento, principalmente A2 e A3. As áreas com $FS \le 1$ perfazem um total de 32%, 40% e 42%, respectivamente nos cenários A1, A2 e A3.

FIGURA 6.27: Detalhe da distribuição do FS nos cenários A1, A2 e A3 e do ângulo das 134 encostas na **sub-bacia nordeste**. Pode-se observar a relação direta entre a localização das áreas instáveis com FS entre 0.4 e 0.8 e ângulos >40°. Já as áreas instáveis com FS entre 0.8 e 1.0 coincidiram diretamente com ângulos >30°.

FIGURA 6.28: Detalhe da distribuição do FS nos cenários A1, A2 e A3 e do ângulo das 135 encostas na **sub-bacia noroeste**.

FIGURA 6.29: Variação da Concentração de Cicatrizes (CC) nas classes de suscetibilidade 137 geradas pelo modelo TRIGRS nos cenários A1, A2 e A3.

FIGURA 6.30: Variação do PE nas classes de suscetibilidade geradas pelo modelo TRIGRS 138 para os cenários A1, A2 e A3.

FIGURA 6.31: Mapa de suscetibilidade simulado sob condições hidrológicas e geotécnicas 140 do **cenário B1** (c' = 6000 Pa; $\rho_s = 14,3 \text{ kN/m}^3$; $\mathbf{Z}_{max} = \mathbf{1} \text{ m}$; $\Phi = 34^\circ$; $d = \mathbf{1} \text{ m}$; $I_{LT} = 1.0 \times 10^{-9} \text{ m/s}$; $D_0 = 5.5 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s} \text{ e K}_s = 1.0 \times 10^{-6} \text{ m/s}$).

FIGURA 6.32: Mapa de suscetibilidade simulado sob condições hidrológicas e geotécnicas 141 do **cenário B2** (c' = 6000 Pa; $\rho_s = 14,3 \text{ kN/m}^3$; $\mathbf{Z}_{max} = \mathbf{2} \text{ m}$; $\Phi = 34^\circ$; $d = \mathbf{2} \text{ m}$; $I_{LT} = 1.0 \times 10^{-9} \text{ m/s}$; $D_0 = 5.5 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s e K}_s = 1.0 \times 10^{-6} \text{ m/s}$).

FIGURA 6.33: Mapa de suscetibilidade simulado sob condições hidrológicas e geotécnicas 142 do **cenário B3** (c² = 6000 Pa; $\rho_s = 14,3 \text{ kN/m}^3$; $\mathbf{Z}_{max} = \mathbf{3} \text{ m}$; $\Phi = 34^\circ$; $d = \mathbf{3} \text{ m}$; $I_{LT} = 1.0 \times 10^{-9} \text{ m/s}$; $D_0 = 5.5 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ e K_s = $1.0 \times 10^{-6} \text{ m/s}$).

FIGURA 6.34: Freqüência (F) das classes de suscetibilidade dos mapas gerados sob as 143 condições dos cenários B1, B2 e B3. Nesses as áreas instáveis ($FS \le 1$) ocupam apenas 3,1% e 12,7%, respectivamente. Grande parte da bacia, em todos os cenários, foi classificada como estável (FS > 1).

FIGURA 6.35: Detalhe da distribuição do FS nos cenários B2 e B3, da área de contribuição 144 e do ângulo das encostas na **sub-bacia nordeste.**

FIGURA 6.36: Detalhe da distribuição do FS nos cenários B2 e B3, da área de contribuição 145 e do ângulo das encostas na **sub-bacia noroeste**. Nota-se também a relação direta entre a localização das áreas instáveis (FS \leq 1) e as encostas com ângulos superiores à 50° no cenário B2, e com ângulos superiores à 40° no cenário B3.

FIGURA 6.37: Variação da Concentração de Cicatrizes (CC) nas classes de suscetibilidade 146 geradas pelo modelo TRIGRS nos cenários B1, B2 e B3..

FIGURA 6.38: Variação do PE nas classes de suscetibilidade geradas pelo modelo TRIGRS 147 para os cenários B1, B2 e B3.

FIGURA 6.39: Mapa de suscetibilidade simulado pelo modelo SHALSTAB no **cenário A1** 149 (c' = 1000 Pa; $\rho_s = 17,1 \text{ kN/m}^3$; $\mathbf{Z}_{max} = 1 \text{ m}$; $\Phi = 34^\circ$).

FIGURA 6.40: Mapa de suscetibilidade simulado pelo modelo SHALSTAB no **cenário A2** 150 (c' = 1000 Pa; $\rho_s = 17,1 \text{ kN/m}^3$; $\mathbf{Z}_{max} = 2 \text{ m}$; $\Phi = 34^\circ$).

FIGURA 6.41: Mapa de suscetibilidade simulado pelo modelo SHALSTAB no **cenário A3** 151 (c' = 1000 Pa; $\rho_s = 17,1 \text{ kN/m}^3$; $\mathbf{Z}_{max} = \mathbf{3} \text{ m}$; $\Phi = 34^\circ$).

FIGURA 6.42: Freqüência (F) das classes de suscetibilidade dos mapas gerados sob as 152 condições dos cenários A1, A2 e A3. Os três cenários apresentaram o mesmo comportamento, principalmente A2 e A3. Houve uma pequena elevação desse percentual da categoria Incondicionalmente Instável com o aumento da espessura do solo.

FIGURA 6.43: Trechos superior e médio da bacia da COPEBRÁS apresentando as áreas de 153 suscetibilidade geradas pelo modelo SHALSTAB sob as condições do cenário A2, sobre a ortofoto de 1985.

FIGURA 6.44: Detalhe da distribuição da suscetibilidade no cenário A2 e do ângulo das 154 encostas na **sub-bacia nordeste.** Observa-se a relação direta entre a localização das áreas Incondicionalmente Instáveis (em vermelho) e os ângulos superiores à 30°.

FIGURA 6.45: Detalhe da distribuição da suscetibilidade no cenário A2 e do ângulo das 155 encostas na **sub-bacia noroeste**.

FIGURA 6.46: Distribuição da Concentração de Cicatrizes (CC) nas diferentes classes de 156 suscetibilidade simuladas nos cenários A1, A2 e A3 pelo modelo SHALSTAB.

FIGURAS 6.48: Mapa de suscetibilidade simulado pelo modelo SHALSTAB no **cenário B2** 160 (c' = 6000 Pa; $\rho_s = 14,3 \text{ kN/m}^3$; $\mathbf{Z}_{max} = 2 \text{ m}$; $\Phi = 34^\circ$).

FIGURAS 6.49: Mapa de suscetibilidade simulado pelo modelo SHALSTAB no **cenário B3** 161 (c' = 6000 Pa; $\rho_s = 14,3 \text{ kN/m}^3$; $\mathbf{Z}_{max} = \mathbf{3} \text{ m}$; $\Phi = 34^\circ$).

FIGURA 6.50: Freqüência (F) das classes de suscetibilidade dos mapas gerados nos cenários 162 B2 e B3 que apresentaram o mesmo comportamento.

FIGURA 6.51: Trechos superior e médio da bacia da COPEBRÁS indicando as áreas de 163 suscetibilidade sobre a ortofoto de 1985.

FIGURA 6.52: Detalhe da distribuição da suscetibilidade nos cenários B2 e B3 e do ângulo 164 das encostas na **sub-bacia nordeste**.Observa-se a expansão das áreas Incondicionalmente Instáveis que coincidem com ângulos superiores à 50° no cenário B2 e 40° no cenário B3.

FIGURA 6.53. Distribuição da Concentração das Cicatrizes (CC) nas diferentes classes de 166 suscetibilidade simuladas nos cenários B3 e B3 pelo modelo SHALSTAB.

FIGURA 6.54: Distribuição do Potencial de Escorregamentos (PE) nas diferentes classes de 166 suscetibilidade simuladas nos cenários B2 e B3 pelo modelo SHALSTAB.

FIGURA 6.55: Valores percentuais da Concentração de Cicatrizes (CC), do Potencial de 171 Escorregamentos (PE) das <u>áreas instáveis sem cicatrizes</u>.

FIGURA 6.56: Valores percentuais da Concentração de Cicatrizes (CC) e do Potencial de 172 Escorregamentos (PE) das <u>áreas estáveis</u>.

FIGURA 6.57: Mapas de áreas estáveis (a) e de áreas incondicionalmente estáveis (b) 175 gerados pelos modelos TRIGRS e SHALSTAB, respectivamente.

FIGURA 6.58: Mapas de áreas instáveis (a) e de áreas incondicionalmente instáveis (b) 176 gerados pelos modelos TRIGRS e SHALSTAB, respectivamente.

LISTA DE TABELAS

TABELA 3.1 Fatores que contribuem para o *aumento* e *redução* da tensão cisalhante 11 (modificado de SELBY, 1993).

TABELA 3.2: Classes de estabilidade e saturação, A, B, C, D, E, F e G, de acordo com a razão a/b e tanθ relativas a FIGURA 3.8 (modificado de DIETRICH & MONTGOMERY, 1998).

TABELA 3.3: Parâmetros gerais, mecânicos, hidrológicos e pluviográficos utilizados no 45 modelo TRIGRS (modificado de BAUM et al. 2002).

TABELA 4.1: Unidades morfológicas geométricas da encosta e processos morfogenéticos57associados (IPT, 1986).57

TABELA 4.2. Parâmetros geotécnicos referentes às duas áreas piloto próximas à Rodovia 57 dos Imigrantes, Serra do Mar (SP) (modificada de WOLLE, 1988).

TABELA 4.3: Condutividade hidráulica saturada e peso específico das amostras coletadas61na área piloto, próxima à bacia da COPEBRÁS (modificado de CARVALHO, 1989).61

TABELA 4.4: Eventos generalizados de deslizamentos ocorridos durante a estação chuvosa66(modificada de NALON, 2000).

TABELA 5.1: Valores de intensidade de chuva do Posto E3-038 retirados do banco de dados80do Sistema de Informações para o Gerenciamento de Recursos Hídricos do Estado de SãoPaulo (SIGRH).

TABELA 5.2: Valores de intensidade da chuva, em m/s, em cada evento, relativa à 80 somatória dos valores apresentados na tabela anterior.

TABELA 5.3: Classes dos seis mapas temáticos.

TABELA 5.4: Cenários A e B e seus respectivos valores referentes aos parâmetros 91 mecânicos e hidrológicos utilizados nas simulações do modelo TRIGRS.

TABELA 5.5: Parâmetros geomecânicos utilizados no modelo SHALSTAB.91

TABELA 6.1: Número total de células de cada categoria de suscetibilidade, Instável (a) e 168 Estável (b), para os cenários simulados pelos modelos TRIGRS e SHALSTAB.

TABELA 6.2: Percentuais das áreas instáveis sem cicatriz e das áreas estáveis com cicatriz170gerados pelos modelos TRIGRS.

86

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	
2. HIPÓTESE E OBJETIVOS	
3. MOVIMENTOS DE MASSA: CLASSIFICAÇÃO, FATORES CONDICIONANTI	ES E
MÉTODOS DE PREVISÃO	
3.1 Tipologia e Classificação	
3.2 Fatores Condicionantes	
3.3 Estabilidade e Ruptura das Encostas	
3.4 Principais Métodos e Abordagens de Previsão	
3.5 Modelo SHALSTAB	
3.5.1 Modelo de Estabilidade	
3.5.2 Modelo Hidrológico	
3.5.3 Combinação dos Modelos (Hidrológico e Estabilidade)	
3.5.4 Trabalhos Realizados	
3.6 Modelo TRIGRS	
3.6.1 Modelo Hidrológico	
3.6.2 Modelo de Estabilidade	
3.6.3 Dados de Entrada e Principais Limitações	
3.6.4 Trabalhos Realizados	
4. A SERRA DO MAR PAULISTA E A BACIA DE DRENAGEM DA COPEBRÁS	
4.1 Geologia	
4.2 Geomorfologia e Solos	
4.3 Uso e Ocupação	
4.4 Regime Pluviométrico e Principais Processos	
5. MATERIAIS E MÉTODOS	
5.1 Seleção dos Modelos	
5.2 Seleção da Área Piloto – Bacia da COPEBRÁS	
5.3 Levantamento dos Parâmetros	
5.3.1 Geotécnicos e Hidrológicos	
5.3.2 Pluviográficos	

5.3.3 Topográficos	81		
5.3.4 Mapa de Cicatrizes dos Escorregamentos de 1985			
5.4 Análise dos Fatores Topográficos e Litológicos			
5.5 Simulação dos Cenários de Suscetibilidade			
5.6 Validação dos Cenários e dos Modelos			
6. RESULTADOS E DISCUSSÕES	96		
6.1 Modelo Digital de Elevação e Mapa de Cicatrizes			
6.2 Análise dos Fatores Topográficos e Litológicos			
6.2.1 Mapa Hipsométrico	103		
6.2.2 Mapa de Ângulo da Encosta	107		
6.2.3 Mapa de Aspecto	110		
6.2.4 Mapa de Curvatura	113		
6.2.5 Mapa de Área de Contribuição	121		
6.2.6 Mapa Litológico			
6.3 Mapas de Suscetibilidade – Modelo TRIGRS	127		
6.3.1 Cenários A1, A2 e A3	127		
6.3.2 Validação dos Cenários A1, A2 e A3	136		
6.3.3 Cenários B1, B2 e B3			
6.3.4 Validação dos Cenários B1, B2 e B3	146		
6.4 Mapas de Suscetibilidade - Modelo SHALSTAB	148		
6.4.1 Cenários A1, A2 e A3	148		
6.4.2 Validação dos Cenários A1, A2 e A3	156		
6.4.3 Cenários B1, B2 e B3			
6.4.4 Validação dos Cenários B1, B2 e B3			
6.5 Validação Conjunta dos Cenários e dos Modelos	167		
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS			
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	180		

LISTA DE SÍMBOLOS

- S = resistência ao cisalhamento [adimensional]
- c' = coesão efetiva [KN/m²]
- z = profundidade do plano de ruptura [m]

 $\theta = \hat{a}$ ngulo da vertente [°]

 ϕ = ângulo de atrito interno dos materiais [°]

u = poro-pressão da água

- h = altura da coluna de água no subsolo
- ρ_w = massa específica da água [KN/m³]

 ρ_s = massa específica do solo [KN/m³]

- g = aceleração da gravidade [constante 9,81m/s²]
- I_Z = Taxa de Intensidade de infiltração [m/s]
- d = Altura inicial do lençol freático [m]

 D_0 = Difusividade hidráulica [m²/s]

- K_Z = Condutividade hidráulica saturada vertical [m/s]
- *tn* = Duração acumulada no final de cada evento [s]
- I_{nZ} = Intensidade da chuva para cada evento [m/s]
- σ = Tensão Normal
- a = drenada a montante [m²]
- b = elemento de contorno de comprimento [m]
- Q = precipitação [m/s]
- T = transmissividade do solo [m/s]
- K_{sat} = condutividade hidráulica saturada [m/s]
- K_L = condutividade hidráulica nas direções lateral (x,y) [m/s]
- K_Z = condutividade hidráulica na direção normal (z) [m/s]

1 INTRODUÇÃO

Diferentes métodos e abordagens vêm sendo desenvolvidos e aplicados na previsão de áreas suscetíveis a deslizamentos. Alguns deles avaliam, sob diferentes escalas, o papel dos fatores condicionantes e deflagradores desses processos em diferentes ambientes (GUIDICINI & IWASA, 1976; PACHAURI & PANT, 1992; LEE et al., 2002; AVANZI et al. 2004; COROMINAS, et al., 2004; FIORILLO et al., 2004; HONG, et al., 2005). Outros trabalhos analisam a influência de fatores externos, tais como desmatamentos (WU & SWANSTON, 1980; PRESTON & CROZIER, 1999; DHAKAL & SIDLE, 2003) e mudanças climáticas (BROOKS et al., 1993; COLLISON, et al., 2000, entre outros), responsáveis, geralmente, pela alteração da dinâmica hidrológica e da resistência dos solos e conseqüentemente aumento da instabilidade das encostas.

Os métodos empregados na previsão de áreas suscetíveis abarcam escalas de análises variadas, englobando desde unidades elementares da paisagem, como uma encosta (NG & SHI, 1998; WILKINSON et al, 2002; DYKES et al., 2002; QIN et al., 2002) até recortes espaciais mais amplos, como bacias hidrográficas ou regiões político-administrativas. Nessas últimas, o objetivo é a identificação e compreensão da distribuição espacial, em alguns casos, também temporal, das rupturas na paisagem.

Embora sejam apreciáveis os motivos que tornam essa investigação uma importante ferramenta para o planejamento do território, a previsão das áreas instáveis não é uma tarefa simples, independente da abordagem ou do método proposto. Isto ocorre, sobretudo, porque são muitos e complexos os fatores que controlam a estabilidade da encosta (geologia, cobertura vegetal, forma, declividade, propriedades químicas e físicas dos solos, entre outras). Fatores esses que apresentam inter-relações, as quais podem definir espacial e temporalmente áreas com diferentes graus de estabilidade.

Muitos métodos atualmente utilizados foram desenvolvidos para atender ao aumento das áreas de risco no mundo devido, principalmente, ao rápido e desordenado crescimento populacional. Entretanto, somente a partir da década de 1970, com o avanço do geoprocessamento¹, tais métodos ganham maior destaque e utilidade devido à maior

¹ Geoprocessamento consiste na combinação de técnicas e métodos de coleta, armazenamento e processamento de dados espaciais georeferenciados.

facilidade de manipulação dos dados ambientais. Ressalta-se aqui, especialmente na década de 1990, o desenvolvimento dos Sistemas de Informação Geográficas (SIG's), responsáveis pelas modificações e o surgimento de novas abordagens de identificação e avaliação de áreas instáveis.

É importante ressaltar que tais métodos possuem vantagens e desvantagens referentes ao uso, à execução e aos resultados obtidos. A aplicação de cada um deles dependerá dos objetivos da pesquisa (ex. monitoramento de áreas de risco), e sobretudo, do volume e da qualidade dos dados que irão subsidiar a aplicação do método. Tal fato é importante ser aqui destacado, pois, segundo SIDLE & OCHIAI (2006), muitas regiões com elevado perigo de deslizamentos estão localizadas em países onde o arcabouço técnico-científico e os recursos financeiros são escassos.

Dentre os principais métodos, ressalta-se o uso conjunto de inventários e análises espaciais dos fatores condicionantes (GUPTA & JOSHI, 1990; PACHAURI & PANT, 1992; LEE et al, 2002; AUGUSTO FILHO & MAGALHÃES, 2004; AGILI et al. 2004; AVANZI et al., 2004). Nessa abordagem, classificada como indireta e qualitativa (CARRARA et al., 1995; GUZZETTI et al., 1999; e VAN WESTEN, 2004), a suscetibilidade de uma área é obtida pelo "peso" de cada fator condicionante, definido com base na sua área de pesquisa e na experiência do pesquisador quanto à dinâmica dos movimentos de massa.

Além desse tipo de análise, ferramentas estatísticas associadas a Sistemas de Informação Geográfica vêm sendo utilizadas com êxito na identificação de áreas instáveis através, por exemplo, da aplicação de técnicas estatísticas bivariadas (VAN WESTEN et al., 2003; AYALEW, et al., 2004; STERLACCHINI et al, 2004), multivariadas (CARRARA, et al, 1995; CLERICI et al., 2002; DAI & LEE, 2002; KOMAC, 2006), assim como modelos probabilísticos (ROWBONTHAM & DUDYCHA, 1998; SOARES, et al., 2002; ARAÚJO et al., 2004; DAI et al., 2004; REMONDO et al., 2004; ZÊZERE et al., 2004). A previsão realizada por meio desses instrumentos assenta-se na premissa de que os deslizamentos futuros ocorrerão sob condições ambientais análogas àquelas que deflagraram os processos anteriores, sendo esta, talvez, a sua maior desvantagem, uma vez que muitas mudanças ocorrem no meio, tais como climáticas e de uso. Além disso, existe uma grande simplificação e generalização dos fatores condicionantes, por assumir que os processos ocorrem sob as mesmas condições dentro de uma determinada área e em um tempo específico (CARRARA et al., 1995; GUZZETTI et al., 1999; VAN WESTEN, 2004; VAN WESTEN, 2006).

A aplicação de modelos matemáticos em bases físicas, frente às demais abordagens, é considerada mais objetiva, em função da aplicação direta de equações que descrevem físicamente os processos, desconsiderando a opinião subjetiva e direta do pesquisador. Além disso, tais modelos prevêem a suscetibilidade sob diferentes cenários de uso e eventos climáticos, por exemplo, independente da ocorrência anterior dos processos (GUZZETTI et al., 1999 e VAN WESTEN, 2004).

Esses modelos, em sua maioria, avaliam a suscetibilidade por meio da combinação de modelos de estabilidade e hidrológicos. Nessa linha, destacam-se os seguintes modelos de previsão de escorregamentos translacionais rasos: dSLAM (*distributed, physically based slope stability model*), no qual a identificação de áreas instáveis considera, também, o papel desempenhado pela resistência de raízes e os efeitos do desmatamento (WU & SIDLE, 1995 e DHAKAL & SIDLE, 2003); o modelo SINMAP (*Stability INdex MAPping*) que prevê áreas instáveis por meio de um Índice de Estabilidade (IE), considerando a Equação de Talude Infinito e parâmetros hidrológicos (PACK et al. 1998; MORRISEY et al., 2001; PACK et al., 2001; CALCATERRA et al., 2004; entre outros); e o modelo SHALSTAB (*Shallow Landslide Stability Analysis*), que foi elaborado e adaptado para ambiente SIG a partir dos trabalhos de DIETRICH et al. (1993, 1995); MONTGOMERY & DIETRICH (1994) e MONTGOMERY et al. (1998).

O modelo SHALSTAB foi primeiramente aplicado em regiões íngremes da costa oeste dos EUA na década de 1990, onde apresentou resultados bastante satisfatórios. A partir daí foi também utilizado em outras áreas (MORRISEY et al., 2001; RAFAELLI et al. 2001), incluindo paisagens íngremes sob um regime climático tropical úmido (GUIMARÃES, 2000; GUIMARÃES et al. 2003; GOMES et al. 2005; RABACO, 2005; SILVA, 2006; GOMES,

2006 e ZAIDAN, 2006). No entanto, por calcular a estabilidade sob condições hidrológicas constantes (*steady-state*), ignora, assim como a maioria dos modelos mencionados, o papel desempenhado pela infiltração e pelas mudanças da carga de pressão ao longo de um evento pluviométrico intenso.

Mais recentemente foi desenvolvido o modelo TRIGRS (*Transient Rainfall Infiltration And Grid-Based Regional Slope Stability*), que calcula a estabilidade das encostas em diferentes espessuras do solo, sob condições hidrológicas transientes, conforme o avanço da infiltração decorrente da intensidade e duração da chuva ao longo do tempo (IVERSON, 2000 e BAUM et al., 2002).

Com base nos modelos de previsão de escorregamentos translacionais rasos, apresentados na literatura, a presente pesquisa propõe a aplicação de dois modelos matemáticos em bases físicas, desenvolvidos sob condições hidrológicas constantes (SHALSTAB) e transientes (TRIGRS) em uma bacia hidrográfica na Serra do Mar no estado de São Paulo. Essa região apresenta condições bastante favoráveis para a aplicação desses dois modelos, devido à ocorrência de coletivos movimentos de massa, principalmente escorregamentos translacionais rasos, associados a intensos eventos pluviométricos. Além disso, essa área possui um histórico de corridas de detritos (associadas aos escorregamentos rasos) as quais provocaram consideráveis danos estruturais às indústrias (ex. COPEBRÁS). Em 1985, por exemplo, as encostas das Serras de Cubatão e Paranapiacaba apresentavam elevados índices de degradação da cobertura devido ao intenso processo de poluição proveniente do Pólo Industrial do município de Cubatão.

2. HIPÓTESE E OBJETIVOS

A hipótese da presente pesquisa baseia-se na premissa de que o uso de diferentes modelos matemáticos em bases físicas pode contribuir para o entendimento dos principais fatores controladores de escorregamentos translacionais rasos, e da distribuição espaço-temporal desses processos no compartimento geomorfológico da Serra do Mar (SP).

Desta forma, o objetivo principal desse trabalho consiste na aplicação dos modelos SHALSTAB e TRIGRS na previsão áreas suscetíveis a escorregamentos translacionais rasos na Serra de Mar (SP), constantemente atingida por esses processos. Visando atingir o objetivo principal, os seguintes objetivos específicos foram estabelecidos:

- a. Simular cenários de suscetibilidade a escorregamentos translacionais rasos utilizando diferentes valores de parâmetros geotécnicos e hidrológicos;
- b. Avaliar a eficiência dos modelos quanto à previsão das áreas suscetíveis, sob diferentes cenários;
- c. Identificar as principais vantagens e desvantagens do uso desses modelos e seus respectivos resultados;
- d. Analisar, juntamente com as previsões realizadas pelos modelos, o papel desempenhado pelos parâmetros topográficos na estabilidade das encostas e;
- e. Identificar os possíveis parâmetros de ruptura a partir das distintas bases físicas dos modelos SHALSTAB e TRIGRS.

3 MOVIMENTOS DE MASSA: CLASSIFICAÇÃO, FATORES CONDICIONANTES E MÉTODOS DE PREVISÃO

A seleção do método de previsão de movimentos de massa deve ser precedida pelo levantamento de algumas questões, desde a escala de análise até a autenticidade dos dados utilizados na investigação. Dentre elas:

- 1. Quais os objetivos da análise de suscetibilidade a esses processos?
- 2. Quais os tipos de movimentos gravitacionais de massa que estão sendo investigados?
- 3. Quais os principais parâmetros envolvidos direta e/ou indiretamente nos processos em análise?
- 4. Qual o principal mecanismo de ruptura responsável pela deflagração do (s) processo (s)?
- 5. Qual a escala de análise (ex. bacia hidrográfica ou encosta)?

Com base nas definições acima expostas, o método de previsão de áreas susceptíveis a um ou mais tipos de movimentos de massa poderá ser definido, considerando suas potencialidades e limitações. Portanto, neste capítulo, de forma a contemplar grande parte das referidas questões, são descritos as principais classes de movimentos gravitacionais (item 3.1), seus fatores condicionantes naturais e antrópicos (item 3.2) e a análise de estabilidade de encostas para escorregamentos translacionais rasos, processo focado nesse trabalho (item 3.3).

No quarto item (3.4) são apresentados os principais métodos de previsão de escorregamentos rasos, assim como suas principais vantagens e desvantagens. No quinto e sexto itens (3.5 e 3.6) são descritos os modelos SHALSTAB e TRIGRS, suas estruturas teóricas, potencialidades e limitações.

3.1 Tipologia e Classificação

Em função da grande variedade de materiais, processos e diferentes objetivos dos pesquisadores, a literatura apresenta uma gama de tipologias e classificações de movimentos de massa. Com isso, surgem diferentes critérios utilizados em cada classificação, tais como: velocidade, mecanismo do movimento, material envolvido, forma de deformação, geometria do movimento de massa e o conteúdo de água.

A primeiras classificações propostas entre 1875 e 1910 tinham como base a atuação da força da gravidade de forma direta (ex. quedas de blocos), ou indireta, com a contribuição da água, do vento e do gelo (ex. avalanches). Dentre essas, destaca-se aquela proposta por Terzaghi em 1925 baseada em princípios físicos, sendo considerada uma das mais detalhadas desse período, segundo SHARPE (1938). O referido autor, após analisar propostas e avaliações anteriores, desenvolveu uma classificação mais completa e abrangente, considerando não apenas as relações entre os diferentes tipos de movimentos de massa, mas também entre estes e os movimentos de transporte (*mass-transport*), nos quais o material é colocado em movimento por um agente como a água, o ar e o gelo.

Posteriormente, no final da década de 1950, surge na literatura a classificação proposta por VARNES (1958). Nas décadas de 1960 e 1970 classificações foram desenvolvidas por HUTCHINSON (1968), ZARUBA & MENCL (1976) e em âmbito nacional, por FREIRE (1965) e GUIDICINI & NIEBLE (1976). Nas décadas de 1980 e 1990, surgem as classificações de CROZIER (1986) e de SASSA (1989).

Dentre os principais tipos de movimentos de massa, o <u>rastejo</u> (*creep*) é aquele movimento de massa gravitacional considerado lento (cm/ano) cuja velocidade tende ao decréscimo com a profundidade. Os <u>escorregamentos</u> são movimentos rápidos e com plano de ruptura definido, que podem ser divididos com base na forma do plano de ruptura (rotacional ou translacional) e no tipo de material em movimento (solo, rocha, tálus, colúvio e detritos), conforme apresentam FERNANDES & AMARAL (1996).

Os <u>escorregamentos rotacionais</u> (*slumps*) possuem uma superfície de ruptura curva na qual o material sofre movimentação côncava para cima. Em função dessas características, estão associados, geralmente, a ambientes com presença de solos mais profundos que permitem a maior infiltração e a percolação profunda da água.

Os <u>translacionais</u>, mais freqüentes na paisagem (ex: Sudeste do Brasil) possuem tais superfícies com a forma planar, as quais são, em geral, condicionadas pela presença de estruturas geológicas (ex. acamamentos, fraturas etc.), depósitos de encostas, contatos entre solo e rocha e entre horizontes do solo etc. (FIGURA 3.1). São tipicamente deflagrados em encostas mais íngremes e com presença de solos rasos. O plano de ruptura encontra-se em profundidades que variam de 0,5 a 5,0 m.



FIGURA 3.1: Escorregamentos translacionais rasos ocorridos em fevereiro de 1996, no maciço da Tijuca, município do Rio de Janeiro. Observam-se suas características quanto ao comprimento, largura e disposição do material dedrítico mobilizado (Fonte: Arquivo da Fundação GEORIO).

O movimento gravitacional classificado como <u>queda</u> ocorre, geralmente, em encostas íngremes de paredões rochosos onde o movimento de rocha ou lascas de rocha é favorecido pela presença de descontinuidades (ex. fratura, bandeamentos etc.), intensificadas também pelo processo de contração e dilatação devido à oscilação da temperatura. Em muitos casos, essas descontinuidades também aumentam a percolação da água, elevando bruscamente as pressões de água dentro do maciço e conseqüente a ruptura da encosta.

As <u>corridas</u> (*debris-flow*) são movimentos rápidos nos quais os materiais se comportam como fluídos altamente viscosos e, conforme o tipo predominante de material, podem ser ainda classificados como corridas de lama, de solo ou de blocos. Segundo WOLLE & CARVALHO (1994), existe uma grande confusão na literatura quanto à diferença entre corridas e avalanches. "As avalanches são fenômenos de movimentação extremamente rápida, ocorrentes nas encostas, produzidas a partir do deslizamento ou rolamento de blocos de rocha ou a partir de escorregamentos deflagrados nas porções mais elevadas das encostas (p. 195)". Já as corridas para esses autores possuem as seguintes características:

As corridas caracterizam-se por se constituírem de escoamentos rápidos de água e materiais sólidos de diversos tamanhos e constituições, que demandam elevadas energias e apenas ocorrem em condições excepcionais, em que o fluxo de água e/ou de materiais sólidos é suficientemente elevado para produzi-las. O caminhamento das corridas ocorre ao longo de drenagens em vales encaixados nas encostas até que, ao atingir vales mais abertos ou planícies, com declividades mais baixas, ocorre um espraiamento e a deposição de material, cessando a corrida (WOLLE & CARVALHO, 1994, p.195).

Esses eventos, embora em geral sejam catastróficos, são ocorrências mais raras na paisagem, uma vez que estão associados a chuvas intensas com elevados períodos de recorrência. De acordo com estudos realizados em depósitos sedimentares da planície adjacente à Serra Caraguatatuba (SP), por exemplo, foi verificada apenas uma grande fase desse tipo de processo nos últimos 3.300 anos (VARGAS, 1999).

3.2 Fatores Condicionantes

A deflagração dos movimentos de massa é controlada por uma cadeia de eventos, iniciada pela formação da própria rocha seguida de toda sua história geológicogeomorfológica (AUGUSTO FILHO & VIRGILI, 1998). Uma série de condições atua individualmente ou em conjunto, refletindo ora no aumento ora na redução das tensões cisalhantes. A TABELA 3.1 apresenta, de forma simplificada, a atuação de alguns fatores que influenciam a estabilidade da encosta.

Referente ao papel desempenhado pela litologia, amplamente discutido na literatura, usualmente são consideradas as principais propriedades internas da rocha (ex. textura e mineralogia) e estruturais, tais como, falhas, juntas, planos de acamamento, laminação e planos de foliação (SIDLE et al., 1985; BARROS et al., 1992; AUGUSTO FILHO & VIRGILI, 1998; MAGALHÃES & CELLA, 1998; FIORI & CARMIGNANI, 2001; CHIGIRA et al., 2003; entre outros). Muitas dessas descontinuidades promovem a aceleração do intemperismo químico, levando ao aumento da instabilidade. Em outros casos a presença de intenso fraturamento, da esfoliação do material rochoso e de juntas paralelas ao relevo, propicia aumento do nível de água no interior do maciço e, conseqüentemente, aumento das pressões positivas.

Assim como os parâmetros geológicos, a caracterização da encosta quanto à forma, orientação e declividade também deve ser considerada como um conjunto de fatores atuantes na estabilidade. Especificamente a forma da encosta, em planta e perfil, tem um papel importante na distribuição do conteúdo de água, particularmente na rápida descarga de água em certas partes do manto de alteração durante episódios chuvosos (SIDLE et al., 1985). As porções côncavas (*hollows*), em planta e em perfil, que concentram maior volume de água e sedimentos, permitem a subida rápida da pressão e conseqüentemente a redução da estabilidade da encosta, durante eventos pluviométricos intensos (ANDERSON & BURT, 1978; DIETRICH & DUNNE, 1978; RENEAU et al., 1984; LACERDA & SANDRONI, 1985; MEIS et al., 1985; DIETRICH et al., 1986; MONTGOMERY et al., 1991; FERNANDES et al., 1994; GUIMARÃES et al., 1998; FERNANDES et al., 2004; entre outros.)

A. Elementos que contribuem para o <i>aumento</i> da tensão cisalhante		
TIPOS	PRINCIPAIS MECANISMOS	
Remoção do suporte lateral	Erosão pluvial, fluvial ou glacial	
	Intemperismo, umidade, secamento e ação do gelo	
	Declividade aumentada pelo movimento de massa	
	Corte do sopé das encostas	
Sobrecarga por:	Peso da água, do gelo ou do tálus	
	Estruturas	
Tensão transitória	Terremotos – movimentação ou inclinação do terreno	
	Vibrações por atividade humana (ex. tráfico de carros)	
Remoção do suporte subterrâneo	Corte pela ação da água	
	Intemperismo subaéreo, umidade, secamento e ação do gelo	
	Erosão subterrânea	
	Criação de lagos e reservatórios	
Pressão lateral	Água de interstício	
	Congelamento da água	
	Expansão por argilas hidratadas	
	Mobilização da tensão residual	
Aumento do ângulo da encosta	Tectônica regional	
-	Processos de vulcanismo	
D Flomontos que contribuem por	a a <i>vaduaña</i> da tanção aisalhanta	
B. Elementos que contribuem par	DDINCIDAIS MECANISMOS	
Composição de textura	Material fraça como tufos vulcônicos e argilas sedimentares	
Composição de textura	Materiais pouco empacotados	
	Forma suave dos grãos	
	Grãos de tamanhos uniformes	
Reações físico-químicas	Mudanças catiônicas	
Reações físico-quillieas	Hidratação de argilas	
	Secamento de argilas	
	Solução de cimentos	
Efeitos da pressão da água	Efeitos de bordas	
Elenos du pressuo du agua	Redução da tensão capilar	
	Arranque dos grãos de solo pela água (piping)	
Mudanca na estrutura	Liquefação espontânea	
Widdiligu nu Ostruturu	Rasteio progressivo com reorientação das argilas	
	Reativação de planos de runtura	
Vegetação	Remoção das arvares (redução da tensão normal: remoção da	
vegetação	coesão anarente pelas raízes das arvores: aumento do lencol	
	freático: aumento de fendas no solo)	
Estruturas relíquias	Juntos a planos de fragueza	
Estruturas reliquias	Juntas e planos de naqueza Camadas de solos plésticos e impermenyais	
	Camadas de solos plasticos e imperineaveis	

TABELA 3.1 Fatores que contribuem para o *aumento* e *redução* da tensão cisalhante (modificado de SELBY, 1993).

Muitas áreas côncavas na paisagem também registram a presença de material coluvionar, cuja origem está associada a processos de movimentos gravitacionais pretéritos. Tal preenchimento possui, segundo SELBY (1993), em alguns casos, níveis diferentes de estabilidade conforme sua posição na paisagem. Seguindo essa linha de raciocínio, MONTGOMERY & DIETRICH (1989) demonstram que existe uma relação entre a rede de drenagem e a ocorrência de deslizamentos. As cicatrizes desses processos, em áreas declivosas, formam comumente cabeceiras de drenagem, sendo que o comprimento e a área da bacia, onde se localizam as concavidades, variam inversamente com o gradiente da cabeceira do canal. Segundo tais autores, em uma determinada área, fortes chuvas e desmatamento. por exemplo, podem deflagrar deslizamentos nas encostas e conseqüentemente alterar a densidade de drenagem.

Um outro parâmetro morfológico da encosta considerado em estudos de estabilidade é a orientação espacial, também denominada de aspecto, ou seja, a sua exposição perante os fatores climáticos responsáveis, por exemplo, pelo conteúdo de umidade recebido. A maior ou menor umidade influenciará a formação e tipologia da cobertura vegetal, a espessura e porosidade do solo, entre outras características. Encostas cujo material de alteração sofre maior ciclo de umidecimento e secamento podem estar mais suscetíveis à ruptura, devido ao aumento das fissuras e da porosidade; responsáveis também pelo acréscimo de água e elevação das pressões dentro do material (GUIMARÃES et al., 1998; GAO, 1993).

A caracterização química e mineralógica do solo é uma outra importante propriedade para definição do grau de estabilidade da encosta, uma vez que as propriedades dos argilominerais predominantes no solo influenciam em sua maior ou menor estabilidade. Conforme apontam SIDLE et al. (1985), a caulinita, por exemplo, se apresenta geralmente como um argilomineral bastante estável devido às fortes ligações de pontes de hidrogênio, conseqüentemente, solos ricos em caulinita são menos plásticos e com baixa capacidade de troca catiônica. Contrariamente, argilominerais como haloisita, vermiculita e montmorilonita, devido à capacidade de incorporar água entre suas lâminas, podem atuar como fator negativo na estabilidade, quando predominantes no solo. Entretanto, nem todos os processos de movimentos de massa estão diretamente relacionados com a composição mineralógica dos solos. Deslizamentos rotacionais, corridas de lama e rastejo podem responder muito mais à presença de certos tipos de argilominerais do que movimentos rápidos e rasos (deslizamentos translacionais), uma vez que esses são controlados principalmente pela poro-pressão e redução da coesão (SIDLE et al., 1985).

A variação das pressões de água dentro do solo e da rocha é controlada pelas características da precipitação (intensidade e duração), pelas taxas de infiltração e de transmissividade e pela evapotranspiração, as quais, segundo SIDLE et al. (1985), determinam o nível transiente hidrológico na encosta e, conseqüentemente, a sua estabilidade. Aquelas características cuja influência está diretamente relacionada à taxa de movimentação e de retenção da água como, por exemplo, o tamanho da partícula sólida, geralmente possuem forte controle sobre a estabilidade da encosta (SIDLE et al., 1985).

Uma das principais propriedades hidrológicas cuja variação vertical pode gerar planos de ruptura na paisagem é a condutividade hidráulica (K). Muitos trabalhos tentam correlacionar a variação da K, que representa a taxa de velocidade da água dentro de um meio poroso refletindo a movimentação dos fluxos dentro do solo, com processos erosivos e de movimentos de massa (VARGAS et al.; 1986; CARVALHO, 1989; AVELAR & COELHO NETTO, 1992; CAMPOS et al.. 1992; WOLLE & CARVALHO, 1994; VIEIRA & FERNANDES, 2004; entre outros).

Com base na mudança da K ao longo de um perfil de solo/rocha, WOLLE & CARVALHO (1994) apresentam dois dos principais mecanismos de ruptura responsáveis pela deflagração de escorregamentos em encostas florestadas. No primeiro, há formação de um fluxo de água paralelo à encosta em função da existência de uma camada menos permeável (K com valores baixos) sob outra passível de instabilização e, conseqüentemente, aumento de poro-pressões positivas no interior da massa de solo. A condição para a ruptura será maior quanto mais próximo a linha freática estiver posicionada em relação à superfície do terreno (FIGURA 3.2).



FIGURA 3.2: Esquema da disposição dos horizontes e formação de fluxo paralelo à encosta devido a posição de um horizonte menos permeável em função, por exemplo, de uma rocha pouco fraturada (WOLLE & CARVALHO, 1994).

No segundo mecanismo, típico de ambientes com material rochoso intensamente fraturado, nos quais a permeabilidade é maior do que aquelas registradas no material superior, não há formação de fluxos paralelos à encosta (FIGURA 3.3). Nesse caso, segundo WOLLE & CARVALHO (1994), há predominância de fluxos verticais, sem desenvolvimento de poropressões positivas e de forças de percolação paralela à encosta. A ruptura, nesse caso, pode estar associada, de acordo com estudos geotécnicos realizados pelos autores, ao encharcamento do solo e à perda de sucção (HARP et al., 1990; SELBY, 1993; BRUGGER et al.; 1997; COLLINS & ZNIDARCIC, 1997; LACERDA et al., 1997; entre outros).



FIGURA 3.3 Disposição dos horizontes (solo coluvionar, solo saprolítico e rocha alterada) e seus respectivos valores relativos de condutividade hidráulica (K) na Serra do Mar. De acordo com estudos realizados no local, existe um aumento da K com a profundidade devido ao intenso fraturamento da rocha, impossibilitando, desta forma, a formação do nível de água. Pode-se observar também a superfície potencial no contato entre os solos coluvionar e saprolítico (WOLLE & CARVALHO, 1989)

A precipitação pluviométrica, em ambiente tropical sem atividades sísmicas, é o agente central na deflagração dos movimentos de massa. Desta forma, a intensidade, a duração e a recorrência são apenas alguns dos principais parâmetros considerados em análises da distribuição espaço-temporal das rupturas em encostas tropicais. Na literatura é comum a análise da freqüência de movimentos de massa com relação às características pluviométricas do local, tais como, intensidade e duração, buscando a determinação de índices críticos a partir dos quais são deflagrados esses processos.

No Brasil, um dos trabalhos clássicos dentro dessa linha de pesquisa foi realizado por GUIDICCINI & IWASA (1976) em algumas áreas da Serra do Mar no estado de São Paulo. Os autores determinaram índices críticos e elaboraram cartas de periculosidade a escorregamentos a partir de um coeficiente do ciclo (C_c), razão entre o registro pluviométrico acumulado até a data do episódio (escorregamento) e a média anual de pluviosidade, e de um coeficiente do episódio (C_e), razão entre o registro pluviométrico do episódio e a média anual de pluviosidade.

Além da pluviometria, a cobertura vegetal assume um papel essencial na dinâmica hidrológica da encosta e, por conseqüência, como já mencionado, em sua estabilidade, dependendo de um conjunto de fatores, tais como, espécie da vegetação, proporção da área vegetada e tipologia do sistema radicular (GRAY, 1970; PRANDINI, 1976; GREENWAY, 1987; KUPPUARACHCHI & WYRWOLL, 1992; outros).

É importante destacar que foi a partir da década de 1920 que surgiram os primeiros estudos sobre o papel da vegetação na estabilidade das encostas, considerando o conceito de equilíbrio limite. Posteriormente, nas décadas de 1960, 1970 e 1980, tais pesquisas foram intensificadas em alguns países (Estados Unidos, Japão, Brasil etc.), onde grande parte das contribuições focava o papel do reforço das raízes na estabilidade, analisando quantitativamente a influência da vegetação em processos erosivos e de movimentos de massa (SIDLE & OCHIAI, 2006).

Os fatores condicionantes citados anteriormente são considerados naturais, ou seja, estão ligados à própria natureza da área e do material envolvido. No entanto, muitos deslizamentos são deflagrados devido à ação direta ou indireta do homem, por meio, por exemplo, da construção de estradas e casas e do desmatamento.

Segundo SIDLE et al. (1985), no caso do desmatamento, é comum a retirada parcial do sistema radicular que, ao longo de um determinado período, começa a sofrer deterioração, levando à redução do reforço das raízes e à ruptura. No caso da construção de estradas e rodovias, considerando as condições locais e as técnicas de construção, essas poderão influenciar na deflagração de rupturas por meio: (1) do aumento do peso da encosta; (2) da alteração da declividade da encosta tanto no corte quanto no preenchimento do talude; (3) da remoção do suporte da base da encosta e (4) da reorganização da rede de drenagem (SIDLE et al., 1985).
3.3 Estabilidade e Ruptura das Encostas

A principal forma de avaliação da estabilidade de uma encosta é realizada por meio da razão entre o somatório das forças que impulsionam o material em sua direção inferior (T) e as forças que se opõem a esse movimento, ou seja, forças de resistência ao cisalhamento (τ), as quais mantêm o equilíbrio da encosta. Essa razão é chamada de Fator de Segurança (FS), representada pela EQUAÇÃO 3.1.

$$FS = \frac{\sum \tau}{\sum T}$$
(3.1)

Quando as forças de resistência ao cisalhamento (τ) são exatamente iguais às motoras (T), o valor do FS é igual a 1, a encosta se apresenta sob uma condição limite de estabilidade. Na condição FS<1 a encosta está próxima à instabilidade, já FS>1 determina sua estabilidade. Quanto maior o valor de FS, menores serão as possibilidades de ruptura. No entanto, é importante destacar que esta não é uma estabilidade absoluta e sim uma probabilidade de estabilidade que cresce com o aumento de FS (SELBY, 1993).

A determinação do FS, especificamente para escorregamentos translacionais rasos, foco dessa pesquisa, é feita pelo método de talude infinito (bidimensional), assumindo-se uma massa (bloco) de espessura uniforme e homogênea e a atuação das forças apresentadas na FIGURA 3.4. A atuação dessas forças é analisada considerando o bloco de massa homogênea sobre um plano inclinado (FIGURA 3.5). Nesse caso, o peso do material (p), resultado da multiplicação entre massa (m) e força da gravidade (g), atua tanto paralelamente à encosta, contribuindo para o deslocamento, quanto verticalmente, aumentando o atrito do bloco com a superfície inclinada e, desta forma, mantendo a encosta estável.



FIGURA 3.4: Tensões que atuam em um ponto sobre a superfície de ruptura potencial. Em vermelho aquelas que contribuem para a movimentação do material (tensão gravitacional, tensão cisalhante e pressão da água). Em azul a tensão normal aparece como aquela responsável pela manutenção da estabilidade da encosta, podendo ser influenciada pela poro-pressão da água no solo (u) (modificada de SELBY, 1993).



FIGURA 3.5: (a) Diagrama de forças mostrando o bloco sob a atuação das duas componentes do peso do material (p): tangencial (p. $sin\theta$) e vertical (p. $cos\theta$).

Em função da impossibilidade de obtenção da espessura do solo perpendicularmente à superfície, essa pode ser calculada por meio de medidas verticais do bloco (z), considerando o paralelogramo ABCD e o retângulo AEFD como similares em área (FIGURA 3.6).



FIGURA 3.6: Diagrama mostrando que o peso do solo pode ser obtido indiretamente pela definição do paralelogramo ABCD e a redefinição para o retângulo de mesma área AEFD. θ representa os ângulos de EAB e FDC. Sendo, $\cos\theta = e/z$ e $e = z.\cos\theta$ (modificado de SELBY, 1993).

Desta forma, a espessura do solo (e) pode ser calculada em função de z (espessura do solo medida em campo com o trado) e co-seno de θ , ou seja, e = z.cos θ . Assumindo o peso do bloco (p) em uma análise bidimensional a Tensão Normal (σ) e a Tensão Cisalhante (τ) são escritas da seguinte forma:

$$\sigma = \rho \cdot z \cdot \cos\theta \cdot \cos\theta \tag{3.2}$$

$$\tau = \rho \cdot z \cdot \operatorname{sen}\theta \cdot \cos\theta \tag{3.3}$$

A resistência ao cisalhamento (S) em um determinado ponto na encosta considera, além da tensão normal (σ), a coesão do solo \mathbb{O} e o ângulo de atrito interno (ϕ), conforme a equação Coulomb-Mohr (EQUAÇÃO 3.4)

$$\mathbf{S} = \mathbf{c} + (\sigma) \tan \phi \tag{3.4}$$

No entanto, conforme apresentado na FIGURA 3.4, a pressão exercida pela água (*u*) deve ser considerada também nessa análise da estabilidade, uma vez que ela, usualmente, reduz a resistência a partir, por exemplo, da elevação de pressões positivas por saturação do solo ou da redução da coesão aparente, devido ao aumento no conteúdo de água.

Para a análise do papel exercido pela água, utiliza-se a equação modificada de Coulomb (EQUAÇÃO 3.5), na qual é considerada a influência da altura da coluna saturada de solo acima da superfície de ruptura.

$$\tau = c' + (\rho \cdot Z \cdot \cos^2 \theta - u) \tan \phi$$
(3.5)

Desta forma, o Fator de Segurança (FS) pode ser expresso da seguinte forma:

$$FS = \frac{c' + \left(\rho \cdot z \cdot \cos^2 \theta - u\right) \tan \phi}{\rho \cdot z \cdot \sin \theta \cos \theta}$$
(3.6)

3.4. Principais Métodos e Abordagens de Previsão

Considerando as diferentes visões acerca do processo de movimentos de massa nas encostas, principalmente quanto aos mecanismos de ruptura e tipologias, foram desenvolvidos alguns métodos de investigação e de previsão. Essa previsão envolve "um conjunto de procedimentos visando a determinação de um índice ou de uma grandeza que permita quantificar o quão próximo da ruptura uma determinada encosta se encontra, sob a atuação de um determinado conjunto de fatores" (AUGUSTO FILHO & VIRGILI, 1998, p.258).

Atualmente existe, principalmente em ambientes de Sistemas de Informação Geográfica, uma série de métodos que buscam identificar áreas suscetíveis a escorregamentos na paisagem. Nesses ambientes as informações são processadas e analisadas, possibilitando a geração de mapas de suscetibilidade a partir de diferentes abordagens. Essas abordagens podem ser classificadas em: **mapas de inventários** baseados em modelagem probabilística; **métodos heurísticos** (ex. mapas geomorfológicos e combinação de mapas qualitativos); uso de **ferramentas estatísticas** e **modelos determinísticos** (CARRARA et al., 1995; GUZZETTI et al., 1999; e VAN WESTEN, 2004; VAN WESTEN, 2006).

Nos *inventários* são identificados e localizados os deslizamentos ocorridos no passado por meio de interpretação de fotografias aéreas ou imagens de satélites, visitas de campo, dados históricos etc. Essa localização espacial, juntamente com outras informações relevantes sobre o processo (ex. tipologia, forma, tamanho, raio de alcance e volume de material deslizado), subsidia, na maioria das vezes, os demais métodos por fornecer um registro dos processos ocorridos no passado e no presente. Tais informações, segundo FERNANDES & AMARAL (1996), são, comumente, utilizadas na modelagem física dos processos, contribuindo para o entendimento dos processos e sua distribuição espaço-temporal.

A literatura apresenta uma série de trabalhos sobre previsão de áreas suscetíveis a movimentos de massa tendo como base o desenvolvimento de mapas de inventário (RENEAU & DIETRICH, 1987; AMARAL, 1992; MACEDO et al., 1999; entre outros). Destaca-se, entretanto, que grande parte dessas pesquisas objetiva subsidiar órgãos do poder público, os quais são responsáveis pela tomada de decisão quanto às áreas propícias ao uso e a ocupação. Paralelamente, os demais trabalhos buscam o entendimento da freqüência, magnitude e distribuição dos movimentos de massa na paisagem, por meio da análise conjunta com outros

fatores condicionantes de tais processos. GRAMANI & KANJI (2000), por exemplo, após a elaboração de um inventário das ocorrências de corridas de detritos no Brasil, analisaram e identificaram as principais características desses fenômenos (ex. litologia, tipo de depósito e alcance da corrida), os parâmetros básicos (ex. velocidade, volume dos depósitos e concentração de sólidos), a gênese e os possíveis mecanismos de formação das corridas de detritos.

Dentre as principais vantagens dos mapas de inventário estão: a simplicidade para sua execução, a análise da distribuição dos deslizamentos na paisagem, a fácil ou possibilidade imediata de integração com fatores condicionantes e a utilização como ferramenta para validação de produtos da modelagem matemática (GUZZETTI et al., 1999; VAN WESTEN, 2004; VAN WESTEN, 2006). Entretanto, a previsão baseada somente em dados fornecidos pelos inventários é limitada, pois alguns parâmetros, tais como litologia e morfologia, desconsiderado uma escala geológica, são invariáveis em curtos intervalos de tempo, mas os demais fatores ambientais, como, por exemplo, uso e ocupação do solo e clima, podem ser diferentes para cada tempo analisado.

No caso do uso de fotografias aéreas para realização dos inventários, uma vez que são registrados somente os deslizamentos referentes à data das fotografias aéreas, VAN WESTEN (1993) aponta, também, a previsão baseada em instabilidades passadas como sendo uma limitação desse método.

Em análises heurísticas podem ser realizadas combinações de diferentes mapas temáticos (pedológico, geológico, cobertura vegetal etc.) com base no conhecimento *a priori* do investigador sobre as causas e os fatores de instabilidade dos movimentos de massa (FRANCISCO, 1995; XAVIER DA SILVA et al., 1996; GUZZETI et al., 1999; entre outros). Embora seja um método que exija pouco tempo e custo, apresenta como principal desvantagem a grande subjetividade contida na opinião do pesquisador. A falta de conhecimento sobre alguns fatores pode levar a generalizações, prejudicando a eficiência da análise de perigo (VAN WESTEN, 1993). Em alguns casos são definidos pesos específicos para cada atributo que influencia os processos (ex. topografia e geologia), com base na experiência do pesquisador (SIDLE & OCHIAI, 2006). Entretanto, segundo esses autores, a aplicação desse método pode resultar em dados eficientes conforme o grau equivalente dessa

experiência e a distribuição dos dados, sendo considerado, portanto, um método altamente subjetivo e aplicável somente para uma área específica.

A previsão de áreas suscetíveis a movimentos de massa na paisagem também pode ser realizada por meio de *métodos indiretos* que contemplam tanto a aplicação de ferramentas *estatísticas* quanto o desenvolvimento e uso de modelos matemáticos (determinísticos ou estocásticos).

Por meio de ferramentas **estatísticas**, tais como, análises bivariadas, multivariadas e regressões múltiplas, é possível, de forma mais objetiva, identificar a influência de um ou mais fatores de instabilidade na distribuição dos movimentos de massa ocorridos no passado e/ou no presente (GUZZETI et al., 1999). Enquanto nas análises bivariadas cada fator é avaliado separadamente, nas multivariadas são consideradas as inter-relações entre vários fatores e a ausência ou presença desses processos na paisagem (SIDLE & OCHIAI, 2006).

Dentre as técnicas multivariadas pode-se destacar a *Análise Condicional*, na qual se considera um número de fatores condicionantes que possuem relação estreita com a ocorrência de deslizamentos. Cada fator é subdividido em classes, dentro de planos de informações que são correlacionados. A partir daí, todas as possibilidades de combinações entre as classes dos diferentes fatores são identificadas. Cada combinação específica representa uma Unidade de Condição Única (*Unique Condition Unit*) e consequentemente a freqüência espacial dos deslizamentos é determinada dentro de cada Unidade (CARRARA et al., 1995; CLERICI et al, 2002; entre outros). Embora seja um método bastante eficiente, principalmente quando utilizado em ambiente de Sistema de Informação Geográfica, ele possui como principal limitação, diante da alteração eventual dos fatores ou sua reclassificação, a necessidade de uma nova entrada de dados e a restauração de todas as classes já anteriormente identificadas.

É importante destacar que, embora a análise qualitativa e as ferramentas estatísticas tenham limitações operacionais, em função do tempo elevado para coletar e processar os dados (VAN WESTEN, 1993), o uso em ambiente SIG propiciou importantes avanços desses métodos, minimizando parte de suas limitações. Com isso aumentou a eficiência na localização dos deslizamentos e nas relações entre os fatores condicionantes (CARRARA, et

al., 1995; DAI & LEE, 2002; ARAÚJO, et. al., 2004; STERLACCHINI et al., 2004; VAN WESTEN, 2004; entre outros).

Destacam-se também as **análises de freqüência** (método indireto) nas quais são realizadas correlações entre o registro dos deslizamentos já ocorridos em uma determinada área e os fatores condicionantes, tais como estruturas litológicas e topográficas (GUTHRIE, 2002; AVANZI, et al., 2004; etc) e o tipo de uso (LEE, et al., 2002; PEROTTO-BALDIVIEZO et al., 2004 etc). Esta análise de freqüência permite a identificação de valores limites a partir dos quais pode haver ou não ruptura.

Embora seja um método bastante utilizado no meio científico devido à simplicidade de execução e aos resultados satisfatórios, apresenta como principal limitação a restrição dos resultados obtidos (valores limites de ruptura) àquela área da qual os valores de chuva e o registro de deslizamentos, por exemplo, foram obtidos. Além disso, no caso brasileiro, existe uma grande dificuldade com relação aos registros tanto de deslizamentos, seja na forma de cadastro de campo ou por fotografias aéreas, quanto aos índices pluviométricos. Tais registros são, na maioria das vezes, incompletos e não confiáveis.

Na **análise determinística**, enquanto método para previsão de deslizamentos, na maioria das pesquisas nessa área é feita uma associação matemática entre os registros de movimentos de massa e modelos de estabilidade de encostas e modelos hidrológicos (DIETRICH et al., 1992; WU & SIDLE, 1995; PACK et al., 1998; IVERSON, 2000 etc).

Conforme a classificação proposta por CHORLEY (1967, p.35), baseada em sistemas geomórficos, os modelos podem ser Naturais ou Análogos, Físicos e Gerais. De acordo com esse autor, os modelos físicos, nos quais grande parte das previsões se encontra, são baseados na "perspectiva de que a pesquisa pode ser melhor realizada pela dissecação da estrutura do problema geomórfico em suas partes supostamente componentes, de modo que o funcionamento de cada parte e as interações entre elas possam ser examinadas convenientemente, levando-se a uma síntese completa dos componentes num todo funcional". Podem ser divididos em modelos experimentais (em escala ou análogo); modelos de projetos experimentais ou modelos de desenho experimental; e modelos matemáticos (determinísticos e estocásticos).

Segundo PERIN FILHO (1995), a distinção entre modelos determinísticos e estocásticos é muito influenciada pela qualidade da informação, pelo controle que se tem sobre o sistema e pelo objetivo que se pretende alcançar com o estudo. Nos modelos matemáticos *determinísticos* o comportamento do sistema geomórfico é controlado por leis físicas naturais e o resultado é previsto com exatidão. Conforme aponta CHORLEY (1967, p.41), "são baseados nas noções matemáticas clássicas de relações exatamente previsíveis, entre variáveis independentes e dependentes, e consistem num conjunto de afirmações matemáticas exatamente especificadas, a partir das quais as conseqüências únicas podem ser deduzidas pela argumentação matemática lógica".

Nos modelos matemáticos *estocásticos*, para cada entrada (*input*) existirão várias saídas (*output*) refletindo as incertezas do sistema. Segundo CHRISTOFOLETTI (1999, p.28), este tipo de modelo "possibilita análises sobre as variações nos fatores que não podem ser medidos detalhadamente, mas onde se julga que o uso de um valor médio pode levar a previsões inadequadas".

Um dos primeiros modelos desenvolvidos para a avaliação da estabilidade das encostas por meio de distribuição probabilística com base na teoria de talude infinito foi chamado de LISA (CALCATERRA et al., 2004). Posteriormente, surgem outros modelos seguindo essa mesma linha de pesquisa: PISA (HANEBERG, 1995); SMORPH (SHAW & JOHNSON, 1995); dSAIM (WU A SIDLE, 1995); SHALSTAB (MONTGOMERY & DIETRICH; 1989; DIETRICH et al., 1993; MONTGOMERY & DIETRICH, 1994 e MONTGOMERY et al., 1998); SINMAP (PACK et al., 1998); e TRIGRS (IVERSON, 2000 e BAUM et al.; 2002).

3.5 Modelo SHALSTAB

Esse modelo surge a partir de trabalhos de DIETRICH et al. (1993) e MONTGOMERY & DIETRICH (1994), posteriormente automatizado em uma rotina denominada SHALSTAB por DIETRICH & MONTGOMERY (1998). Calcula a suscetibilidade a escorregamentos translacionais rasos, em escala de bacia hidrográfica, a partir da compilação de um modelo de estabilidade baseado na Equação do Talude Infinito, e de um modelo hidrológico (*steady-state*).

3.5.1 Modelo de Estabilidade

O modelo de estabilidade tem como base a clássica teoria do talude infinito elaborada por Mohr-Coulomb e descrita no capítulo anterior. De acordo com as substituições feitas dos valores de τ e σ na equação original de Coulomb, é obtida a EQUAÇÃO 3.7.

$$\rho_{s}gz\cos\theta \sin\theta = C' + \left(\rho_{s}gz\cos^{2}\theta - \rho_{w}gh\cos^{2}\theta\right)\tan\Phi \qquad (3.7)$$

A partir dessa equação, o parâmetro coesão poderá ser ou não considerado, sendo a mesma resolvida para a razão h/z, que consiste na proporção da coluna de solo saturado. Assim são obtidas as EQUAÇÕES 3.8 e 3.9, respectivamente, para solução do modelo sem e com coesão.

$$\frac{h}{z} = \frac{\rho_{\rm s}}{\rho_{\rm W}} \left(1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right) \tag{3.8}$$

$$\frac{h}{z} = \frac{C'}{\rho_{W}g z \cos^{2}\theta \tan\phi} + \frac{\rho_{S}}{\rho_{W}} \left(1 - \frac{\tan\theta}{\tan\phi}\right)$$
(3.9)

3.5.2 Modelo Hidrológico

Nesse modelo é considerado um fluxo subsuperficial constante baseado nos trabalhos realizados por BEVEN & KIRKBY (1979) e O'LOUGHLIN (1986). De acordo com a FIGURA 3.7, para que exista uma zona de saturação é necessário que o produto entre a área drenada a montante (**a**) e a precipitação (**Q**) que passa por um elemento de contorno de comprimento (**b**), seja maior do que o produto da transmissividade do solo (**T**) e o seno do ângulo da encosta (θ), conforme a EQUAÇÃO 3.10.

$$a \frac{Q}{b} \ge T \operatorname{sen} \theta$$
 (3.10)



FIGURA 3.7: A área de contribuição será resultado da área drenada a montante (a) em um determinado comprimento b. Q representa a precipitação, T a transmissividade do solo, h a zona de saturação e θ a declividade (modificado de MONTGOMERY & DIETRICH, 1994).

De acordo com O'LOUGHLIN (1986), a condição de saturação em equilíbrio (sem variação com o tempo) é definida por um índice de umidade (W), e a equação anterior pode ser escrita meio da EQUAÇÃO 3.11, na qual a razão Q/T e a/bsenθ, correspondem, respectivamente, ao controle hidrológico e topográfico.

$$W = \frac{Q}{T} \cdot \frac{a}{bsen\theta}$$
(3.11)

Esse modelo hidrológico pode ser também escrito em função da razão h/z, considerando inicialmente o fluxo de água (q) como sendo um produto da velocidade (v) pela área da seção transversal saturada (S), conforme mostra a EQUAÇÃO 3.12.

$$\mathbf{q} = \mathbf{v}.\mathbf{S} \tag{3.12}$$

Por meio da Lei de Darcy (EQUAÇÃO 3.13), que relaciona a condutividade hidráulica saturada (K_{sat}) e o gradiente hidráulico (i), é feita uma aproximação para este último termo (EQUAÇÃO 3.14), considerando somente a carga gravitacional, ou de elevação, inserido na variação do potencial total (ΔH_{total}).

$$\mathbf{v} = \mathbf{K}_{\text{sat}}.\mathbf{i} \tag{3.13}$$

$$i = \left(\frac{\Delta H_{\text{total}}}{L}\right) \tag{3.14}$$

Sabendo-se que o gradiente hidráulico i, ou seja, razão entre a diferença de potencial gravitacional entre dois pontos $Hg_1 e Hg_2 e$ o comprimento L, é igual ao sen θ , a Lei de Darcy pode ser reescrita substituindo i por sen θ e a velocidade do fluxo descrita pela EQUAÇÃO 3.15).

$$\mathbf{v} = \mathbf{K}_{\text{sat.sen}\boldsymbol{\theta}} \tag{3.15}$$

A área da seção transversal saturada (S) em função da projeção vertical de h pode ser expressa pela EQUAÇÃO 3.16; portanto, o fluxo de água pode ser expresso pela substituição de 3.15 e 3.16 em 3.12, obtendo-se a EQUAÇÃO 3.17.

$$S = h.\cos\theta \tag{3.16}$$

$$q = K_{sat} \cdot sen\theta \cdot h \cdot \cos\theta b \tag{3.17}$$

MONTGOMERY & DIETRICH (1994) desprezando os fluxos superficial e da rocha, afirmam que a precipitação efetiva (**Q**) multiplicada pela área de contribuição, será a quantidade de *runoff* através do comprimento **b** na condição de equilíbrio. Desta forma, foi acrescentado o comprimento **b** à EQUAÇÃO 3.17. Para o modelo hidrológico, o fluxo é expresso pelo produto da precipitação por unidade de tempo e a área drenada a montante (EQUAÇÃO 3.18).

$$Qa = K_{sat} \cdot sen\theta \cdot h \cdot \cos\theta \cdot b \tag{3.18}$$

Considerando a transmissividade (**T**), citada na EQUAÇÃO 3.11, como produto da permeabilidade saturada (k_{sat}) pela espessura do solo (e), e sendo e = z.cos θ , esse parâmetro por ser expresso pela EQUAÇÃO 3.19. Com isso o denominador da EQUAÇÃO 3.11 pode ser escrito a partir da EQUAÇÃO 3.20.

$$T = K_{sat} \cdot z \cdot \cos \theta \tag{3.19}$$

$$T \cdot b \cdot sen\theta = K_{sat} \cdot z \cdot \cos \theta \cdot sen\theta \cdot b$$
(3.20)

Substituindo as EQUAÇÕES 3.18 e 3.20 na EQUAÇÃO 3.11, obtem-se a EQUAÇÃO 3.21. Com a resolução dessa equação, o modelo hidrológico pode ser definido em função da razão de h/z, conforme a EQUAÇÃO 3.22.

$$W = \frac{K_{sat} \operatorname{sen} \theta \cdot h \cdot \cos \theta \cdot b}{K_{sat} \cdot z \cdot \cos \theta \cdot \operatorname{sen} \theta \cdot b}$$
(3.21)

$$\frac{h}{z} = \frac{Q}{T} \frac{a}{b \cdot \text{sen}\theta}$$
(3.22)

3.5.3 Combinação dos Modelos (Hidrológico e Estabilidade)

É feita uma combinação entre as EQUAÇÕES 3.8 (modelo de estabilidade) e 3.22 (modelo hidrológico) a partir da razão h/z, obtendo-se, portanto, a EQUAÇÃO 3.23. Essa pode ser escrita em função da quantidade de chuva necessária para a deflagração de escorregamentos sem considerar a coesão, conforme a EQUAÇÃO 3.24 (combinação do modelo hidrológico e do modelo de estabilidade), que é resolvida pela rotina automatizada do modelo SHALSTAB.

$$\frac{Qa}{bTsen\theta} = \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan\theta}{\tan\phi} \right)$$
(3.23)

$$Q = \frac{T}{\left(\frac{a}{b}\right)} \operatorname{sen}\theta \frac{\rho_{s}}{\rho_{w}} \left(1 - \frac{\tan\theta}{\tan\phi}\right)$$
(3.24)

A EQUAÇÃO 3.8 pode variar de zero (declividade igual ao ângulo da encosta) até o valor da razão ρ_s/ρ_w (declividade igual a zero). Considerando o plano de ruptura paralelo à encosta, a razão h/z terá uma variação entre 0 e 1 e as seguintes situações são definidas: **Incondicionalmente instável,** quando a declividade for maior do que o ângulo de atrito, o lado direito da EQUAÇÃO 3.8 será menor do que zero, portanto, a região será instável ainda com o solo seco (h/z = 0), e **Incondicionalmente estável**, se a tanθ é menor ou igual a tan ϕ (1- (ρ_w/ρ_s)). Nessa situação, mesmo saturada, a encosta é considerada estável.

Na combinação final dos modelos hidrológicos e de estabilidade, MONTGOMERY & DIETRICH (1994) usaram um valor constante de **T** para toda a base de dados, simulando para diferentes valores de descarga hidráulica **Q**. Na ausência de valores de transmissividade a suscetibilidade pode ser calculada por **log** $(Q/T)^2$.Desta forma, a EQUAÇÃO 3.24 (escrita em função de a/b) é representada pela linha pontilhada da FIGURA 3.8 em função da razão a/b e da declividade.



FIGURA 3.8: Gráfico apresentando a variação a/b (eixo das ordenadas) em função da tanθ. O limite da saturação está representado pela linha tracejada. Os quadrantes A, B, C, D, E, F e G representam as condições de estabilidade conforme apresentado na **TABELA 3.2.** (modificado de MONTGOMERY & DIETRICH, 1994).

 $^{^{2}}$ O logaritmo é aplicado devido aos baixos valores obtidos da razão Q/T.

TABELA 3.2: Classes de estabilidade e saturação, A, B, C, D, E, F e G, de acordo com a razão a/b e tanθ relativas a FIGURA 3.8 (modificado de DIETRICH & MONTGOMERY, 1998).

CLASSE DE ESTABILIDADE	CONDIÇÃO	
(A) Incondicionalmente estável e saturado	$a/b > (T/Q)sen\theta$ e $tan\theta \le tan\phi(1-\rho_w/\rho_s)$	
(B) Incondicionalmente estável e não saturado	$a/b < (T/Q)$ sen θ e tan $\theta \le tan\phi(1-\rho_w/\rho_s)$	
(C) Estável e não saturado	$\frac{a}{b} < \frac{\rho_{s}}{\rho_{w}} \left(1 - \frac{\tan\theta}{\tan\phi} \right) \frac{T}{Q} \operatorname{sen}\theta$ a/b < (T/Q)sen\theta e tan\phi(1-\rho_{w}/\rho_{s}) < tan\theta <tan\phi< td=""></tan\phi<>	
(D) Instável e não saturado	$\frac{a}{b} \ge \frac{\rho_{s}}{\rho_{w}} \left(1 - \frac{\tan\theta}{\tan\phi} \right) \frac{T}{Q} \operatorname{sen}\theta$ $a/b < (T/Q) \operatorname{sen}\theta \ e \ \tan\phi(1 - \rho_{w}/\rho_{s}) < \tan\theta < \tan\phi$	
(E) Instável e saturado	$\frac{a}{b} > \frac{\rho_{s}}{\rho_{w}} \left(1 - \frac{\tan\theta}{\tan\phi}\right) \frac{T}{Q} \operatorname{sen}\theta$ $a/b > (T/Q) \operatorname{sen}\theta \ e \ \tan\phi(1 - \rho_{w}/\rho_{s}) < \tan\theta < \tan\phi$	
(F) Incondicionalmente instável e não saturado	$\tan\theta > \tan\phi \ e \ a/b < (T/Q) \sin\theta$	
(G) Incondicionalmente instável e saturado	$\tan\theta > \tan\phi e a/b > (T/Q)sen\theta$	

3.5.4 Trabalhos Realizados

Os primeiros trabalhos de previsão de áreas suscetíveis utilizando o modelo SHALSTAB foram realizados por DIETRICH et al. (1986) e MONTGOMERY & DIETRICH (1989). Posteriormente, DIETRICH et al (1998) aplicaram o modelo SHALSTAB em sete bacias hidrográficas e observaram que, em média, cerca de 46% dos escorregamentos ocorreram entre as duas menores classes de instabilidade (incondicionalmente instável e log (q/T) < 3.1), mostrando a eficiência do modelo nesse tipo de abordagem.

MONTGOMERY et al. (1998) utilizaram o modelo para avaliar a suscetibilidade em diferentes bacias nos EUA após o desmatamento. Os autores observaram que a performance do modelo variou entre as bacias, sendo mais eficiente naquelas com declividades médias mais elevadas e presença de superfícies rasas entre o solo e a rocha. Com o objetivo de avaliar o papel da topografia na geração dos deslizamentos, os autores utilizaram valores dos parâmetros mecânicos e hidrológicos dos solos como sendo constantes em todas as áreas estudadas, permitindo também a avaliação da litologia no controle topográfico.

No Brasil um das primeiras aplicações do modelo SHALSTAB foi realizada por GUIMARÃES (2000) em duas bacias hidrográficas localizadas no município do Rio de Janeiro. Os mapas de suscetibilidade foram gerados utilizando diferentes valores de coesão e de ângulo de atrito. De acordo com esse autor, os ensaios mostraram na forma mais simples (modelo sem coesão) uma elevada eficiência, atestando também o forte controle topográfico responsável pela detonação de escorregamentos rasos. Posteriormente, o modelo foi também aplicado nessa mesma área juntamente com outras metodologias de previsão (GUIMARÃES et al. 2003; GOMES et al. 2005 e GOMES, 2006).

Outros trabalhos em nível nacional também fizeram uso do modelo SHALSTAB em áreas suscetíveis a movimentos de massa, principalmente escorregamentos rasos, controladas tanto por fatores naturais quanto antrópicos. RABACO (2005) comparou a previsão realizada por esse modelo, em regiões montanhosas cortadas por faixas de oleodutos, com resultados obtidos por outros modelos em bases físicas e também por modelos empíricos. ZAIDAN (2006) aplicou o modelo em uma bacia de drenagem urbana no município de Juiz de Fora (MG) com o objetivo de avaliar o risco de escorregamentos e determinar a redefinição de áreas de ocupação na área. SILVA (2006) avaliou a eficiência desse modelo sob condições naturais e antrópicas no município de Petrópolis, região serrana do estado do Rio de Janeiro, constantemente atingida por escorregamentos rasos durante fortes eventos pluviométricos.

Os trabalhos descritos acima apresentaram resultados bastante satisfatórios na definição de áreas suscetíveis e confirmaram as principais vantagens do seu uso, sendo elas: a aplicação em diferentes áreas sem custos elevados para coleta de dados de entrada, a comparação direta dos resultados obtidos em diferentes áreas e a facilidade de uso em ambiente SIG. Além disso, é destacado por grande parte dos autores que, quando utilizados valores geotécnicos e hidrológicos constantes em uma mesma área, o modelo faz uma definição confiável do papel exercido pela topografia na geração desses processos.

A principal desvantagem desse modelo consiste na ausência de uma avaliação do papel exercido pelo sistema de raízes na coesão dos solos e, principalmente, pela infiltração e variação temporal da carga de pressão durante eventos pluviométricos intensos.

3.6. Modelo TRIGRS

O modelo TRIGRS (*Transient* Rainfall Infiltration And Grid-Based Regional Slope-Stability) é direcionado para a previsão de escorregamentos translacionais rasos induzidos por eventos pluviométricos. Foi desenvolvido por BAUM et al (2002) para calcular a variação do fator de segurança (FS), em diferentes profundidades (z), conforme mudanças da carga de pressão (ψ) ao longo de um evento pluviométrico. Com base na associação entre um modelo hidrológico e outro de estabilidade, proposta por IVERSON (2000), os autores desenvolveram uma rotina em Linguagem Fortran, implementando outras soluções alternativas ao modelo original proposto por IVERSON (2000), que será descrito mais à frente.

3.6.1 Modelo Hidrológico

Para a elaboração do modelo, IVERSON (2000) considera, inicialmente, a Equação de Richards³ conforme o sistema de coordenadas apresentado na FIGURA 3.9. Na EQUAÇÃO 3.25, representa a carga de pressão da água; θ a umidade volumétrica de água do solo; t o tempo; α o ângulo da encosta ($0 \le \alpha \ge 90^\circ$); e K_L e K_Z correspondem, respectivamente, aos parâmetros de condutividade hidráulica nas direções lateral (x,y) e normal (z), conforme a Lei de Darcy. Esses últimos parâmetros são normalizados (K*), representando a condutividade máxima (saturada) em qualquer fluxo (EQUAÇÃO 3.26), e posteriormente, relacionados com a difusividade hidráulica (D_L, D_Z, D₀), conforme a EQUAÇÃO 3.27, na qual C(ψ)=d θ /d ψ corresponde à mudança da umidade volumétrica de água em relação à carga de pressão. C₀ representa o valor mínimo de C(ψ), tipicamente observado quando o solo está saturado (IVERSON, 2000).

³ Equação de fluxo tipo transiente e tridimensional para meio heterogêneo, isotrópico e não saturado.



FIGURA 3.9.: Sistema de coordenadas cartesianas usada na análise de Richards, sendo x e y tangentes à superfície da encosta e às curvas de nível, respectivamente. Z representa a normal ao plano x, y e α é o ângulo da encosta (IVERSON, 2000).

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} \frac{d\theta}{d\psi} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K_{L} \left(\psi \right) \left(\frac{\partial \psi}{\partial x} - \sin \alpha \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K_{L} \left(\psi \right) \left(\frac{\partial \psi}{\partial y} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_{Z} \left(\psi \right) \left(\frac{\partial \psi}{\partial x} - \cos \alpha \right) \right]$$
(3.25)

$$K_{L}^{*} = \frac{K_{L(\psi)}}{K_{sat}}, K_{Z}^{*} = \frac{K_{Z(\psi)}}{K_{sat}}$$
 (3.26)

$$D_{L} = \frac{K_{L}(\psi)}{C(\psi)}, D_{Z} = \frac{K_{Z}(\psi)}{C(\psi)}, D_{0} = \frac{K_{sat}}{C_{0}}$$
(3.27)

Baseado nas Equações 3.25, 3.26 e 3.27 e considerando a difusividade hidráulica (D₀), IVERSON (2000) formula o modelo hidrológico, por meio de duas escalas temporais, A/D_0 e H^2/D_0 , as quais representam, respectivamente, o tempo mínimo necessário para transmissão **lateral** da poro-pressão da área A para o ponto (x,y, H), e transmissão **normal** da superfície até a profundidade H. Desta forma, a análise da resposta da carga de pressão em relação à chuva em uma encosta, ou seja, a relação entre a profundidade H e a área de contribuição A, é dada pela razão entre ambas, isto é, ε (EQUAÇÃO 3.28).

$$\varepsilon = \sqrt{\frac{\mathrm{H}^2 \mathrm{D}_0}{\mathrm{A}\mathrm{D}_0}} = \frac{\mathrm{H}}{\sqrt{\mathrm{A}}}$$
(3.28)

Se $\varepsilon <<1$ (comum em encostas potencialmente instáveis), IVERSON (2000) considera a resposta da carga de pressão no ponto (x,y,H) em duas escalas temporais: **longo-tempo e curto-tempo**. No caso da escala de longo-tempo, as chuvas são consideradas longas (t>A/D₀) e o tempo normalizado t*=tD₀/A. Para a análise de curto-tempo, as chuvas são curtas (t<<A/D₀) e o tempo normalizado t*=tD₀/H.

Para ambas as análises as respostas são obtidas pela inserção das EQUAÇÕES 3.26, 3.27 e 3.28 na EQUAÇÃO 3.25 (Richards). Entretanto, depois de considerados os parâmetros da análise de longo-tempo, IVERSON (2000) a desconsidera, trabalhando somente com as condições da análise de curto-tempo, na qual são observadas maiores proximidades do modelo em relação ao encontrado na paisagem. Para maiores informações sobre a análise de longo-tempo ver IVERSON (2000).

A partir daí o autor multiplica todos os termos por H/K_{sat}, realiza simplificações e considera $\varepsilon <<1$, produzindo uma equação que calcula ψ (x, y, H, t) em resposta às chuvas de curta duração (t<<A/D₀). A EQUAÇÃO 3.29 é expressa em termos de coordenada vertical (Z* = x*sin α + z*cos α), conforme mostra a FIGURA 3.10 e governa as respostas transientes da poro-pressão em profundidades rasas ($\varepsilon <<1$) e tempos curtos (t<<A/D₀).

$$\frac{C(\psi)}{C_0} \frac{\partial \psi^*}{\partial t^*} = \cos^2 \alpha \frac{\partial}{\partial z^*} \left[K_z^* \left(\frac{\partial \psi^*}{\partial z^*} - \cos \alpha \right) \right]$$
(3.29)



FIGURA 3.10: Definição da coordenada vertical ($Z=xsin\alpha+zcos\alpha$) usada para calcular a carga de elevação ou a profundidade arbitrária (x,z). Se as coordenadas Z e z partem do mesmo ponto de origem, $Z=xsin\alpha+zcos\alpha$ é simplificada para $Z=zcos\alpha$, em função de x=ztan α (modificado de IVERSON, 2000).

Segundo IVERSON (2000), para a resolução da EQUAÇÃO 3.29, são consideradas formas limitantes que descrevem as respostas da carga de pressão em solos inicialmente secos ou úmidos e considerem termos que contenham o **fluxo gravitacional** e de **difusão de pressão** (EQUAÇÃO 3.30).

$$\frac{C(\psi)}{C_0} \frac{\partial \psi^*}{\partial t^*} = \cos^2 \alpha \left[K_z^* \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial Z^{*2}} - \frac{I_Z}{K_Z} \frac{\partial K_z^*}{\partial Z^*} \right]$$
(3.30)

Embora tenha trabalhado essa última equação para solos inicialmente secos, o autor foca sua análise sobre as condições de solos inicialmente úmidos $K_z \rightarrow K_{sat} e C(\psi) \rightarrow C_0$), por considerá-la mais comum durante a ruptura da encosta. Sendo assim, o termo do fluxo gravitacional (Iz/Kz) pode ser negligenciado (EQUAÇÃO 3.31).

$$\frac{\partial \psi^*}{\partial t^*} = \frac{C_0 K_z^* \cos^2 \alpha}{C(\psi)} \frac{\partial^2 \psi^*}{\partial Z^{*2}}$$
(3.31)

A EQUAÇÃO 3.31 é reduzida (forma dimensional) para a EQUAÇÃO 3.32, a qual, para ser resolvida, em relação à resposta da carga de pressão em seqüências complexas de chuva, deve obedecer às seguintes condições iniciais e de contorno (3.32a), (3.32b) e (3.32c), onde T é a duração da chuva.

$$\frac{\partial \Psi}{\partial t} = D_0 \cos^2 \alpha \frac{\partial^2 \Psi}{\partial Z^2}$$
(3.32)

$$\psi(Z,0) = (Z - d_Z)\beta, \qquad (3.32a)$$

$$\frac{\partial \Psi}{\partial Z}(\infty, t) = \beta,$$
 (3.32b)

$$\frac{\partial \psi}{\partial Z}(0,t) = \begin{cases} -I_{Z}/K_{Z} + \beta & t \le T\\ \beta & t > T, \end{cases}$$
(3.32c)

A solução analítica da EQUAÇÃO 3.32 quando submetida às condições inicial e de contorno pode ser obtida pela generalização análoga à solução de condução de calor proposta por CARLSLAW & JAEGER (1959) *apud* IVERSON (2000), produzindo as EQUAÇÕES 3.33a e 3.33b. Essas são aplicadas, respectivamente, para chuva contínua (t \leq T) e depois do seu término (t>T). $\hat{D} = 4D_0 \cos^2 \alpha$, e erfc é a função de erro complementar.

$$\psi(Z, t \le T) = (Z - d)\beta + \frac{I_z}{K_z} \left[\left(\frac{\hat{D}t}{\pi} \right)^{1/2} \exp \left(-\frac{Z^2}{\hat{D}t} \right) - Zerfc \left(-\frac{Z^2}{\hat{D}t} \right)^{1/2} \right], \quad (3.33a)$$

$$\psi(Z,t>T) = \psi(Z,t\leq T) - \frac{I_z}{K_z} \left[\left(\frac{\stackrel{}{D}(t-T)}{\pi} \right)^{1/2} \exp \left(-\frac{Z^2}{\stackrel{}{D}(t-T)} \right) - \operatorname{Zerfc} \left(-\frac{Z^2}{\stackrel{}{D}(t_-T)} \right)^{1/2} \right], \quad (3.33b)$$

Após a normalização das EQUAÇÕES 3.33a e 3.33b, em relação ao termo Z, são obtidas as EQUAÇÕES 3.34a e 3.34b.

$$\frac{\Psi}{Z}(Z,t \le T) = \beta \left(1 - \frac{d}{Z}\right) + \frac{I_z}{K_z} \left[R\left(t^*\right)\right]$$
(3.34a)

$$\frac{\Psi}{Z}(Z,t>T) = \beta \left(1 - \frac{d}{Z}\right) + \frac{I_z}{K_z} \left[R\left(t^*\right) - R\left(t^* - T^*\right)\right]$$
(3.34b)

Onde:

$$t^* = \frac{t}{Z^2 / \hat{D}}$$
(3.34c)

$$T^* = \frac{T}{Z^2 / \hat{D}}$$
(3.34d)

As EQUAÇÕES 3.34a e 3.34b são normalizadas pelo tempo, e a carga de pressão dependerá somente do tempo normalizado (EQUAÇÃO 3.34e).

$$R(t^*) = \sqrt{t^*/\pi} \exp(-t/t^*) - \operatorname{erfc}(t/\sqrt{t^*})$$
(3.34e)

As EQUAÇÕES 3.34a - 3.34e indicam que o cálculo da carga de pressão, em todas as profundidades e em todos os tempos t^{*}, requer apenas o conhecimento da função de resposta da carga de pressão $R(t^*)$ e de três informações adicionais: (a) uma distribuição inicial da carga de pressão (*steady state*), representada pelo primeiro termo (termo ao lado direito) das EQUAÇÕES 3.34a e 3.34b; (b) intensidade da chuva normalizada I_z/K_z e (c) duração da chuva (T^{*}).

3.6.2 Modelo de Estabilidade

Para o cálculo do potencial para ruptura em diferentes locais na paisagem, IVERSON (2000) utiliza análise uni-dimensional de estabilidade baseada no método do Talude Infinito, considerando H<<L, sendo H a profundidade da superfície de ruptura e L o comprimento do deslizamento. Essa condição é compatível com ε <<1 usado para desenvolver a aproximação da Equação de Richards referente à EQUAÇÃO 3.29 para fluxo subsuperficial na encosta.

Considerando que durante a chuva o FS varia em função do tempo e da profundidade, conforme a EQUAÇÃO 3.35, o componente tempo do FS em qualquer profundidade Z é, portanto, obtido pela combinação dessa EQUAÇÃO 3.35 e as EQUAÇÕES 3.34a - 3.34e, resultando na EQUAÇÃO 3.36.

$$FS'(Z,t) = \frac{\left[\psi(Z,t) - \psi_0(Z)\right] \gamma_w \tan \varphi}{\gamma_s Z \sin \alpha \cos \alpha}$$
(3.35)

$$FS'(Z,t) = -\frac{\gamma_W}{\gamma_S} \frac{\tan \varphi}{\sin \alpha \cos \alpha} \frac{I_Z}{K_Z}$$
(3.36)

$$\begin{cases} \begin{bmatrix} \mathbf{R}(\mathbf{t}^*) \\ \mathbf{R}(\mathbf{t}^*) - \mathbf{R}(\mathbf{t}^* - \mathbf{T}^*) \end{bmatrix} & \mathbf{t}^* \le \mathbf{T}^* \\ \mathbf{t}^* > \mathbf{T}^* \end{cases}$$

Tal equação mostra que FS' (Z,t) depende, além dos parâmetros do solo e da encosta, apenas de três variáveis adicionais: tempo (t*), duração da chuva (T*) e intensidade da chuva (I_z/K_z) , sendo desnecessário especificar a profundidade da ruptura na encosta, porque a análise dos mecanismos de ruptura combinou com carga de pressão transiente do fluxo, prevendo o FS para todas as profundidades Z. A profundidade Z que primeiro produz FS=1 determina a profundidade do deslizamento, que pode variar em resposta às diferentes entradas de chuva.

Com o desenvolvimento desse modelo, IVERSON (2000) demonstra que apenas três parâmetros são acrescidos na análise de estabilidade das encostas, sendo eles: difusividade hidráulica (D_0), intensidade da chuva (I_z) e duração da chuva T (ou uma seqüência de intensidades e durações). Entretanto, como qualquer outro modelo, esse possui uma série de hipóteses. São elas:

(a) a profundidade do provável deslizamento (H ou Z) é muito menor que a raiz quadrada da área de contribuição A, fazendo com que $\epsilon <<1$;

(b) a duração da chuva T que deflagra o deslizamento é muito menor que a resposta do fluxo em *steady-state* do provável deslizamento, fazendo T \leq A/D₀;

(c) os solos encontram-se relativamente úmidos precedendo a ruptura com o início da chuva;

(d) os mecanismos de ruptura são representados adequadamente pelo balanço de forças na análise do Talude-Infinito e;

(e) a resistência do solo depende dos parâmetros de Coulomb, ângulo de fricção e coesão.

3.6.3 Dados de Entrada e Principais Limitações

A entrada dos dados no TRIGRS é feita, primeiramente, por meio do Modelo Digital de Elevação, a partir do qual são retiradas as informações de declividade e direção de fluxo. São necessários também: valores das propriedades hidráulicas, mecânicas e pluviométricas (TABELA 3.3) e algumas informações adicionais que controlam o modelo, como, por exemplo, o número de intervalos (nzs) ao longo de uma espessura de solo (Z_{max}) a partir dos quais são calculados os valores da carga de pressão (ψ) e do Fator de Segurança (FS), conforme demonstrado na FIGURA 3.11.

Os valores gerados pelo MDE (declividade e direção de fluxo) são inseridos por meio de arquivos em formato *asc*. Os parâmetros hidrológicos e mecânicos podem ser constantes para toda a área ou podem ser inseridos por meio de valores distribuídos obtidos por mapeamentos, por exemplo.

É admitido o cálculo do FS considerando duas situações relacionadas à presença ou não de um limite basal. O modelo inicialmente proposto por IVERSON (2000) simula fluxos hidrológicos verticais, comuns em áreas onde a condutividade hidráulica saturada é relativamente uniforme com a profundidade. Entretanto, BAUM et al. (2002), durante o desenvolvimento do TRIGRS, modificaram sua estrutura inicial permitindo considerar também uma profundidade limitante (ex. presença de horizontes superficiais mais permeáveis que os demais inferiores) e a geração de fluxos paralelos à encosta (FIGURA 3.12).

TABELA 3.3: Parâmetros gerais, mecânicos, hidrológicos e pluviográficos utilizados no modelo TRIGRS (modificado de BAUM et al. 2002).

Variáveis	Símbolo	Valor (Intervalo)	
GERAIS (Controle do Programa)			
Número de intervalos (para cada intervalo o modelo calcula o FS e a carga de pressão)	nzs	≥1	
Número de termos das soluções para base impermeável (profundidade finita) ou permeável	Mmax	<1 (IVERSON, 2000) ≥1 (BAUM et al., 2002)	
Profundidade superficial a partir da qual será computada a carga de pressão	Zmin	>0 tipicamente $0.01 \le zmin \le 0.1$	
PROPRIEDADES MECÂNICAS E HIDROLÓGICAS			
Coesão do solo (c)	сс	≥ 0	
Ângulo de atrito interno (Φ)	cphi	>0	
Profundidade máxima (Z _{max})	czmax	>0	
Massa específica do solo (ρ_s)	cuws	>0	
Massa específica da água (ρ_w)	uww	>0	
Taxa de Intensidade de infiltração (constante) (I_Z)	crizero	>0	
Altura inicial (constante) do lençol freático (d)	cdep	0 <cdep≤zmax< td=""></cdep≤zmax<>	
Difusividade hidráulica (D_0)	cdif	cdif>zmin	
Condutividade hidráulica saturada vertical do solo (K _z)	cks	cks>0	
PROPRIEDADES DA PRECIPITAÇÃO - EVENTO			
Tempo inicial do evento	t	>0	
Intensidade da chuva para cada evento (I_{nZ})	cri()	>0	
Duração acumulada no final de cada evento (<i>tn</i>)	capt()	capt(1)=0, capt(1) <capt(2)<,< td=""></capt(2)<,<>	



FIGURA 3.11: Parâmetros relacionados às profundidades máxima (czmax) e superficial, a partir da qual será computada a carga de pressão (Zmin), e ao número de intervalos para cada intervalo nos quais o modelo calcula o FS e a carga de pressão (nks) (modificada de BAUM et al., 2002)



FIGURA 3.12: Seções esquemáticas mostrando as condições limites assumidas pelo modelo TRIGRS, que permite realizar simulações considerando duas citações relacionadas à presença ou não de uma camada impermeável. zmax corresponde a profundidade máxima indicada pelo usuário, assim como a altura inicial do lençol freático (d_z). (A) é uma condição limite de profundidade infinita (apropriada para áreas onde a condutividade hidráulica satura vertical é relativamente uniforme com a profundidade), e (B) representa uma condição limite de profundidade finita (apropriada em áreas onde o horizonte superficial é mais permeável que os inferiores) (modificada de BAUM et al., 2002).

As principais limitações do modelo TRIGRS devido às simplificações em suas bases teóricas são:

(a) O modelo assume fluxo homogêneo saturado ou perto da saturação e solo isotrópico, não podendo, portanto, ser aplicado em áreas sob condições iniciais muito secas e anisotrópicas ou heterogêneas;

(b) Os resultados finais são sensíveis às condições iniciais, principalmente, profundidade do lençol freático e taxa de infiltração;

(c) É desconsiderado o papel da evapotranspiração, devido à sua baixa taxa durante eventos pluviométricos intensos;

(d) A variação da carga de pressão ocorre apenas em função da profundidade e do tempo;

(e) O modelo de estabilidade (Talude Infinito) assume como uniforme a profundidade e as propriedades físicas do solo, sendo aplicado somente para previsão de movimentos de massa do tipo escorregamento translacional raso.

3.6.4 Trabalhos Realizados

Anteriormente ao desenvolvimento e difusão do TRIGRS, o modelo proposto por IVERSON (2000) foi utilizado em alguns trabalhos realizados, por exemplo, por KEIM & SKAUGSET (2003) em encostas do noroeste dos EUA. Tais autores investigaram a resposta da carga de pressão durante um evento pluviométrico, considerando o papel exercido pelo dossel das árvores na distribuição das chuvas na superfície dos solos, e conseqüente influência na suscetibilidade.

Em algumas regiões da Itália, CROSTA & FRATTINI (2003) e FRATTINI et al. (2004) mapearam a suscetibilidade das encostas por meio de uma associação entre o modelo de Talude Infinito e diferentes modelos hidrológicos, realizada em linguagem AML no programa *Arcinfo*. CROSTA & FRATTINI (2003), por exemplo, utilizaram três tipos de modelos hidrológicos, dentre eles IVERSON (2000). De acordo com a validação realizada por meio de mapas de escorregamentos ocorridos em junho de 1997 (cerca de 150 cicatrizes) os melhores resultados foram verificados no mapeamento do FS baseado no modelo difusivo de

IVERSON (2000). Essa validação considerou dois tipos de erros: as áreas mapeadas como instáveis, mas sem a presença de cicatrizes, e estáveis, com cicatrizes.

FRATTINI et al. (2004), utilizando a mesma metodologia, buscaram indicar a tipologia dos fluxos durante eventos chuvosos que contribuem para a geração de escorregamentos em encostas constituídas de solos piroclásticos. Conforme os resultados apresentados nessa pesquisa, a variação da suscetibilidade, a partir do uso do modelo hidrológico transiente de IVERSON (2000), durante um evento pluviométrico, apresentou os melhores resultados quando comparados com valores reais (mapa de cicatrizes). Com isso, os autores puderam também concluir que a geração dos escorregamentos na área estudada está condicionada a fluxos verticais, difusivos e desenvolvidos dentro de solos próximos a saturação.

CHIEN-YUAN et al. (2005) utilizaram o modelo TRIGRS para analisar escorregamentos induzidos por eventos pluviométricos em novembro de 2000 e a formação posterior de corridas de detritos, que causaram muitos danos em uma região em Taiwan. Nessa área, porções no relevo onde foi observada, no campo, a presença de trincas no solo e uma superfície de ruptura, coincidiram com aquelas mapeadas como instáveis pelo modelo.

Utilizando diferentes índices pluviométricos, GODT et al. (2006) aplicaram o modelo TRIGRS na cidade de Seattle (EUA), freqüentemente afetada por escorregamentos translacionais rasos, que provocam muitos danos sócio-econômicos. Os autores observaram que cerca de 88% dos escorregamentos mapeados coincidiram com a região prevista como instável pelo modelo. BAUM et al. (2005) estudaram a mesma área e após comparação dos resultados obtidos por diferentes modelos, também identificaram resultados mais satisfatórios na previsão de escorregamentos realizada pelo TRIGRS em relação aos demais modelos utilizados.

4 A SERRA DO MAR PAULISTA E A BACIA DE DRENAGEM DA COPEBRÁS

Para o desenvolvimento desse estudo foi selecionada uma bacia de drenagem (tributária do rio Moji), localizada na escarpa da Serra do Mar, no município de Cubatão (SP), entre a Serras de Cubatão e Paranapiacaba (FIGURA 4.1). A bacia piloto, com uma área de cerca de 3,6Km², foi nomeada bacia da COPEBRÁS em função da setorização de parte da Serra do Mar realizada pelo IPT (1984), com o objetivo de elaborar de um plano de emergência e de obras de contenção para movimentos de massa, especificamente, corridas de detritos.

Nesse capítulo são descritos, na escala da Serra do Mar Paulista, aspectos de cunho geológico-geomorfológico, geotécnico, climatológico e de uso do solo que possam contribuir para o melhor entendimento dos fatores controladores e dos mecânicos de ruptura dos escorregamentos translacionais rasos. O objetivo principal dessa caracterização é subsidiar a entrada dos parâmetros utilizados pelos modelos de previsão e, a partir dos resultados obtidos, analisar os fatores deflagradores desses processos na Serra do Mar.

4.1 Geologia

A evolução da Serra do Mar engloba uma série de eventos de metamorfismo, migmatização, magmatismo e de deformação que atingiram as rochas dessa unidade geomorfológica através de ciclos superimpostos e de atuação não uniforme, originando tipos litológicos bastante complexos (ALMEIDA & CARNEIRO, 1998; IPT, 1986). Tais eventos são diferenciados em quatro episódios, conforme apontam HASUI et al (1994).

No primeiro episódio (Pré-Cambriano inferior) ocorreram movimentos de desmembramento cavalgamento de leste para oeste, com de litotipos e deslocamentos/empilhamentos de lascas; posteriormente, um alívio de pressões por transcorrência de direção NE-SW e ondulações e formação de juntas de altos mergulhos. No segundo episódio (início do Paleozóico - Triássico) ocorreram intrusões granitóides, sendo todas as unidades rochosas afetadas pela movimentação transcorrente da falha de Cubatão. O terceiro episódio corresponde à Reativação Sul-Atlântica ou Wealdeniana (Triássico/Mioceno), quando ocorreram movimentos de blocos sob regime tectônico extensional, gerando grandes soerguimentos, alçamentos e abatimentos de blocos por falhas normais, com formação de altos e depressões. Nessa área, ocorreram intrusões de diques e *sills* de diabásio, de intrusivas alcalinas neocretácicas, traços gerais do relevo e falhas. O último episódio corresponde à neotectônica (Mioceno-Recente) cujo regime vigente é de tipo transcorrente (HASUI et al, 1994).

Segundo SADOWSKI (1974) a Zona de falhamentos de Cubatão se estende na encosta sudeste dos vales dos rios Moji, Cubatão e Branco e constitui o limite sul de uma faixa de rochas ectiníticas que se encontra no vale desses rios. O lineamento separa dois blocos com distintas litologias e estruturas. O bloco norte ou bloco Juquitiba, sobre o qual se desenvolveu a escarpa da Serra do Mar é constituído por ectinitos e migmatitos essencialmente estromatíticos com freqüentes sinais de retrometamorfismo e paleossomas xistosos. Estruturalmente, os eixos de dobramento mergulham dominantemente para SW. Ocorrem ainda granitóides, metabasitos, rochas básicas e sedimentos terciários. O bloco sul (Bloco Litorâneo ou Costeiro) é composto por migmatitos essencialmente oftalmíticos e de paleossoma de composição gnáissica e mergulham para NE. Esse bloco, segundo IPT (1984), tem pequena expressão em área, com ocorrência a sul da Falha de Cubatão, restringindo-se praticamente ao Morro do Marzagão.

Os ectinitos afloram em zonas estreitas e longas constituindo a faixa de biotita xistos do rio Pequeno, de calcosilicáticas da encosta da Serra de Cubatão e a faixa metasedimentar dos rios Branco, Cubatão e Moji. Os migmatitos podem apresentar dominância do paleossoma (dominante no bloco norte) ou do neossoma (dominante no bloco sul), sendo neste último caso de composição média gnáissica e granítica (SADOWSKI, 1974).



46°30'W Escala Aproximada 1:25.000

46°22'30''W

FIGURA 4.1: Localização da bacia da COPEBRÁS (quadrante vermelho), entre as Serras de Cubatão e de Paranapiacaba, no estado de São Paulo. As letras "a" e "b" identificam a localização das FIGURAS 4.2 e 4.3, e as setas indicam o ângulo de visada (Fonte da Imagem de satélite: MIRANDA e COUTINHO, 2004).



FIGURA 4.2: Visão para jusante da bacia mostrando ao fundo as instalações da Indústria COPEBRÁS na porção suave, junto à foz do rio principal. Foto tirada em maio de 2003 (Fonte: Arquivo IPT).



FIGURA 4.3: Foto tirada em outubro de 2006 dentro das instalações da Indústria da COPEBRÁS. Observa-se a presença de encostas íngremes cobertas por uma vegetação densa.
Especificamente na bacia da COPEBRÁS (FIGURA 4.4) predominam as seguintes formações geológicas, conforme mapeamentos realizados por SADOWSKI (1974) e IPT (1986):

a) migmatitos estromatíticos e ou oftalmíticos de neossoma dominante passando a granitóides sintectônicos (AcMn) do Complexo Costeiro que afloram em faixa contínua e espessa entre a meia encosta e a borda do Planalto. A estrutura estromatítica é fracamente predominante sobre oftalmítica, sendo que esta associa-se outras feições subsidiárias nas porções mais feldspatizadas da rocha. Nesses locais a rocha adquire aspecto gnáissico, com muito plagioclásio, quartzo e biotita, de granulação média, por vezes fina e textura granoblástica, com o migmatito chegando a adquirir feições nebulíticas (SADOWSKI, 1974). Os migmatitos estromatítica é dada pela alternância de bandas métricas a decamétricas de rochas mais ou menos feldspatizadas, com passagens transicionais entre si. De modo geral, a granulação é média, com textura granoblástica e granolepidoblástica, dependendo da maior porcentagem de neossoma presente.

b) migmatitos estromatíticos com paleossoma dominante de biotita-muscovita-clorita xisto com ou sem silimanita e granada (PSeMc) do Complexo Embu-Grupo Açungui. O paleossoma predomina sobre o neossoma o qual apresenta-se em bandas e bolsões de espessuras centimétricas a métricas, com granulação muito variada, de pegmatítica à fina, e textura granoblástica. A feldspatização atinge o paleossoma em graus variados e apenas muito localmente consegue mascará-lo parcialmente. A alternância de bandas claras e escuras da estrutura estromatítica é uma feição característica da unidade juntamente com a intensa foliação de transposição que origina formas lenticularizadas, principalmente nos tipos litológicos mais competentes.

c) micaxistos (PSpX) são identificados como uma terceira classe na bacia da COPEBRÁS e correspondem à unidade litológica que se estende de Cubatão a Paranapiacaba através da faixa de largura quilométrica (Complexo Pilar – Grupo Açungui). São basicamente biotita xistos, com quantidades variadas de quartzo chegando à biotita-quartzo xistos. Passam gradualmente para bandas intercaladas de biotita-moscovita xistos, moscovita xistos, e quartzo filitos, denotando variações para graus metamórficos menores.



FIGURA 4.4: Mapa Litológico de um trecho da Serra do Mar na Baixada Santista com destaque para a bacia da COPEBRÁS, onde predominam as seguintes unidades: PSeMc, AcMn e Pspx. Dados compilados de IPT (1986) e modificados por LOPES (2006).

4.2 Geomorfologia e Solos

As feições geomorfológicas da Serra do Mar Paulista refletem um conjunto de fatores naturais, principalmente, aqueles associados às condições litológicas, estruturais e climáticas. Geologicamente, as principais escarpas dessa unidade estão associadas às rochas mais resistentes tais como: granitos, gnaisses-graníticos, intrusões alcalinas e básicas e quartzitos. Na Serra de Cubatão, por exemplo, a erosão atua mais intensamente até alcançar a faixa dos gnaisses facoidais e gnaisses quartzíticos que sustenta as Serras do Morrão e Mãe Maria. Enquanto isso, os rios Cubatão e Mogi escavam seus vales na faixa xistosa granitizada, sendo a margem norte de ambos sustentadas por migmatitos xistosos que ainda protegem o planalto paulista contra a invasão do fronte erosivo costeiro, seguindo as direções tectônicas ENE/NE (ALMEIDA, 1964 e TITARELI, 1986).

Quanto aos fatores de ordem climática responsáveis pela modelagem dessa unidade de relevo, destaca-se as oscilações climáticas. A presença de depósitos correlativos indica que, durante períodos mais secos e frios, a cobertura vegetal estava restrita a pequenos refúgios e o regolito espesso (desenvolvido durante períodos mais quentes e úmidos) ficava desprotegido e exposto a chuvas torrenciais concentradas e à ocorrência de movimentos de massa generalizados (BIGARELLA et al., 1965 e MEIS & BIGARELLA, 1965). Na área dos vales dos rios Moji e Cubatão aparecem os registros de pelo menos dois desses eventos (IPT, 1986).

Na área da Serra do Mar Paulista são considerados quatro tipos de relevo, segundo IPT (1986): (a) Escarpa da borda do planalto, (b) espigões, (c) morros maiores do seu sopé, e (d) morrotes e morros isolados na planície costeira. A escarpa (a) é definida na borda do planalto a partir de ruptura de declive positiva contínua, interrompida por drenagens que avançam em direção à baixada. Essa porção é alta, abrupta e retilínea, representando as encostas de cabeceira da maioria dos cursos d' água que drenam a escarpa. Os espigões (b) apresentam topos angulosos e vertentes abruptas a partir dos quais se ramificam espigões menores, arredondando seus topos à medida que se aproximam dos vales principais. Os morros maiores (c) constituem formas de topos subarredondados e geralmente apresentam-se nivelados com declividades médias e altas. Os morrotes isolados (d) na planície costeira ocorrem em posições mais interiores da mesma. São formas geralmente convexas, de topos arredondados e amplos, com encostas de baixa e média declividade.

A rede de drenagem nas escarpas tende a evoluir na busca de um padrão dendrítico, sendo que algumas bacias tributárias do Rio Moji amoldam-se a padrão subdendrítico. Em alguns anfiteatros é evidente o desenvolvimento desse padrão a partir de padrão paralelo, refletindo o controle exercido pelas estruturas da rocha na definição das linhas de drenagem (IPT, 1986).

No que se refere às formas das encostas, segundo IPT (1986), predominam as do tipo retilíneas, destacando-se praticamente em toda a porção vizinha à borda do planalto e estando associadas quase sempre às declividades muito altas, nas quais se concentram os materiais com maior grau de predisposição a escorregamentos e a processos erosivos (TABELA 4.1). As encostas de perfil convexo são a segunda classe mais freqüente na área. Seus limites superiores sempre são definidos por uma ruptura de declive negativa com a presença de solos coluvionares e clastos grossos, sendo consideradas formas mais estáveis quanto a processos erosivos e de movimentos de massa. As encostas côncavas, embora generalizadas, são de pouca expressão nessa compartimentação.

IPT (1986) aponta que os processos de escorregamentos ocorrem geralmente nos setores mais íngremes, com rupturas de declive positivas, associados a eventos pluviométricos intensos e envolvendo, geralmente, espessuras de até 2 metros de profundidade. A grande maioria apresenta ruptura do tipo solo-solo e solo-rocha, principalmente, nas interfaces solo coluvionar/solo de alteração e rocha alterada/solo de alteração.

A partir de ensaios laboratoriais em duas áreas na Serra de Cubatão, WOLLE (1988) obteve os valores de parâmetros de resistência amostrados em solos coluvionares maduros com textura argilo-arenosa e em solos saprolíticos, os quais apresentam vestígios das estruturas das rochas e variam de poucos centímetros (as vezes inexistente) até alguns metros em locais mais íngremes (TABELA 4.2).

TABELA 4.1: Unidades morfológicas geométricas da encosta e processos morfogenéticos associados (IPT, 1986).

UNIDADES MORFOLÓGICAS GEOMÉTRICAS DA ENCOSTA	PROCESSOS MORFOGENÉTICOS DOMINANTES
Convexo Borda do Planalto	Coluvionamento, escorregamentos localizados e erosão superficial laminar.
Retilíneo Zona de fornecimento de material	Escorregamentos condicionados a rupturas de declive positivas de topo, rastejo.
Convexo Depósito de Tálus	Acumulação de detritos de granulometria variada, sujeito a processos de rastejo, escorregamentos e erosão superficial laminar.
Retilíneo Rampa de colúvio	Acumulação de detritos de granulometria variada, sujeito a processos de escorregamentos e erosão superficial laminar.

TABELA 4.2. Parâmetros geotécnicos referentes às duas áreas piloto próximas à Rodovia dos Imigrantes, Serra do Mar (SP) (modificada de WOLLE, 1988).

	Local estudado	UMIDA	DE NAT	URAL	EM CONDIÇÃO "SATURADA"		
Área	Solo	γ (kN/m³)	c' (kPa)	Ф' (°)	γ (kN/m³)	c' (kPa)	Ф' (°)
A1	Solo superficial (coluvionar) z =1 m	14,3	6,0	34	17,1	1,0	34
(40°)	Solo saprolítico (z =1- 2 m)	18,0	12	45	19,5	4,0	39
A2 (43°)	Solo superficial (coluvionar) z =1 m	16,5	9,5	40	18,2	1,0	36
、 ,	Solo saprolítico (z =1- 2m)	18,5	11	45	20,1	3,5	39

Profundidade da ruptura = 1.0m

A1 refere-se à área piloto 1 localizada próxima ao túnel TA-6 da Rodovia dos Imigrantes, entre as cotas 500 e 600m

A2 refere-se à área 2 localizada próxima ao túnel TA-4, entre as cotas 700 e 800m.

Um dos principais levantamentos de parâmetros geotécnicos e hidrológicos foi realizado *in situ* por CARVALHO (1989) com o objetivo estudar o fenômeno de infiltração das águas pluviais em solos não saturados e a sua influência na deflagração de escorregamentos translacionais rasos por eliminação das pressões de sucção. Nessa pesquisa o autor selecionou duas áreas pilotos na Serra do Mar (FIGURA 4.5), situadas em encostas retilíneas de alta declividade (>30°). Uma área está localizada na Serra de Cubatão, próxima à Rodovia Anchieta, e a segunda na Serra de Paranapiacaba, próxima à bacia da COPEBRÁS.

A área piloto possui duas cicatrizes de escorregamentos translacionais rasos deflagradas durante os dias 22 e 23 de janeiro de 1985. Por meio de uma retroanálise realizada por IPT (1988) foi possível verificar que uma dessas cicatrizes (CICATRIZ 1) está associada à eliminação da "coesão aparente" do solo superficial. De acordo com sondagens realizadas por CARVALHO (1989) foram identificados dois tipos de horizontes do solo acima da rocha migmatítica intensamente fraturada (FIGURA 4.6): (a) solo superficial coluvionar formado pela pedogênese em material transportado lentamente por gravidade. Apresenta matriz de textura areno-argilosa e blocos de rochas parcialmente alterada em posições variadas na matriz. Sua espessura media é de cerca de um metro; e (b) solo saprolítico de migmatito que possui textura mais arenosa do que o horizonte sobrejacente e evidencias da estrutura herdada da rocha matriz. Possui espessuras entre três e quatro metros.

Segundo CARVALHO (1989, p.3.6) "o nível freático, localizado abaixo dos horizontes de solo, não foi detectado em nenhuma das sondagens e as superfícies de ruptura dos escorregamentos desenvolveram-se nas proximidades da base do horizonte superficial, expondo apenas esporadicamente o horizonte saprolítico". A reconstituição da superfície original do terreno, obtida a partir de interpolação sobre a planta topográfica da área, permitiu a identificação das profundidades prováveis das superfícies de ruptura do evento de 1985. As profundidades mínima, média e máxima foram, respectivamente, de 0,5m, 1.0m e 1,4m.

Foram também realizados por CARVALHO (1989) ensaios de condutividade hidráulica saturada em amostras indeformadas de 10cm e 5cm de diâmetro, por meio de permeâmetro com carga variável (TABELA 4.3). Segundo o autor, a redução do diâmetro dessa amostra foi feita em função da presença de sistemas de fendas identificadas na amostra maior (10cm).



FIGURA 4.5: Localização das áreas pilotos onde foram realizados levantamentos *in situ* por CARVALHO (1989), com detalhe planialtimétrico das duas cicatrizes, linha pontilhada, (C-1 e C-2) da área piloto 1 (Vale do rio Moji). A figura mostra também a localização dos pontos onde foram feitas sondagens a trado e o traçado do perfil longitudinal das duas cicatrizes, apresentado em detalhe na **FIGURA 4.6** (modificado de CARVALHO, 1989).



FIGURA 4.6: Seções longitudinais A-A (C-1) e B-B (C-2). Nas duas cicatrizes, a seqüência de horizontes da superfície até a rocha (migmatito) é a seguinte: solo coluvionar superfícial (sc), solo saprolítico (ss) e rocha migmatítica (CARVALHO, 1989).

AMOSTRA	$\gamma_d (kN/m^3)$	Ks (20°C) (cm/s)
1A	13,58	1,3 x 10 ⁻³
1B (5cm)*	13,51	5,3 x 10 ⁻⁶
2	12,71	1,0 x 10 ⁻⁴
3	13,79	5,3 x10 ⁻⁴
4	12,85	7,2 x 10 ⁻⁴

TABELA 4.3: Condutividade hidráulica saturada e peso específico das amostras coletadas na área piloto, próxima à bacia da COPEBRÁS (modificado de CARVALHO, 1989).

* amostra de 5cm de diâmetro

4.3 Uso e Ocupação

O principal tipo de ocupação que atinge direta e indiretamente a área de estudo dessa pesquisa, é o Parque Industrial de Cubatão. Sua implementação foi responsável pela transformação das condições ambientais e pela degradação da vegetação, em função da ação dos poluentes emanados das indústrias, essencialmente durante as décadas de 1970 e 1980. O Parque Industrial teve seu início efetivo com a construção da Refinaria Presidente Artur Bernardes, da Petrobrás, seguida por uma série de indústrias petroquímicas: Alba S.A., em 1955, Companhia Brasileira de Estireno, em 1957, Union Carbide do Brasil S.A., em 1958, Petroquisa, em 1958 e a Companhia Petroquímica Brasileira – COPEBRÁS, em 1959. Nas décadas seguintes foram instaladas outras indústrias, tais como a Carbocloro, em 1964, a Companhia Siderúrgica Paulista – COSIPA, em 1965, e a Ultrafértil (FIGURA 4.7).



FIGURA 4.7: Vista das instalações da indústria de fertilizantes Ultrafértil em 1970, localizada ao lado da COPEBRÁS (Fonte: FERREIRA e PASSERANI, 2005).

No que se refere à cobertura vegetal da Serra de Cubatão, foram identificadas por IPT (1986) oito tipologias vegetativas: floresta, capoeirão, capoeira, carrascal, campo, áreas agrícolas e de reflorestamento.

a) Floresta: apresenta uma vegetação primária e/ou secundária, alta, latifoliada, densa, com composição florística muito complexa. São reconhecidos dois subtipos: Floresta da Encosta da Serra do Mar e Floresta da Crista da Serra do Mar, diferenciadas por pelo menos dois grandes estratos arbóreos, sendo o primeiro composto por árvores mais altas, troncos longos e copas relativamente reduzidas no topo. Um segundo, no qual encontram-se mais de um estrato formado por árvores menores com troncos mais delgados, pouco ramificados, de aparência débil, ao lado da presença generalizada de arbustivas.

b) Capoeirão: vegetação secundária bem desenvolvida com aspectos similares àqueles da Floresta, sendo, portanto, um estágio mais avançado de recuperação da Mata Atlântica em áreas desmatadas, que após 40 ou 50 anos de desenvolvimento exibe características bastante semelhantes à floresta.

c) Capoeira: constituída, principalmente, por espécies arbustivas, herbáceas e por árvores jovens de pequeno porte, marcando áreas anteriormente desmatadas e abandonadas há pelo menos dez anos. Aqui são encontradas a Embaúba e a Quaresmeira, as quais correspondem à vegetação secundária constituída por espécies herbáceas e arbustivas de pequeno porte que se desenvolvem em áreas previamente desmatadas.

d) Carrascal: corresponde à vegetação secundária constituída por espécies herbáceas e arbustivas de pequeno porte que se desenvolvem em áreas previamente desmatadas, imediatamente após a suspensão das atividades.

e) Campo: constituída de dois tipos: o campo montano, de vegetação primária, e a subsérie campestre, de vegetação secundária. Os campos são tidos como a cobertura vegetal natural da borda do planalto.

f) Reflorestamento: situa-se na região do planalto onde ocorre, sobretudo, o plantio de eucaliptos. Os pinus predominam nos setores situados próximos à estação ferroviária Evangelista de Souza e à Rodovia dos Imigrantes.

g) Áreas agrícolas: predominam o cultivo de banana, principalmente nos vales dos rios Quilombo, Jurubatuba e demais rios que drenam para o canal de Bertioga. Entretanto, essa vem sendo abandonada e substituída pela vegetação invasora.

h) Vegetação degradada: resultado da degradação causada pela ação de poluentes sobre a vegetação natural, mais intensamente no vale do rio Moji. A morte da vegetação se manifesta nas árvores, que após serem eliminadas, são sucedidas por uma vegetação do tipo herbácea. Os samabaiaçus e as palmeiras se destacam como indivíduos de porte e mais resistentes à poluição, assim como algumas espécies invasoras (manacás e embaúbas).

Segundo relatório apresentado por IPT (1986), na ocasião, toda a cobertura vegetal das encostas a montante do Parque Industrial de Cubatão estava degradada pela poluição numa área de aproximadamente 60 km², compreendida entre o oleoduto da Petrobrás e Serra do Morrão, encosta esquerda do vale do rio Moji. Nessa área, embora tenha toda a alta encosta com cobertura de vegetação degradada, tem em suas encostas convexas melhor conservação de estabilidade. Distintamente, no setor correspondente à encosta direita do vale do rio Moji, que apresentava os maiores índices de degradação da vegetação, não houve diferenciação quanto ao tipo de forma da encosta afetada pelos movimentos de massa.

4.4 Regime Pluviométrico e Principais Processos

A Serra apresenta um período bem definido de chuvas (verão) alternado por um período de baixa pluviometria (inverno). O período mais chuvoso corresponde aos meses de dezembro a março, no qual se concentra cerca de 60% da pluviosidade média anual. A pluviosidade média anual dos postos mais representativos da área como, por exemplo, o posto de Paranapiacaba, é de 3299mm.

Segundo SANT'ANNA NETO (1990), o Litoral Central da Serra do Mar posiciona-se de modo transicional entre os setores norte e sul da Zona Costeira Paulista. A participação dos sistemas tropicais e extra-tropicais se alternam de um ano para outro. Quando o anticiclone tropical marítimo se apresenta mais vigoroso e bloqueia as passagens frontais, o Litoral Central, de Peruíbe até Maresias, recebe maior intensidade de precipitações, pois as frentes tendem a recuar até esta área e estacionar antes de se dissiparem. Quando o ar polar é mais intenso, empurra as frentes mais para norte provocando episódios de chuvas menos intensas. A área compreendida entre Bertioga e Maresias é considerada a mais chuvosa do litoral e a Baixada Santista reforça a tese do efeito orográfico das precipitações quando comparado com os totais obtidos em Santos, Cubatão e na vertente serrana. Os elevados índices pluviométricos são de suma importância quando relacionados aos eventos de movimentos de massa generalizados na Serra do Mar. Tais processos foram inicialmente estudados sob a ótica da Geotecnia nas encostas da Serra de Cubatão por Charles Frederick Hartt em 1870. Esse autor trabalhou principalmente com instabilizações de encostas associadas à construção da estrada de ferro Santos-Jundiaí. Em 1947, o professor Karl Terzaghi começa a estudar e propor medidas de estabilização de uma ruptura em tálus na Serra de Cubatão (SANTOS, 2004). Posteriormente, influenciado pelas idéias de Terzaghi, o Engenheiro Ernesto Pichler também teve um papel importante na avaliação dos processos de escorregamentos na Serra, associados à construção de estradas e, naquele momento, chamou a atenção para o efeito da água de percolação no contato solo-rocha (IPT, 2002).

Sendo freqüentes os movimentos de massa, principalmente escorregamentos translacionais rasos, alguns eventos, associados aos índices pluviométricos de magnitudes significativas, marcaram o início dos estudos sistemáticos sobre esses processos. Esses trabalhos de cunho geotécnico tiveram como maior preocupação, segundo SANTOS (2004), o equacionamento físico-matemático dos escorregamentos por meio do levantamento de parâmetros geotécnicos, tais como coesão, ângulo de atrito e geometria da encosta, e a aplicação de modelos de análises de estabilidade propostos pela Mecânica dos Solos.

Em 1929, após fortes chuvas (cerca de 400mm/dia), deslizamentos na chamada Serra Nova interromperam o tráfego da estrada de ferro Santos-Jundiaí por 15 dias e seus detritos atingiram, inclusive, as instalações subterrâneas da estrada de ferro (VARGAS, 1999). Porém, os mais importantes já registrados ocorreram nos morros de Santos em 1928 (FIGURA 4.8) e posteriormente em 1956. Nesse último ano a precipitação pluviométrica atingiu o valor de 373mm em 24horas, deflagrando quase 60 escorregamentos simultaneamente (IPT, 1986).



FIGURA 4.8: Escorregamento de Monte Serrat ocorrido em 1928 no município de Santos. Foram dois eventos separados por um período de 28 anos. O primeiro ocorreu em março de 1928, mobilizou um volume em torno de 50 mil m³. Um segundo escorregamento ocorreu em março de 1956, mobilizando materiais do primeiro escorregamento (MACEDO, 2001).

Conforme aponta NALON (2000), nos últimos trinta anos, eventos generalizados de movimentos de massa ocorreram em intervalos de 5 a 10 anos durante a estação chuvosa, sendo que a maior parte ocorreu nas vertentes das bacias dos rios Moji, Perequê e Cubatão (TABELA 4.4)

 Mês/Ano	N° deslizamentos	Área total (x10 ⁴)
 -/1962	40	7,6
 Fev./1971	218	70,6
 Jan./1977	303	94,4
 Fev./ 1980	187	58,6
 Jan./1985	905	194,3
 Dez./1989	215	103,4

TABELA 4.4: Eventos generalizados de deslizamentos ocorridos durante a estação chuvosa (modificada de NALON, 2000).

Nos dias 17 e 18 de março de 1967, no município de Caraguatatuba (litoral norte do Estado de São Paulo) foram registrados, respectivamente, 260mm e 324,8mm, ou seja, cerca de 35% da pluviosidade anual daquela região (IPT, 1988). Como conseqüência, ocorreram escorregamentos generalizados (FIGURA 4.9) que, após serem canalizados pela rede de drenagem, se transformaram rapidamente em corridas de detritos com grande mobilização de material, ocorrendo num raio variando de 7 a 15 quilômetros de extensão (GRAMANI, 2001). Segundo esse mesmo autor, os escorregamentos foram muito mais influenciados pelos altos declives associados às chuvas extraordinárias do que pela natureza das rochas ou interferências antrópicas.

Na Serra do Morrão (vertente esquerda do vale do rio Moji), durante as intensas chuvas de fevereiro de 1971 (381mm) ocorreu um grande escorregamento, conhecido como Grota Funda, expondo uma área de aproximadamente 300.000m². O escorregamento provocou uma profunda cicatriz na encosta, com dezenas de metros de largura formando um vão de 280m de altura e 75m de profundidade. A corrida de detritos apresentou um alto poder de erosão das margens das encostas, pois os canais por onde passou eram muito estreitos e apresentavam superfícies extremamente afetadas (GRAMANI, 2001).



FIGURA 4.9. Vista da Serra de Caraguatatuba após movimentos de massa generalizados em março de 1967 (Fonte: GRAMANI, 2001).

Principalmente nas décadas de 1980 e 1990 ocorreram alguns eventos de escorregamentos e corridas de detritos generalizados na Serra de Cubatão-Paranapiacaba, voltada ao pólo industrial nos vales dos rios Mogi e Cubatão, como por exemplo, em 23 e 24 de janeiro de 1985 no vale do rio Moji (FIGURAS 4.10 e 4.11). Nesse evento, uma grande quantidade de escorregamentos do tipo translacional raso foi observada nas principais encostas do vale do rio Moji, principalmente naquelas com altas declividades (FIGURA 4.12). Muitos desses processos alcançaram os canais principais da rede de drenagem, aumentando o volume de material detrítico e gerando corridas de detritos com grande capacidade destrutiva (FIGURA 4.13).

Nesse evento, postos pluviográficos localizados na região registraram índices acima de 100mm diários (FIGURA 4.14). Alguns como, por exemplo, aquele localizado na bacia do rio Moji, à 820m de altitude, registraram 379,4mm em apenas 48 horas. Esse evento foi considerado de intensidade relativamente alta, mas não de caráter excepcional. A partir de uma análise sobre o volume total de chuva do mês de janeiro em relação à somatória do volume de chuva dos dias 23 e 24 desse mês, observa-se que em grande parte dos postos foram registrados valores superiores a 40% do volume total do mês de janeiro. Em outros, esses valores chegaram a quase 60% (FIGURA 4.13).



FIGURA 4.10: A foto superior mostra a região de Cubatão logo após o evento generalizado ocorrido em janeiro de 1985. Ao fundo a Serra do Morrão, onde está instalada a estrada de ferro Santos-Jundiaí. No centro da foto, dividindo a Serra do Morrão das encostas da Serra do Mar, o vale do rio Moji. A foto inferior apresenta um detalhe da anterior em uma das encostas onde nota-se escorregamentos e corridas de detritos que atingiram parte das estruturas da estrada de ferro (Fonte: Arquivo IPT).



FIGURA 4.11: Na foto superior é apresentada uma parte da área atingida por movimentos de massa generalizados na região de Cubatão, próxima ao Pólo Indutrial. Na foto inferior pode-se verificar um detalhe do quadrante superior das inúmeras cicatrizes dos escorregamentos. Uma considerável parte de detritos oriundo desse tipo de processo atingiu a rede de drenagem, potencializando a erosão das corridas de detritos (Fonte: Arquivo IPT).



FIGURA 4.12. Escorregamento translacional raso deflagrado nas encostas do vale do rio Moji durante as fortes chuvas de janeiro de 1985 (Fonte: Arquivo da Prefeitura do município de Cubatão).



FIGURA 4.13: Escorregamento translacional raso deflagrado próximo à linha de drenagem (Fonte: Arquivo da Prefeitura do município de Cubatão).



FIGURA 4.14: Valores consistidos de chuva dos dias 23 e 24 de Janeiro de 1985 em diferentes postos pluviométricos localizados nas bacias dos rios Moji (E3-038 e E3-037) e Cubatão (E3-101, E3-236, E3-144, E3-064, E3-143 e E3-153). Grande parte dos valores ultrapassou 100mm, com destaque para o posto E3-037, no qual foram registrados índices de 210mm e 169,4mm nos dias 23 e 24, respectivamente (Fonte dos dados: SIGRH).



FIGURA 4.15: Total de chuva acumulada no mês de Janeiro de 1985 e somente nos dias 23 e 24 desse mês em postos da Serra do Mar Paulista. Em alguns postos foram registrados nos dias 23 e 24, valores superiores a 50% do valor mensal, como por exemplo, E3-101 (56,3%) e E3-038 (59,3%) (Fonte dos dados: SIGRH).

5 MATERIAIS E MÉTODOS

Para alcançar o objetivo principal desta pesquisa, que consiste na previsão de áreas suscetíveis a escorregamentos translacionais rasos, os procedimentos metodológicos, assim como os materiais utilizados, foram divididos em seis etapas (FIGURA 5.1).

Nas primeiras etapas, foram escolhidos os modelos de previsão (5.1) e a área piloto (5.2), assim como os valores dos parâmetros mecânicos e hidrológicos e topográficos, e também realizado o mapeamento das cicatrizes dos escorregamentos (5.3). A quarta etapa (5.4) consistiu na avaliação da freqüência da ocorrência das classes nos mapas temáticos gerados a partir do MDE (hipsométrico, declividade, aspecto, forma da encosta, área de contribuição) e da compilação de dados secundários (geológico). Utilizando o mapa de cicatrizes foi avaliada também a distribuição dos escorregamentos, considerando a Concentração das Cicatrizes (CC) e o Potencial de Escorregamentos (PE).

Por meio dos modelos selecionados foram simulados diferentes cenários de suscetibilidade (5.5). Por último (5.6), com o objetivo de avaliar o nível de concordância entre as previsões e o mapa das cicatrizes, foram realizadas três tipos de validação com base na Concentração das Cicatrizes (CC) e no Potencial de Escorregamentos (PE) em cada categoria de suscetibilidade, e nos percentuais das áreas previstas como instáveis sem a presença de cicatrizes e das estáveis com a presença de cicatrizes.



FIGURA 5.1: Fluxograma da etapa metodológica (materiais e métodos) da pesquisa.

5.1 Seleção dos Modelos

A seleção dos modelos de previsão foi realizada por meio de pesquisas bibliográficas, nas quais enfocou-se, principalmente, a partir da base teórico-conceitual, as principais vantagens e desvantagens quanto ao uso e aos resultados obtidos por cada modelo.

A finalidade dessa pesquisa foi, portanto, buscar modelos matemáticos determinísticos em bases físicas, cujos resultados pudessem contribuir diretamente na compreensão da ocorrência temporal e espacial de escorregamentos rasos. Na pesquisa também foi avaliada a tipologia e os fatores controladores dos processos de movimentos de massa da Serra do Mar compatíveis com os modelos investigados.

A partir dessas necessidades, foram selecionados para essa pesquisa os modelos SHALSTAB (*Shallow Landslide Stability Analysis*) e TRIGRS (*Transient Rainfall Infiltration And Grid-Based Regional SlopeStability*). O primeiro, conforme já descrito anteriormente, calcula um índice de estabilidade sob condições hidrológicas de *steady-state*, considerando parâmetros geotécnicos, hidrológicos e topográficos. Já o segundo, TRIGRS, calcula a variação da carga de pressão e do Fator de Segurança ao longo do tempo, considerando diferentes intensidades de chuva.

Os modelos SHALSTAB E TRIGRS possuem alguns parâmetros de entrada comuns, relacionados à topografia (declividade e área de contribuição) e às propriedades físicas dos solos introduzidos na Equação do Talude Infinito (coesão, ângulo de atrito interno, peso específico e espessura do solo).

5.2 Seleção da Área Piloto - Bacia da COPEBRÁS

A seleção dessa bacia foi baseada na sua representatividade frente à ocorrência de escorregamentos translacionais rasos e na presença de registros confiáveis desses processos. A concentração de inúmeras cicatrizes (cerca de 350) em uma única bacia, registradas por levantamentos aerofotogramétricos de detalhe, contribuem significativamente para o processo de validação dos resultados obtidos pelos modelos de previsão. Além disso, outros fatores também foram considerados: localização a montante do Pólo Industrial de Cubatão e a ocorrência de corridas de detritos associadas aos escorregamentos rasos. As características físicas dessa área foram descritas no capítulo anterior.

5.3 Levantamento dos Parâmetros

Os parâmetros utilizados nos modelos SHALSTAB e TRIGRS são divididos em hidrológicos, geotécnicos, pluviográficos e topográficos. Para os três primeiros foram utilizados valores secundários coletados e investigados em áreas próximas à bacia da COPEBRÁS. Já os valores topográficos utilizados em ambos os modelos foram gerados a partir de um Modelo Digital de Elevação (MDE) de alta resolução. Os procedimentos e os materiais, assim como a justificativa dos valores utilizados, são descritos em seguida.

5.3.1 Geotécnicos e Hidrológicos

A partir das informações coletadas sobre a Serra do Mar no estado de São Paulo, buscou-se aqui utilizar valores dos parâmetros geotécnicos e hidrológicos de áreas com características ambientais próximas àquelas encontradas na bacia da COPEBRÁS. No entanto, é importante ressaltar que existem poucos levantamentos *in situ* desses parâmetros, principalmente nas bacias do vale do rio Moji, onde se localiza a área de estudo. Situação diferente ocorre nas bacias que drenam em direção ao vale do rio Cubatão. Nessa área existem muitas obras lineares como, por exemplo, a Rodovia dos Imigrantes e, por isso, grande parte dos levantamentos geotécnicos foi realizada durante a construção. Desta forma, os valores mecânicos e hidrológicos foram retirados de dois principais trabalhos realizados na Serra do Mar região da Baixada Santista.

Conforme já descrito no capítulo anterior, WOLLE (1988) realizou monitoramentos em duas áreas pilotos na Serra de Cubatão, obtendo valores mecânicos e hidrológicos em alguns pontos da Serra. O segundo trabalho, que merece destaque como um dos poucos monitoramentos hidrológicos com ênfase em processos de movimentos de massa na Serra do Mar (SP), foi realizado por CARVALHO (1989) em áreas próximas às cicatrizes de escorregamentos ocorridos em 1985 nas Serras dos rios Cubatão e Moji. Sendo assim, os valores utilizados nessa pesquisa foram obtidos por meio dos dois trabalhos supracitados, sob condições similares àquelas encontradas em janeiro de 1985, conforme observado nas TABELAS 4.2 e 4.3 do capítulo anterior.

5.3.2 Pluviográficos

Os valores de intensidade de chuva utilizados no modelo TRIGRS foram retirados do banco de dados do Sistema de Informações para o Gerenciamento de Recursos Hídricos do Estado de São Paulo (SIGRH), do Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo (DAEE). Conforme já mencionado no capítulo 3, o modelo SHALSTAB não necessita de valores pluviométricos para simulação dos cenários de suscetibilidade.

Para a seleção do posto pluviométrico foram consideradas: a consistência dos dados; a localização geográfica do posto em relação à bacia piloto, incluindo sua altitude, uma vez que as chuvas na Serra do Mar são complexas e fortemente influenciadas pelas condições orográficas; e as séries temporais relativas ao período da deflagração dos escorregamentos de 22 e 23 de janeiro de 1985. Com base nesses pré-requisitos, apenas os dados do posto pluviográfico E3-038 foram utilizados na pesquisa.

Localizado a uma altitude de 05 metros (coordenadas: 23°53'/46°29') na bacia do rio Moji (FIGURA 5.2), o posto E3-038, em atividade desde 1971, possui valores pluviográficos com intervalos de cinco minutos. Embora tenha uma significativa série,

para o mês de janeiro de 1985, o posto apresentou alguns problemas quanto à seqüência dos dados. Existem leituras interrompidas entre as 19:00 e 21:00h do dia 22, e no dia 23 os valores foram computados somente até as 9:00h. É importante ressaltar que mesmo sendo registrado um volume de chuva muito elevado no dia 24/01/85, conforme apresentado no capítulo anterior, não foram encontrados valores referentes a esse dia (TABELA 5.1).

Para previsão das áreas suscetíveis no modelo TRIGRS, devem ser indicados: o número de eventos, a intensidade da chuva, I_{nZ} , em m/s, assim como a duração de cada evento, em segundos. A partir dos valores apresentados na TABELA 5.1 foram somados e agrupados três eventos, com duração de 6 horas cada (TABELA 5.2).



FIGURA 5.2: Localização dos postos pluviográficos de alguns municípios da Baixada Santista (SP). A seta indica a localização do posto E3-038 do qual foram retirados os valores de intensidade de chuva. (Fonte: página virtual do SIGRH/SP).

TABELA 5.1: Valores de intensidade de chuva do Posto E3-038 retirados do banco de dados do Sistema de Informações para o Gerenciamento de Recursos Hídricos do Estado de São Paulo (SIGRH). Cada cor (amarelo, verde e lilás) indica um evento pluviométrico de 6h (Fonte dos dados: página virtual do SIGRH/SP).

PRECIPITAÇÃO (mm) – Janeiro/1985													
Data	Hora	5'	10'	15'	20'	25'	30'	35'	40'	45'	50'	55'	60'
	13:00	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
	14:00	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2
	15:00	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,5	0,9	0,9
22	16:00	0,9	0,9	0,9	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
	17:00	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
	18:00	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	22:00	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
	23:00	0,6	0,6	0,6	1,9	1,9	1,9	1,9	1,9	1,0	0,4	0,4	0,4
	0:00	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,4	0,4	0,4	0,4
	1:00	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
	2:00	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
	3:00	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
23	4:00	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
	5:00	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	1,8	1,8	1,8
	6:00	1,8	1,8	2,0	2,1	2,1	2,1	2,7	7,9	19,8	10,4	2,3	2,3
	7:00	1,5	1,5	1,3	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	1,1	1,3	1,3	1,3
	8:00	3,5	3,5	3,0	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	2,4	2,4	2,4	2,4
	9:00	3,2	3,2	3,2	1,5	1,5	1,5	0,9	0,8	0,9	0,9	0,8	0,9

TABELA 5.2: Valores de intensidade da chuva, em m/s, em cada evento, relativa à somatória dos valores apresentados na tabela anterior. A primeira coluna apresenta a duração acumulada no final de cada evento, em segundos e horas.

Duração acumulada no final de cada evento em segundos (horas)	Intensidade média da chuva para cada evento, <i>I_{nZ}</i> (m/s)
0s (0h)	5,4x10 ⁻⁷
21.600s (6h)	1,7x10 ⁻⁶
43.200s (12h)	6,0x10 ⁻⁶

5.3.3 Topográficos

Para a confecção do Modelo Digital de Elevação (MDE) foram utilizadas duas cartas topográficas digitais na escala 1:10.000, com eqüidistância de 5 metros: Serra do Poço (4214/SF-23-Y-D-IV-3NO-D) e Vila Parisi (4216-SF-23-Y-D-IV-3-NO-F). Ambas foram obtidas pela Agência Metropolitana da Baixada Santista - AGEM. A FIGURA 5.3 apresenta a topografia digital da bacia da COPEBRÁS utilizada na geração do MDE.

O MDE da bacia da COPEBRÁS foi gerado com resolução de 4m² (grid de 2x2m) por meio do módulo *Topo to Raster* do programa *ArcGis* 9.1. Segundo RABACO (2005), esse módulo possui como principais vantagens a coerência nas análises hidrológicas e a continuidade da superfície, ausente nos demais métodos (ex. krigagem), resultando em uma estrutura de drenagem conectada e produzindo alta acurácia na superfície, onde geralmente apresentam poucos dados. Segundo GUIMARÃES (2000), este módulo utiliza também uma técnica de interpolação de interação de diferenças finitas, combinando a eficiência de uma interpolação local com métodos de interpolação global, os quais utilizam uma superfície de continuidade, como o interpolador *Kriging*. Além disso, segundo o mesmo autor, esse tipo de interpolação gera uma estrutura de drenagem hipotética, eliminando depressões que não estão de acordo com o fluxo gravitacional.

Para mostrar a qualidade do MDE gerado pelo módulo *Topogrid* do programa *Arcinfo* 7.1 (equivalente ao *Topo to Raster*), GUIMARÃES (2000) fez uma análise do desempenho de alguns interpoladores a partir de pontos de apoio obtidos em campo (via *GPS*) e em laboratório (via *Aerotriangulação*). A FIGURA 5.4 apresenta um quadro comparativo por meio das diferenças de valores entre os pontos de apoio e o valor correspondente, resultado da interpolação inerente a cada método.



FIGURA 5.3: Representação planialtimétrica da Bacia da COPEBRÁS elaborada a partir de cartas topográficas digitais na escala 1:10.000 e eqüidistâncias de 5m da AGEM.



FIGURA 5.4: Comparação entre os interpoladores conforme o erro médio obtido. O módulo *Topogrid* do programa *ArcInfo* (equivalente ao *Topo to Raster*) apresentou a menor média de diferenças e o módulo *Intercon* do programa *Idrisi* com o pior resultado (GUIMÃRAES 2000).

5.3.4 Mapa de Cicatrizes dos Escorregamentos de 1985

Esse mapa foi gerado a partir de um levantamento aerofotogramétrico (filme diapositivo infravermelho colorido) realizado pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) em agosto de 1985 na escala 1:25.000 (FIGURA 5.5).

Primeiramente as fotografias foram digitalizadas em scanner com 900dpi em 24bits (RGB) e posteriormente ortoretificadas por meio do programa ENVI 4.1. Para tal foi necessário a elaboração de um Modelo Numérico do Terreno (MNT), do levantamento dos valores referentes às fotografias (distância focal e marcas fiduciais) e de pontos de controle (coordenadas x, y e elevação z). Esses últimos foram obtidos a partir de ortofotos feitas no ano de 2001 e de cartas planialtimétricas na escala 1:10.000. Depois de realizada a ortoretificação, as cicatrizes dos escorregamentos foram mapeadas no programa *ArcGis* 9.1.

O mapeamento foi feito com base em uma análise visual dessas feições, utilizando a ausência de vegetação e posição da encosta como principais critérios para a identificação das cicatrizes. Esse último critério foi definido a partir de trabalhos já realizados na Serra do Mar no estado de São Paulo, os quais mostram que as rupturas dos escorregamentos translacionais rasos ocorrem na porção ou terço superior da cicatriz. Nas demais porções ocorrem somente o transporte e a deposição do material. Desta forma, cada cicatriz foi mapeada por meio de polígono fechado, englobando somente sua porção superior, rejeitando, portanto, a "zona de passagem e arraste" (FIGURA 5.6).

É importante destacar que não houve checagem de campo dessas feições em função da inacessibilidade física da área de estudo e principalmente pela ausência de qualquer tipo de cicatriz remanescente do evento ocorrido em 1985.



FIGURA 5.5: Ortofoto de 1985 utilizada no mapeamento das cicatrizes dos escorregamentos da bacia da COPEBRÁS (quadrado vermelho). Escala original 1:25.000. A ortofoto foi reduzida 60% do seu tamanho original (Fonte: INPE).



FIGURA 5.6: (a) Ortofoto de 1985 sobre a qual foram mapeadas as cicatrizes considerando as áreas mais claras (sem vegetação) e somente a porção superior dessas feições. (b) Parte do mapa de cicatrizes gerado sobre carta topográfica. As cicatrizes mapeadas são representadas pelos polígonos vermelhos.

5.4 Análise dos Fatores Topográficos e Litológicos

Foram elaborados mapas temáticos de hipsometria, ângulo e curvatura da encosta, área de contribuição, aspecto e litologia, com o objetivo de melhor compreender a distribuição espacial das cicatrizes e, principalmente, auxiliar a interpretação das previsões feitas pelos modelos SHALSTAB e TRIGRS.

O mapa geológico foi confeccionado a partir da digitalização de dados compilados de mapeamentos do IPT (1986). Por meio do MDE e da ferramenta *Spatial Analyst Tool/Surface* do programa *ArcGis* 9.1 foram gerados os demais mapas temáticos (hipsometria, ângulo e curvatura da encosta, área de contribuição e aspecto), seguindo as categorias apresentadas da TABELA 5.3.

MAPAS (unidades)	CLASSES
Hipsometria (m)	0-200 / 200-400 / 400-600 / 600-800 / 800-1000
Ângulo da Encosta (°)	0-30 / 30-40 / 40-50 / 50-70
Aspecto	N / NE / E / SE / S / SO / O / NO
Curvatura (planta e perfil)	CÔNCAVA / RETILÍNEA / CONVEXA
Área de Contribuição (Log10) (m ²)	0-1.4/1.5-1.7/1.8 -2.1/2.2 - 7
Litologia	AcMn / PSeMc / PSpX

Utilizando as informações de cada mapa temático e suas respectivas categorias foi gerado um histograma da distribuição do número de células dessas classes (**FIGURA 5.7**). Tais valores foram exportados para uma planilha gráfica (Programa *Excel - Windows*) e calculada a Freqüência da distribuição de cada classe (F), ou seja, a razão entre o número de células de cada classe e o total de células da bacia (896.469).

Posteriormente, foram feitas duas outras análises, utilizando agora os mapas temáticos (hipsometria, ângulo e curvatura da encosta, área de contribuição, aspecto e litológico) e de cicatrizes dos escorregamentos de 1985. No módulo *Extract grid theme using polygon/grid analyst* (programa *ArcView* 3.3) foi identificado o número de células, de cada classe afetadas pelas cicatrizes e gerados novos histogramas (FIGURA 5.8), considerando apenas as classes atingidas pelas cicatrizes. Tais valores foram também exportados para uma planilha gráfica e calculados dois tipos de percentuais:

- a) Concentração de cicatrizes (CC): razão entre o número de células, de cada classe, afetadas pelas cicatrizes e o total de células afetadas na bacia;
- b) Potencial de Escorregamentos (PE): razão entre o número de células, de cada classe, afetadas pelas cicatrizes e o total de células dessa mesma classe.

A Concentração das Cicatrizes (CC) indica apenas a distribuição do total dessas feições entre todas as categorias. Já o Potencial de Escorregamentos (PE) calcula a distribuição dessas cicatrizes em cada categoria considerando a representatividade de cada uma no total da área da bacia. Portanto, os valores de Freqüência (F) e da Concentração das Cicatrizes (CC) geram percentuais totais iguais a 100%, uma vez que tais índices são referentes, respectivamente, ao total de células da bacia e ao total de cicatrizes mapeadas. Já no Potencial de Escorregamentos (PE), como somente são apresentadas as células afetadas dentro de cada categoria, esses valores são sempre menores que os demais índices.



FIGURA 5.7: Mapa e histograma gerados (ex. aspecto) no programa *ArcView* 3.3. No mapa verifica-se a distribuição espacial das classes de orientação das encostas e no canto inferior esquerdo o histograma gerado, no qual seu eixo y indica o número de células de cada uma dessas classes. Por exemplo, as encostas N (verde) e NE (azul), possuem respectivamente, 19.986 e 9.052 células (do total de 896.469 da bacia), perfazendo percentualmente 2,3% (N) e 1,0% (NE) da área total da bacia.


FIGURA 5.8: Mapa e histograma gerados (ex. aspecto) no programa *ArcView* 3.3. No mapa verifica-se a distribuição espacial das classes de orientação **afetadas** por cicatrizes de escorregamentos. O histograma gerado a partir desse mapa mostra no seu eixo y o número de células de cada uma dessas classes afetadas por cicatrizes. Por exemplo, as encostas N (verde) e NE (azul), possuem respectivamente, 1.422 e 573 células afetadas por cicatrizes. Considerando a Concentração das Cicatrizes (CC), a classe N concentrou cerca de 4,4% e a classe NE 1,8% do total de cicatrizes da bacia estudada.

5.5 Simulação de Cenários de Suscetibilidade

Conforme já descrito, os modelos SHALSTAB e TRIGRS fornecem uma previsão de áreas suscetíveis a escorregamentos translacionais rasos a partir da combinação de modelos hidrológicos e de estabilidade. Tais modelos necessitam de valores comuns a ambos (topográficos e mecânicos) e se diferenciam quanto às condições hidrológicas, uma vez que o TRIGRS calcula o Fator de Segurança sob condições transientes e o SHALSTAB, sob condições constantes.

Considerando, portanto, as bases teórico-conceituais desses modelos, assim como os valores dos parâmetros mecânicos e hidrológicos indicados por WOLLE (1988) e CARVALHO (1989), foram simulados dois grupos de cenários, aqui denominados A e B. O objetivo dessas simulações foi verificar condições de suscetibilidade da bacia considerando os valores geotécnicos sob condições saturadas (cenário A) e naturais (cenário B), conforme mostra TABELA 4.2, apresentada no capítulo anterior.

Sob as condições impostas pelos valores geotécnicos e hidrológicos dos cenários A e B, foi alterado também a espessura do solo (z), obtendo-se, portanto, três cenários para cada grupo: A1, A2 e A3 (cenário A) e B1, B2 e B3 (cenário B), referentes às espessuras de 1, 2 e 3m de solo (TABELA 5.4). O objetivo dessa variação foi analisar o papel exercido pela espessura do solo em ambos os modelos.

No caso específico do modelo TRIGRS, a altura inicial do lençol freático (*d*) foi sempre similar à espessura máxima do solo (Z_{max}), em função da sua limitação, que somente permite $d \le Z_{max}$ (BAUM et al., 2004).

Na TABELA 5.5 são indicados os valores de coesão (c'), peso específico do solo (ρ_s), espessura do solo (z) e ângulo de atrito interno (Φ) utilizados nas simulações dos cenários A1, A2, A3, B1, B2 e B3 no modelo SHALSTAB.

CENÁRIOS	CENÁRIOS A (Saturado)			CENÁRIOS B (Não-Saturado)			
PARÂMETROS [unidade]	A1	A2	A3	B1	B2	B3	
Coesão do solo* (c) [Pa]	1000	1000	1000	6000	6000	6000	
Peso específico do solo* (ρ _s) [kN/m³]	17,1	17,1	17,1	14,3	14,3	14,3	
Espessura máx. do solo* (Z _{max}) [m]	1	2	3	1	2	3	
Ângulo de atrito interno (Φ) [°]	34	34	34	34	34	34	
Alt. Ini. do lençol freático* (d) [m]	1	2	3	1	2	3	
Taxa de infiltração inicial I_{LT} [m/s]	1.0x10 ⁻⁹	1.0x10 ⁻⁹	1.0x10 ⁻⁹	1.0x10 ⁻⁹	1.0x10 ⁻⁹	1.0x10 ⁻⁹	
Difusividade hidráulica $D_0 \left[m^2 / s \right]$	5.5x10 ⁻⁴	5.5x10 ⁻⁴	5.5x10 ⁻⁴	5.5x10 ⁻⁴	5.5x10 ⁻⁴	5.5x10 ⁻⁴	
Cond. hidr. saturada vert. $(K_s) [m/s]$	1.0x10 ⁻⁶	1.0x10 ⁻⁶	1.0x10 ⁻⁶	1.0x10 ⁻⁶	1.0x10 ⁻⁶	1.0x10 ⁻⁶	

TABELA 5.4: Cenários A e B e seus respectivos valores referentes aos parâmetros mecânicos e hidrológicos utilizados nas simulações do modelo TRIGRS.

* Parâmetros alterados entre os diferentes cenários A e B

TABELA 5.5:	Parâmetros	geomecânicos	utilizados no	modelo	SHALSTAB.
-------------	------------	--------------	---------------	--------	-----------

CENÁRIOS	CENÁRIOS A			CENÁRIOS B		
PARÂMETROS [unidade]	A1	A2	A3	B1	B2	B3
Coesão do solo* (c) [Pa]	1000	1000	1000	6000	6000	6000
Peso específico do solo* (p _s) [kN/m ³]	17,1	17,1	17,1	14,3	14,3	14,3
Espessura máx. do solo* (z) [m]	1	2	3	1	2	3
Ângulo de atrito interno (Φ) [°]	34	34	34	34	34	34

* Parâmetros alterados entre os diferentes cenários A e B

5.6 Validação dos Cenários e dos Modelos

A validação das previsões realizadas pelos modelos SHALSTAB e TRIGRS foi feita a partir de uma análise de concordância entre os mapas de suscetibilidade gerados sob as condições impostas pelos CENÁRIOS A1, A2, A3, B1, B2 e B3 e o mapa das cicatrizes dos escorregamentos ocorridos em 1985.

Segundo SALCIARINI et al. (2006), um mapa de suscetibilidade ideal deve maximizar a concordância entre a localização prevista dos escorregamentos e aquela mapeada, ou seja, real, e minimizar a área prevista como sendo instável. De acordo com esses autores, existem dois tipos de erros de previsão que devem ser considerados: aquele que prevê a instabilidade, no entanto, essa não foi mapeada, ou seja, não ocorreram escorregamentos; e outro no qual é feita a previsão de estabilidade, no entanto, existem feições e cicatrizes desses processos, ou seja, os escorregamentos ocorreram, sendo portanto mapeados.

Com base em tais argumentos foram feitas duas análises para avaliar esta concordância. Utilizando novamente o módulo *Extract grid theme using polygon/grid analyst* foi possível identificar, a partir do mapa de cicatrizes, o número de células de cada classe de suscetibilidade (FIGURA 5.9) e aquelas afetadas por escorregamentos (FIGURA 5.10). A partir daí tais valores foram importados para uma planilha gráfica e calculado o número de células das demais classes com bases naquelas que foram realmente afetadas, identificando, portanto, seis grupos de valores. São eles:

- c) Total de células previstas como INSTÁVEIS e NÃO AFETADAS por cicatrizes
- d) Total de células previstas como ESTÁVEIS
- e) Total de células previstas como ESTÁVEIS e AFETADAS por cicatrizes
- f) Total de células previstas como ESTÁVEIS e NÃO AFETADAS por cicatrizes

a) Total de células previstas como INSTÁVEIS;

b) Total de células previstas como INSTÁVEIS e AFETADAS por cicatrizes

Para avaliar o mapa de suscetibilidade mais próximo da realidade, de acordo com as cicatrizes mapeadas, foram calculados os percentuais das **áreas instáveis sem presença de cicatrizes** (item c) e das **áreas estáveis com a presença de cicatrizes** (item e). Quanto menores essas porcentagens, mais próximo da realidade pode ser considerado o mapa de suscetibilidade.

O percentual da área prevista como INSTÁVEL, mas NÃO AFETADA por cicatrizes é a razão entre o número de células previstas como instáveis e não afetadas por cicatrizes e o número total de células da bacia. O percentual da área prevista como ESTÁVEL e AFETADA por cicatrizes é a razão entre o número de células previstas como estáveis afetadas por cicatrizes e o número total de células da bacia.

Para ambas as validações, em função das saídas diferenciadas da suscetibilidade⁴, no modelo TRIGRS para as áreas instáveis (FS \leq 1) foram consideradas as duas primeiras (FS entre 0.4 e 0.8 e FS entre 0.8 e 1.0) e para as estáveis as três últimas (FS entre 1.0 e 1.2, 1.2 e 1.5 e 1.5 e 7.0). Já no modelo SHALSTAB os valores das classes Incondicionalmente Instável e Incondicionalmente Estável foram utilizados para o cálculo, respectivamente, das áreas instáveis e estáveis. Portanto, a soma dessas áreas, diferente do modelo TRIGRS, não será de 100%, uma vez que as demais classes no modelo SHALSTAB não foram incluídas na análise.

É importante ressaltar que nos dois porcentuais foi considerado o **total de células da bacia** e não somente as células de cada classe. Tal método foi aplicado com o objetivo de ponderar o aumento ou a redução dessas áreas instáveis ou estáveis em relação à área total da bacia e não somente em relação à própria classe, mostrando, portanto, a representatividade espacial dessas áreas na bacia estudada conforme as mudanças de cada cenário.

⁴ O modelo TRIGRS indica o FS e o modelo SHALSTAB estabelece sete classes de suscetibilidade e de saturação representadas pela razão de log (Q/T).



FIGURA 5.9: Exemplo da geração do histograma no programa *ArcView* 3.3 conforme as categorias do mapa de suscetibilidade do modelo SHALSTAB. Observa-se o mapa das áreas estáveis e instáveis e o histograma gerado a partir desse mapa, indicando no eixo y o número de células de cada classe. Por exemplo, as classes Incondicionalmente Instável e Incondicionalmente Estável possuem, respectivamente, 108.361 e 67.142 células. A primeira perfaz cerca de 12% e a segunda 7,5% do total de área da bacia.



FIGURA 5.10: Exemplo da geração do histograma a partir do mapa de cicatrizes e das categorias do mapa de suscetibilidade do modelo SHALSTAB. Observa-se o mapa das cicatrizes e em cada uma delas a classe prevista pelo modelo. Por exemplo, as classes Incondicionalmente Instável e Incondicionalmente Estável foram afetadas por 5.788 e 545 células de cicatrizes, respectivamente. Quando analisado total de células afetadas pelas cicatrizes que atingiram a bacia, a primeira classe (Inc. Instável) concentrou cerca de 17% e a segunda (Inc. Estável) 1,6% dos escorregamentos deflagrados na bacia.

6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo são descritos e discutidos os resultados referentes à análise dos parâmetros topográficos na distribuição das cicatrizes dos escorregamentos e à aplicação e validação dos mapas de suscetibilidade simulados pelos modelos TRIGRS e SHALSTAB. Portanto, tais resultados foram divididos em cinco sub-capítulos. No primeiro (6.1) são apresentados e discutidos o Modelo Digital de Elevação (MDE) e o mapeamento das cicatrizes dos escorregamentos. No segundo sub-capítulo (6.2) os mapas temáticos (curvatura e ângulo da encosta, área de contribuição, aspecto, hipsométrico e litológico) são descritos e analisados conforme a Freqüência (F), a Concentração de Cicatrizes (CC) e o Potencial de Escorregamentos (PE) de cada categoria topográfica.

No terceiro e quarto sub-capítulos, 6.3 e 6.4, são interpretados e discutidos os mapas de suscetibilidade a escorregamentos translacionais rasos gerados, respectivamente, pelos modelos TRIGRS e SHALSTAB a partir dos dados mecânicos e hidrológicos utilizados nos cenários A1, A2, A3, B1, B2 e B3. Para cada cenário são analisados os índices da Concentração de Cicatrizes (CC) e do Potencial de Escorregamentos (PE) das categorias de suscetibilidade.

Por último (6.5) os cenários de suscetibilidade são analisados conjuntamente, com o objetivo de avaliar a eficiência dos modelos TRIGRS e SHALSTAB na previsão de áreas suscetíveis considerando, além da CC e do PE, os percentuais de áreas instáveis sem a presença de cicatrizes e de áreas estáveis com cicatrizes.

6.1 Modelo Digital de Elevação e Mapa de Cicatrizes

Conforme exposto no capítulo anterior, a partir da base topográfica digital foi gerado um Modelo Digital de Elevação (MDE), com resolução de 4m² (FIGURA 6.1). Esse MDE foi essencial para a geração dos mapas temáticos (aspecto, área de contribuição, curvatura e ângulo da encosta e hipsometria) mas, principalmente para garantir uma boa performance dos modelos TRIGRS e SHALSTAB. Segundo DIETRICH et al (1998) existe uma relação direta entre o aumento da resolução do MDE e a acurácia dos resultados finais da análise de suscetibilidade.

Além da utilização na previsão da suscetibilidade, o MDE permitiu a verificação mais eficaz de muitas feições morfológicas, tais como anfiteatros, vales sob diferentes graus de dissecação e a distribuição da rede de drenagem. Foi possível identificar também a presença de duas sub-bacias, uma à direita da drenagem principal, denominada aqui de sub-bacia nordeste, e uma outra localizada à esquerda da drenagem principal (sub-bacia noroeste). Essas apresentaram comportamentos diferenciados em relação às variáveis topográficas (ex. ângulo da encosta e aspecto) e à suscetibilidade a escorregamentos, conforme será exposto a seguir.

No que se refere ao mapeamento dos escorregamentos de 1985, foram identificadas 356 cicatrizes (FIGURA 6.2), ocupando uma área de 132.672m². Do total de 896.469 células (*pixel*) que compõem a bacia, 33.173 foram afetadas por cicatrizes, ou seja, 3,7% da área total. Grande parte dessas feições, cerca de 60%, possui uma área inferior a 300m². A maior cicatriz mapeada possui 2.704m² e a menor apenas 11m² (FIGURA 6.3). A média da área das 356 cicatrizes foi de 373m²

Observa-se na FIGURA 6.4 um aumento da freqüência das cicatrizes com área entre 11m² (menor cicatriz mapeada) e 300m². A partir daí, verifica-se uma queda gradual com o aumento da área ocupada por tais feições.



FIGURA 6.1: Modelo Digital de Elevação Sombreado com resolução de 4m² produzido no módulo *Topo to Raster* do programa *ArcGis* 9.0. Esse MDE foi utilizado como base de entrada dos parâmetros topográficos na simulação dos mapas de suscetibilidade gerados pelos modelos TRIGRS e SHALSTAB. Na base inferior esquerda da figura é apresentado o MDE tridimensional.



FIGURA 6.2. Mapa de cicatrizes dos escorregamentos translacionais rasos ocorridos em janeiro de 1985. Foram mapeadas 356 cicatrizes, indicadas pelos polígonos em vermelho, a partir da ortofoto tirada em agosto de 1985.



FIGURA 6.3: Distribuição das cicatrizes dos escorregamentos mapeados (eixo x) em relação à área ocupada por cada uma (eixo y). Grande parte das cicatrizes possui área inferior à $300m^2$.

Durante o mapeamento das cicatrizes foram identificadas algumas dificuldades. Primeiramente, nas encostas orientadas para S e SW não foi possível visualizar algumas feições devido ao forte sombreamento da ortofoto original nessas áreas. Uma segunda dificuldade refere-se às diferentes texturas da ortofoto. Dentro dos critérios estabelecidos para esse mapeamento, a delimitação das cicatrizes foi feita somente sobre as áreas mais claras com maior contraste de textura, sem cobertura vegetal. No entanto, a ortofoto apresenta algumas texturas intermediárias entre a cobertura vegetal mais densa e as cicatrizes (FIGURA 6.5). Essas foram interpretadas ora como sendo cicatrizes mais antigas (eventos anteriores a 1985), ora como áreas que tiveram uma recuperação vegetativa mais rápida após o evento de 1985. Em função dessa incerteza optou-se pelo não mapeamento dessas feições, com o objetivo de não prejudicar o resultado final referente somente ao ano de 1985.



FIGURA 6.4: Distribuição percentual da área das cicatrizes. As cicatrizes com área entre 100 e 200m² são mais freqüentes na bacia, enquanto aquelas com área inferior à 50m² aparecem em menor quantidade, apenas 5,6% do total mapeado.



FIGURA 6.5: Porção da ortofoto da bacia da COPEBRÁS de 1985. Os polígonos vermelhos representam as cicatrizes mapeadas. O polígono azul mostra um exemplo de uma área com textura diferenciada que foi identificada como sendo uma cicatriz mais antiga e, portanto, não foi mapeada. A linha preta representa o limite direito da bacia (divisor de águas).

6.2 Análise dos Fatores Topográficos e Litológicos

Os resultados dos mapeamentos (hipsometria, ângulo da encosta, aspecto, curvatura, área de contribuição e litologia) são apresentados tanto na forma cartográfica quanto por meio de gráficos, a partir dos quais são avaliados os seguintes índices em percentuais: Freqüência (F), Concentração de Cicatrizes (CC) e Potencial a Escorregamentos (PE).

6.2.1 Mapa Hipsométrico

A altitude pode influenciar na distribuição dos escorregamentos em função, por exemplo, da variação do volume pluviométrico conforme as diferenças altimétricas, ou seja, devido ao efeito orográfico. Entretanto, quando avaliado o papel exercido por essa variável, é muito comum a sua associação com outros fatores topográficos (ex. declividade).

A FIGURA 6.6 apresenta o mapa de hipsometria da bacia da COPEBRÁS. As duas classes mais freqüentes, 400-600m e 600-800m, concentraram quase 70% do total das cicatrizes que atingiram a bacia (FIGURA 6.7). O menor volume dessas feições, entre 0m e 200m, pode ser explicado pelo comportamento orográfico da precipitação, mais intensa no terço médio da escarpa da Serra do Mar, e pela redução do ângulo das encostas. Nas proximidades da Borda do Planalto, entre 800m e 1000m, a presença de paredões rochosos e encostas com ângulos inferiores à 30° (FIGURA 6.8) podem justificar a menor concentração de cicatrizes (9,4%) nessas altitudes.

Resultados similares foram observados por LOPES (2006) em estudo realizado nas encostas dos vales dos rios Cubatão e Moji, incluindo a bacia da COPEBRÁS. De acordo com essa pesquisa, a maioria das cicatrizes dos escorregamentos de 1985 atingiu os seguintes intervalos altimétricos: 300-450m (23%), 450-600m (22%) e 600-750m (28%), que juntos concentraram cerca de 73% do total dos escorregamentos. A mesma tendência foi também verificada para os escorregamentos de 1994, dos quais 69% se concentraram nesse mesmo intervalo altimétrico. Tais resultados indicam a suscetibilidade das encostas nestas categorias altimétricas a escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar.

A avaliação do controle do fator topográfico na distribuição dos deslizamentos em uma bacia hidrográfica na Virgínia (EUA) foi realizada por GAO (1993). Os resultados encontrados por esse autor são similares àqueles registrados nessa pesquisa. GAO (1993) verificou um aumento do Potencial de Escorregamentos (PE) até 450m e uma posterior redução desse índice em direção às encostas mais elevadas, com declividades menores. GUIMARÃES (2000) utilizando a mesma metodologia no município de Rio de Janeiro, também verificou um aumento do PE até 800m e uma sensível redução desse índice a partir dessa altitude.

DAI & LEE (2002) correlacionaram varáveis topográficas e mapas de cicatrizes, considerando uma freqüência de deslizamentos por quilômetro quadrado (Km²) em cada categoria temática. Na área estudada próxima a Hong Kong, os resultados mostraram a presença de poucas cicatrizes em altitudes menores, até cerca de 150m e um aumento até uma determinada classe hipsométrica, em torno de 500m, seguido de uma queda de freqüência em direção às encostas mais elevadas, acima de 600m.

LARSEN & TORRES-SÁNCHEZ (1998), em regiões de Porto Rico, observaram que as encostas com altitudes acima de 300m possuem maior concentração de cicatrizes devido a índices pluviométricos mais elevados e à maior umidade média do solo nessas altitudes. Segundo os autores, essa intensa umidade ocorre em função da menor perda do conteúdo de água por evapotranspiração, associada à permanência mais freqüente da cobertura de nuvens nas porções mais elevadas da área.



FIGURA 6.6: Mapa hipsométrico da Bacia da COPEBRÁS. Nota-se uma maior concentração de cicatrizes no intervalo altimétrico entre 400m e 800m.



FIGURA 6.7: Distribuição dos percentuais da Freqüência (F), da Concentração de Cicatrizes (CC) e do Potencial de Escorregamentos (PE) para cada uma das classes hipsométricas. A bacia possui grande parte da sua área entre as altitudes de 400 e 800m, concentrando quase 70% do total das cicatrizes.

6.2.2. Mapa de Ângulo da Encosta

Cerca de 40% das encostas da bacia da COPEBRÁS possuem ângulos entre 30° e 40°, concentrando 50,7% dos escorregamentos (FIGURAS 6.8 e 6.9). Embora esse intervalo tenha assumido considerável importância na deflagração desses processos, comprovado pelo elevado PE (4,4%), os maiores valores desse índice foram identificados nas encostas com ângulos entre 40° e 50° (6,6%). Esse intervalo perfaz metade da área ocupada pelas encostas com ângulos entre 30° e 40°, porém com uma considerável Concentração de Cicatrizes (34%) justificando, desta forma, o elevado PE.

A segunda classe mais freqüente, entre 0° e 30°, embora ocupe 34,5% da área total, foi pouco atingida pelos escorregamentos. Esses ângulos estão associados aos topos mais suaves dos principais divisores de água e aos depósitos coluvionares. Essa mesma classe também aparece nas maiores altitudes, acima de 800m, próximo à borda do Planalto Paulista.

Alguns trabalhos realizados na Serra do Mar (SP) e em áreas com características ambientais similares apontam o intervalo entre 30° e 40° como o mais suscetível a escorregamentos rasos. LOPES (2006), por exemplo, identificou em diversas bacias do vale do rio Moji uma pequena quantidade de cicatrizes entre 0° e 30° (15%), e metade do total de escorregamentos ocorridos em 1985 entre 30° e 40° (51%). Esses valores são reduzidos com o aumento do ângulo da encosta, principalmente acima de 45° (11%). Para os escorregamentos ocorridos em 1994, cerca de 54% das cicatrizes concentraram-se no intervalo entre 30° e 40°. Tal comportamento, ou seja, elevação do PE até a classe de 50° e redução nas classes superiores, foi também observado por GUIMARÃES (2000), que justifica essa redução pela presença de paredões rochosos e, conseqüentemente, ausência solos disponíveis para ruptura.



FIGURA 6.8: Mapa do ângulo da encosta da Bacia da COPEBRÁS. Cerca de 85% das cicatrizes dos escorregamentos estão concentradas em encostas com ângulos entre 30° e 50°.



FIGURA 6.9: Distribuição percentual da Freqüência (F), da Concentração de Cicatrizes (CC) e do Potencial de Escorregamentos (PE) para cada uma das classes. A bacia possui grande parte da sua área com ângulos entre 30° 40°. No entanto, os ângulos maiores, entre 40° e 50° possuem o maior PE (6,3%).

6.2.3 Mapa de Aspecto

A orientação das encostas (aspecto) pode influenciar direta ou indiretamente a distribuição das áreas suscetíveis a escorregamentos em uma paisagem, uma vez que determina, por exemplo, a maior freqüência e incidência da radiação solar, a tipologia da cobertura vegetal e o conteúdo de umidade dos solos.

Conforme mostram as FIGURAS 6.10 e 6.11, a bacia da COPEBRÁS possui cerca de 64% das suas encostas orientadas para o quadrante sul, especialmente para SE (21,9%), S (21,7) e SW (20,1%). Essas concentraram juntas quase 50% do total de escorregamentos; entretanto, seus índices do PE foram bastante reduzidos: SE (3,9%), S (3,0) e SW (1,5%). Tais resultados indicam uma menor suscetibilidade dessas vertentes que pode estar associada à presença de material rochoso ou à cobertura vegetal mais preservada, devido ao maior sombreamento e manutenção da umidade dos solos.

Contrariamente, embora as encostas orientadas para N (2,3%), NW (7,6%), NE (1,0) perfaçam juntas somente 11% da área, seus índices do PE foram bastante elevados: N (7,2%), NW (6,3%) e NE (7,1%). Essas, portanto, apresentaram-se mais suscetíveis a escorregamentos translacionais rasos na bacia.

Resultados bastante similares foram observados por GAO (1993), que identificou as uma maior freqüência das encostas direcionadas para o quadrante sul; entretanto, aquelas voltadas para NE, NW, W e N apresentaram os maiores índices de PE. Segundo o autor, a distribuição da precipitação e a radiação solar influenciaram diretamente o conteúdo de umidade das encostas e, conseqüentemente, a sua suscetibilidade.

GUIMARÃES (2000) verificou, em estudos realizados no maciço da Tijuca no município do Rio de Janeiro, que as encostas orientadas para NW são mais suscetíveis mas, diferentemente dos resultados dessa pesquisa, essas são também mais freqüentes na área. O autor explica tal resultado em função do mergulho preferencial das unidades estruturais e litológicas para direção SW e NW, que favorecem a ocorrência de escorregamentos.



FIGURA 6.10: Mapa de aspecto da bacia da COPEBRÁS. As encostas do quadrante norte (N, NE e NW) embora sejam menos freqüentes, são aquelas que possuem o maior Potencial de Escorregamentos (PE).



FIGURA 6.11: Distribuição percentual da Freqüência (F), da Concentração de Cicatrizes (CC) e do Potencial de Escorregamentos (PE) para cada uma das classes. A bacia possui grande parte da sua área com encostas orientadas para SE, S e SW. Entretanto, as encostas do quadrante norte, menos freqüentes, são aquelas que possuem os maiores PE.

6.2.4 Mapa de Curvatura

De acordo com DIETRICH & MONTGOMERY (1998), as formas côncavas são áreas preferenciais para a concentração de água e de elevação mais rápida das cargas de pressão durante um evento pluviométrico. Portanto, necessitam de um menor volume de chuva para ocorrer ruptura (RENEAU & DIETRICH, 1987). Nas formas convexas, o fluxo é preferencialmente divergente, e a água no solo aparece localmente devido a fortes chuvas ou à heterogeneidade da rocha, que força o fluxo subsuperficial em direção ascendente para o manto de solo. Mesmo sendo áreas divergentes e declivosas, essas necessitam de uma grande descarga de chuva aumentar sua instabilidade (RENEAU & DIETRICH, 1987).

A Freqüência (F) da curvatura em planta/perfil da bacia da COPEBRÁS apresentou um predomínio das formas retilíneas (43%) e convexas (39,6%) e, em menor proporção, das côncavas (17,4%), conforme mostram as FIGURAS 6.12 e 6.13. A Concentração de Cicatrizes (CC) acompanhou essa mesma distribuição. As formas retilíneas foram também mais atingidas por cerca de 44% do total das cicatrizes, seguidas pelas convexas (41%) e côncavas (15,4%). Esse menor índice da CC em áreas côncavas pode estar relacionado à localização mais freqüente dessas formas nos vales fluviais da rede de drenagem, ao contrário das demais formas (convexas e retilíneas), que aparecem nas encostas onde foram mapeados os escorregamentos.

Os percentuais da Freqüência e da CC identificados nessa pesquisa conferem com alguns trabalhos realizados na Serra do Mar Paulista por IPT (1984) e IPT (1986). De acordo com esses dois relatórios, o perfil das encostas na Serra é predominantemente retilíneo e bastante íngreme nas vizinhanças da borda do Planalto. Nos setores de meia-encosta os perfis retilíneos e convexos se alternam e, associados à ruptura de declive positiva com inclinações superiores a 60%, apresentam maior suscetibilidade a escorregamentos.

Especificamente no setor da COPEBRÁS, dois fatores aumentaram ainda mais os riscos de escorregamentos na bacia na década de 1980: a degradação da cobertura vegetal das partes mais elevadas e a presença de encostas retilíneas abruptas e convexas com maior espessura de solo. Nas formas côncavas ocorre movimentação lenta e contínua dos depósitos detríticos que podem mobilizar grandes volumes de solo (IPT, 1986).

Em um estudo mais recente realizado por LOPES (2006), 61% das cicatrizes dos escorregamentos de 1985, e 70% daqueles ocorridos em 1994 ocorreram em encostas retilíneas. A maior ocorrência de cicatrizes em encostas retilíneas foi verificada também por TATIZANA et al. (1987), IPT (1988), WOLLE (1988), WOLLE & CARVALHO (1989) e CETESB (1991).

No que se refere ao PE, as encostas convexas e retilíneas obtiveram os maiores índices, 3,8% e 3,7%, respectivamente. No entanto, as formas côncavas, ocupando uma área muito menor (17,4%) apresentaram um PE similar aos demais (3,3%).

É importante ressaltar que muitos trabalhos, como aqueles realizados por IPT (1984) e IPT (1986), mapearam a curvatura das encostas somente em perfil (curvatura no sentido da inclinação da encosta) e outros somente em planta (curvatura perpendicular ao sentido da inclinação da encosta). Desta forma, com o objetivo de melhor compreender a relação entre escorregamentos e forma da encosta foram elaborados mapas da curvatura em perfil (FIGURA 6.14) e em planta (FIGURA 6.15). Para cada tipo de mapeamento foram também avaliados os índices da CC e do PE das categorias de curvatura.



FIGURA 6.12: Mapa de curvatura (planta/perfil) da bacia da COPEBRÁS. Nota-se uma grande concentração das cicatrizes dos escorregamentos de 1985 na encostas convexas e retilíneas.



FIGURA 6.13: Percentuais da Freqüência (F), da Concentração de Cicatrizes (CC) e do Potencial de Escorregamentos (PE) para cada uma das classes de curvatura.



FIGURA 6.14: Mapa de curvatura em planta da bacia da COPEBRÁS.



FIGURA 6.15: Mapa de curvatura em perfil da bacia da COPEBRÁS.

De acordo com FIGURA 6.16, as encostas retilíneas predominaram nos três tipos de mapeamentos, principalmente em perfil. Nesse 72% da bacia é formada por encostas retilíneas. As formas convexas apresentaram-se como o segundo tipo de curvatura mais freqüente, com exceção do mapeamento em perfil, no qual as formas côncavas obtiveram o segundo maior percentual, cerca de 17,5% da bacia.

No que se refere à Concentração das Cicatrizes (FIGURA 6.17), as formas retilíneas foram mais atingidas pelos escorregamentos em todos os tipos de mapeamentos, principalmente na curvatura em planta, na qual 70,6% das cicatrizes se concentraram nessas formas. Nos mapeamentos em planta/perfil e perfil as formas convexas foram o segundo tipo mais afetado pelas cicatrizes. Em planta, as côncavas, mesmo ocupando uma pequena área (13%), concentraram 22% das cicatrizes.

De acordo com a FIGURA 6.18, o elevado PE das encostas convexas no mapeamento em perfil (9,1%) confere essas formas como sendo mais suscetíveis a escorregamentos. Tal resultado é similar aos encontrados por IPT (1984) e IPT (1986), utilizando o mesmo tipo de mapeamento.

Entretanto, no mapeamento em planta, as formas côncavas apresentaram o maior índice do PE (6,2%) e no mapeamento em planta/perfil, como já descrito, essas formas mesmo ocupando uma área muito menor (17,4%) apresentaram um PE similar às demais (3,3%).

Considerando que os mapeamentos em planta/perfil e em planta são mais adequados em estudos sobre escorregamentos rasos, pois indicam com maior eficácia a presença de porções convergentes de fluxo e detritos, as formas côncavas apresentaram-se mais suscetíveis a esses processos do que as demais formas. Resultado esse conferido por diversos trabalhos (ANDERSON & BURT, 1978; DIETRICH & DUNNE, 1978; RENEAU et al., 1984; LACERDA & SANDRONI, 1985; MEIS et al., 1985; DIETRICH et al., 1986; MONTGOMERY et al., 1991; FERNANDES et al., 1994; GUIMARÃES et al., 1998; GUIMARÃES et al., 2003; entre outros.)



FIGURA 6.16: Percentual da Freqüência (F) das formas convexas, retilíneas e côncavas nos mapeamentos em planta/perfil, planta e perfil.



CONCENTRAÇÃO DE CICATRIZES (CC)

FIGURA 6.17: Percentual da Concentração de Cicatrizes (CC) das formas convexas, retilíneas e côncavas nos mapeamentos em planta/perfil, planta e perfil.



FIGURA 6.18: Percentual do Potencial de Escorregamentos (PE) das formas convexas, retilíneas e côncavas nos mapeamentos em planta/perfil, planta e perfil.

6.2.5 Mapa de Área de Contribuição

A área de contribuição demonstra uma relação direta entre a forma da encosta e os processos hidrológicos e erosivos. Desta forma, possui um papel relevante na análise da suscetibilidade, principalmente, quando utilizada juntamente com outras variáveis como declividade e transmissividade do solo.

De acordo com as FIGURAS 6.19 e 6.20, ocorreu um aumento significativo da área de contribuição, até a categoria de (log10) 2.1m², acompanhado pela Concentração de Cicatrizes (CC) e pelo Potencial de Escorregamentos (PE). Esse resultado demonstra a importância desse parâmetro topográfico na geração de escorregamentos na paisagem.

A classe de maior área de contribuição (log 10) 2.1-7.0m² apresentou valores muito baixos da CC e do PE, pois uma significativa porção da bacia, onde foram identificados tais índices, está associada aos fundos dos vales fluviais que compõem a rede de drenagem principal, onde predominam também os menores ângulos dessas encostas.



FIGURA 6.19: Mapa da área de contribuição da bacia da COPEBRÁS.



FIGURA 6.20: Distribuição percentual da Freqüência (F), da Concentração das Cicatrizes (CC) e do Potencial de Escorregamentos (PE) para cada uma das classes. Os maiores valores da área de contribuição, até a classe de (log10) 1.7 - 2.1m², apresentaram elevados índices da CC e do PE.

6.2.6. Mapa Litológico

Quanto à distribuição percentual das unidades litológicas, as FIGURAS 6.21 e FIGURAS 6.22 mostram o domínio dos migmatitos com neossoma (AcMn), 48%, e com paleossoma (PSeMc), 42,8%. Ambos concentraram mais de 90% dos escorregamentos (CC) e apresentaram os maiores índices do PE, 3,9% e 3,7%, respectivamente.

A maior Concentração de Cicatrizes (CC) e do Potencial a Escorregamentos (PE) da classe litológica AcMn contradiz a descrição das propriedades mecânicas dessa unidade na geração de processos erosivos e de movimentos de massa. Segundo TATIZANA et al. (1987) os migmatitos com predomínio de neossoma são mais resistentes ao intemperismo químico, gerando solos mais arenosos com menor suscetibilidade. Já a segunda classe mais afetada (PSeMc) pode ser explicada pela condição de maior suscetibilidade dos solos originados desses migmatitos com predomínio de paleossoma xistoso

Embora a litologia tenha um importante papel no condicionamento de muitos processos em encostas, os escorregamentos translacionais rasos ocorridos na Serra do Mar Paulista envolvem, no geral, uma pequena espessura de solo formada por material coluvionar que, em função da sua gênese e dinâmica, pouco reflete as propriedades mecânicas e hidrológicas originais da rocha. Desta forma, acredita-se que somente as demais variáveis, principalmente topográficas, são capazes de melhor explicar ou inferir as condições suscetíveis a escorregamentos translacionais rasos. A litologia pode explicar, com maior eficiência, os escorregamentos mais profundos, que evolvem maiores espessuras de solo e, conseqüentemente, propriedades mecânicas e hidrológicas residuais da unidade litológica de origem.


FIGURA 6.21: Mapa das unidades litológicas encontradas na bacia da COPEBRÁS.



FIGURA 6.22: Distribuição percentual da Freqüência (F), da Concentração das Cicatrizes (CC) e do Potencial de Escorregamentos (PE) para cada uma das classes. Observa-se que cerca de 93% da bacia predominam os migmatitos estromatíticos e ou oftalmíticos de neossoma dominante passando a granitóides sintectônicos (AcMn) e migmatitos estromatíticos com paleossoma dominante de biotitamuscovita-clorita xisto com ou sem silimanita e granada (PSeMc). Ambas as classes possuem também os maiores valores de PE.

É importante ressaltar que os resultados apresentados nesse sub-capítulo (6.2) são produtos de um único tipo de análise, baseada na superposição entre os mapas dos fatores topográficos e litológicos e das cicatrizes dos escorregamentos. Nesse caso, tais resultados foram utilizados nas etapas seguintes com o objetivo de melhor compreender os cenários de suscetibilidade simulados pelos modelos TRIGRS e SHALSTAB.

6.3 Mapas de Suscetibilidade – Modelo TRIGRS

Nesse item são apresentados os mapas de suscetibilidade gerados pelo modelo TRIGRS a partir dos parâmetros geotécnicos e hidrológicos utilizados nos cenários A1, A2, A3, B1, B2 e B3, descritos na TABELA 5.4 do capítulo 4. Para cada cenário foi analisada tanto a distribuição espacial das categorias de suscetibilidade, representadas aqui pelo Fator de Segurança (FS), quanto os percentuais da Concentração de Cicatrizes (CC) e do Potencial a Escorregamentos (PE).

6.3.1 Cenários A1, A2 e A3

Nesses três cenários foram identificadas variações pouco significativas na distribuição espacial das categorias de suscetibilidade na bacia (FIGURAS 6.23, 6.24 e 6.25), assim como nos seus percentuais de Freqüência (F), sobretudo entre cenários A2 e A3 (FIGURA 6.26).

Com a variação da profundidade do solo de 1m (A1) para 2m (A2), as áreas instáveis tiveram um aumento percentual, em área, de 10%. Entre 2m (A2) e 3m (A3) esse índice foi de apenas 3%. Tal comportamento pode estar associado à estrutura básica do modelo, que inclui cálculos de estabilidade baseados na Equação de Talude Infinito, considerando também as propriedades geotécnicas homogêneas para todo o perfil de solo.

A classe mais instável, FS entre 0.4 e 0.8, ocupa menos de 20% da área total da bacia nos cenários A2 e A3 e menos de 10% no cenário A1. A classe seguinte, FS entre 0.8 e 1.0, em todos os cenários apresentou percentuais em torno de 25%, sendo, portanto, a classe mais freqüente. Com soma dessas duas classes (FS \leq 1) a bacia possui os seguintes percentuais de áreas instáveis para cada cenário: 32,6% (A1), 40,1% (A2) e 42,8% (A3).

Nos três cenários houve uma suave queda da Freqüência (F) das áreas estáveis até o intervalo do FS entre 1.2 e 1.5. Considerando as três últimas categorias do FS, as áreas estáveis perfazem: 67,4% no cenário A1, 59,9% no cenário A2 e 57,2% no cenário A3.

A distribuição espacial das áreas instáveis (FS \leq 1) e estáveis (FS>1) na bacia foi bastante controlada pelas variáveis topográficas, principalmente pelo ângulo da encosta, pelo aspecto e pelas formas. As áreas estáveis aparecem nos topos mais suaves dos principais interflúvios em encostas convexas com ângulos inferiores a 30°. Já as áreas previstas como instáveis se localizam em porções mais elevadas (acima de 400m) e íngremes (ângulos > 40°), conforme mostram as FIGURAS 6.27 e 6.28.

Na porção inferior da bacia, junto à foz do rio principal, observa-se um aumento das áreas estáveis devido também à presença de interflúvios mais suaves (ângulos $<30^{\circ}$). Apenas uma pequena área na extremidade inferior da bacia, que provoca um afunilamento da drenagem principal, foi classificada como instável (FS \leq 1) devido também aos maiores ângulos das encostas (superiores a 40°).



FIGURA 6.23: Mapa de suscetibilidade simulado sob as condições hidrológicas e geotécnicas no **cenário A1** (c' = 1000 Pa; $\rho_s = 17,1 \text{ kN/m}^3$; $\mathbf{Z}_{max} = \mathbf{1} \text{ m}$; $\Phi = 34^\circ$; $d = \mathbf{1} \text{ m}$; $I_{LT} = 1.0 \times 10^{-9} \text{ m/s}$; $D_0 = 5.5 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ e K_s = $1.0 \times 10^{-6} \text{ m/s}$).



FIGURA 6.24: Mapa de suscetibilidade simulado sob as condições hidrológicas e geotécnicas do **cenário A2** (c' = 1000 Pa; $\rho_s = 17,1 \text{ kN/m}^3$; $\mathbf{Z}_{max} = \mathbf{2} \text{ m}$; $\Phi = 34^\circ$; $d = \mathbf{2} \text{ m}$; $I_{LT} = 1.0 \times 10^{-9} \text{ m/s}$; $D_0 = 5.5 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ e K_s = $1.0 \times 10^{-6} \text{ m/s}$).



FIGURA 6.25: Mapa de suscetibilidade simulado sob as condições hidrológicas e geotécnicas do **cenário A3** (c' = 1000 Pa; $\rho_s = 17,1 \text{ kN/m}^3$; $\mathbf{Z}_{max} = \mathbf{3} \text{ m}$; $\Phi = 34^\circ$; $d = \mathbf{3} \text{ m}$; $I_{LT} = 1.0 \times 10^{-9} \text{ m/s}$; $D_0 = 5.5 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ e K_s = $1.0 \times 10^{-6} \text{ m/s}$).



FIGURA 6.26: Freqüência (F) das classes de suscetibilidade dos mapas gerados sob as condições dos cenários A1, A2 e A3. Os três cenários apresentaram o mesmo comportamento, principalmente A2 e A3. As áreas com FS≤1 perfazem um total de 32%, 40% e 42%, respectivamente nos cenários A1, A2 e A3.

A distribuição das áreas estáveis e instáveis também foi bastante distinta entre as subbacias noroeste (à esquerda da drenagem principal) e nordeste (à direita da drenagem principal).

Na sub-bacia nordeste (FIGURA 6.27) as encostas com FS ≤ 1 ocuparam uma área mais significativa, concentrando-se principalmente nas vertentes próximas ao seu divisor principal, voltadas para direção S e SW, onde foram diagnosticados os maiores valores do ângulo da encosta, entre 40° e 70°. Na vertente esquerda dessa mesma sub-bacia observa-se uma redução do FS em direção ao sopé das encostas próximas aos fundos dos vales, juntamente com o aumento do ângulo das encostas (>40°) e da área de contribuição (log 10/ entre 1.8 e 7.0m²).

Na sub-bacia noroeste (FIGURA 6.28) houve uma maior concentração de áreas estáveis junto aos vales dos canais de fluviais, onde IPT (1986), por meio de um mapeamento sobre fotografías aéreas, identificou espessos mantos coluvionares com baixas declividades. A proporção das áreas instáveis nessa sub-bacia foi menor e mais concentrada. Aparecem nas porções altas das encostas próximas à Borda do Planalto e em pequenos anfiteatros, cujas encostas estão direcionadas para N e NW com ângulos acima de 30°. Áreas com FS entre 0.4 e 0.8 coincidiram com declives ainda mais acentuados, entre 40° e 50°.



FIGURA 6.27: Detalhe da distribuição do FS nos cenários A1, A2 e A3 e do ângulo das encostas na **sub-bacia nordeste**. Pode-se observar a relação direta entre a localização das áreas instáveis com FS entre 0.4 e 0.8 e ângulos >40°. Já as áreas instáveis com FS entre 0.8 e 1.0 coincidiram diretamente com ângulos >30°.



FIGURA 6.28: Detalhe da distribuição do FS nos cenários A1, A2 e A3 e do ângulo das encostas na **sub-bacia noroeste**. Pode-se observar uma relação direta entre a localização das áreas instáveis com FS entre 0.4 e 0.8 e as encostas com ângulos $> 40^{\circ}$. As áreas previstas como estáveis (FS>1) coincidiram com ângulos $< 30^{\circ}$.

6.3.2 Validação dos Cenários A1, A2 e A3

O comportamento tanto da Concentração das Cicatrizes (CC) quanto do Potencial de Escorregamentos (PE), índices utilizados para validação do modelo, foi bastante similar nos cenários A1, A2 e A3, em todas as categorias de suscetibilidade.

A CC na categoria mais instável (FS entre 0.4 e 0.8) foi maior nos cenários A3 (27,7%) e A2 (23,3%), conforme apresenta a FIGURA 6.29. No cenário A1 esse índice caiu para 12,5%. A segunda classe mais instável (FS entre 0.8 e 1.0), em todos os cenários, os valores ficaram em torno de 40%, colocando essa categoria como aquela mais atingida por escorregamentos na bacia.

Considerando o total as áreas instáveis (FS \leq 1), soma das duas primeiras classes, houve uma concentração de cicatrizes de 52,6%, 62% e 66,4%, nos cenários A1, A2 e A3, respectivamente. Esses valores, embora significativos para a validação do modelo, são inferiores àqueles encontrados na literatura. SALCIARINI et al. (2006), por exemplo, aplicaram o modelo TRIGRS na região de Umbria (Itália Central) e verificaram que do total de 42 cicatrizes dos escorregamentos mapeadas, 33 foram previstas pelo modelo TRIGRS, ou seja, um percentual de cerca de 78% de acerto. Essa maior concordância entre os mapas de suscetibilidade e de cicatrizes pode estar associada à atribuição de uma variabilidade espacial dos parâmetros mecânicos e hidrológicos (coesão, ângulo de atrito, peso específico do solo e condutividade hidráulica) na área estudada por esses autores, realizada por meio de mensurações em campo e de laboratório.

CROSTA & FRATTINI (2003) também simularam cenários utilizando o modelo TRIGRS em uma bacia na Província de Lecco, na Itália. Nessa pesquisa foi previsto um percentual de apenas 17,5% de áreas instáveis que, no entanto, concentrou 72,3% do total de cicatrizes mapeadas. De acordo com as investigações de campo, os escorregamentos (total de 147) ocorreram dentro de colúvios, entre 60 e 40 cm de profundidade, em encostas côncavas com ângulos entre 35° e 50°. Nesse trabalho também foram utilizados valores geotécnicos e hidrológicos espacialmente distintos, obtidos indiretamente pela tipologia dos solos da região e por meio de levantamentos de campo.

BISANTI et al. (2005) utilizaram o modelo TRIGRS definindo espessuras de solos a partir do mapa de declividade, as quais variaram de 1m em áreas mais íngremes e 3 m em áreas mais suaves e de fundos de vales. De acordo com esses autores o modelo capturou cerca de 41% do total de escorregamentos, considerando que apenas 12,6% da área foi prevista como instável.



FIGURA 6.29: Variação da Concentração de Cicatrizes (CC) nas classes de suscetibilidade geradas pelo modelo TRIGRS nos cenários A1, A2 e A3. Nota-se um comportamento bastante semelhante entre os cenários. Considerando o total as áreas instáveis (FS \leq 1), soma das duas primeiras classes, as cicatrizes atingiram 52,6%, 62% e 66,4%, respectivamente nos cenários A1, A2 e A3.

A concordância entre os mapas de suscetibilidade gerados pelo TRIGRS e o mapa de cicatrizes é confirmada pelo Potencial de Escorregamentos, PE (razão entre o número de células de cada classe afetadas pelas cicatrizes e o total de células de cada classe). De acordo com a FIGURA 6.30, nota-se que as classes mais instáveis apresentaram os maiores valores do PE, entre 5.0% e 6.4%. Com o aumento da estabilidade (FS>1) houve também uma acentuada queda desse índice, que alcançou valores inferiores a 1% no FS entre 1.5 e 7.0. Tal comportamento confirma a eficácia desses mapas de suscetibilidade gerados sob as condições mecânicas e hidrológicas dos cenários A1, A2 e A3 pelo modelo TRIGRS.



FIGURA 6.30: Variação do PE nas classes de suscetibilidade geradas pelo modelo TRIGRS para os cenários A1, A2 e A3. As classes previstas como instáveis registraram os maiores índices do PE, confirmando a eficácia desses cenários gerados pelo modelo.

6.3.3 Cenários B1, B2 e B3

As alterações dos parâmetros geotécnicos e hidrológicos provocaram mudanças significativas nos mapas de suscetibilidade, principalmente quanto à Freqüência (F) das categorias do FS. As FIGURAS 6.31, 6.32 e 6.33 apresentam os cenários B1, B2 e B3, respectivamente.

Ocorreu um aumento considerável do percentual das áreas estáveis nos três cenários (FIGURA 6.34), com destaque para o cenário B1 no qual essas áreas perfazem 100% da bacia. Nos cenários B2 e B3 esses índices equivalem a 97% e 87%, respectivamente. Conseqüentemente, houve uma redução proporcional das áreas instáveis, que passam ocupar apenas 3,1% no cenário B2 e 12% no cenário B3.

Mesmo com a redução considerável do percentual das áreas instáveis, a distribuição espacial não foi alterada, provavelmente em função do forte controle topográfico. A sub-bacia nordeste apresentou novamente os menores valores do FS, concentrados principalmente em sua vertente direita orientada para S e SW (FIGURA 6.35).

No mapa de suscetibilidade gerado no cenário B2 não foi previsto o intervalo do FS entre 0.4 e 0.8, e o FS entre 0.8 e 1.0 aparece nas encostas com ângulos superiores a 50°. Já no cenário B3 esse mesmo intervalo (FS 0.8 e 1.0) foi identificado nas encostas com ângulos variando entre 30 e 40° e com elevados valores de área de contribuição (2.2 - 7 m²/log10). O FS entre 0.4 e 0.8, nesse cenário,associa-se às encostas com ângulos superiores a 50°.

A redução das áreas instáveis foi ainda mais significativa na sub-bacia noroeste (FIGURA 6.36). Diferentemente, essas áreas não apresentaram uma relação direta com o aumento da área de contribuição, como foi observado na sub-bacia nordeste. Já referente ao ângulo da encosta, nota-se também que as áreas instáveis coincidiram com ângulos superiores a 50° no cenário B2 e com ângulos superiores a 40° no cenário B3.

As mudanças entre os dois grupos dos cenários A e B eram esperadas em função, principalmente do aumento do valor da coesão efetiva. No entanto, somente com a validação desses cenários, por meio do mapa das cicatrizes e dos índices da CC e do PE, é possível avaliar melhor a eficiência desses cenários.



FIGURA 6.31: Mapa de suscetibilidade simulado sob condições hidrológicas e geotécnicas do **cenário B1** (c² = 6000 Pa; $\rho_s = 14,3 \text{ kN/m}^3$; $\mathbf{Z}_{max} = \mathbf{1} \text{ m}$; $\Phi = 34^\circ$; $d = \mathbf{1} \text{ m}$; $I_{LT} = 1.0 \times 10^{-9} \text{ m/s}$; $D_0 = 5.5 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ e K_s = $1.0 \times 10^{-6} \text{ m/s}$).



FIGURA 6.32: Mapa de suscetibilidade simulado sob condições hidrológicas e geotécnicas do **cenário B2** (c' = 6000 Pa; $\rho_s = 14,3 \text{ kN/m}^3$; $\mathbf{Z}_{max} = \mathbf{2} \text{ m}$; $\Phi = 34^\circ$; $d = \mathbf{2} \text{ m}$; $I_{LT} = 1.0 \times 10^{-9} \text{ m/s}$; $D_0 = 5.5 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s e K}_s = 1.0 \times 10^{-6} \text{ m/s}$).



FIGURA 6.33: Mapa de suscetibilidade simulado sob condições hidrológicas e geotécnicas do **cenário B3** (c² = 6000 Pa; $\rho_s = 14,3 \text{ kN/m}^3$; $\mathbf{Z}_{max} = \mathbf{3} \text{ m}$; $\Phi = 34^\circ$; $d = \mathbf{3} \text{ m}$; $I_{LT} = 1.0 \times 10^{-9} \text{ m/s}$; $D_0 = 5.5 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s e K}_s = 1.0 \times 10^{-6} \text{ m/s}$).



FIGURA 6.34: Freqüência (F) das classes de suscetibilidade dos mapas gerados sob as condições dos cenários B1, B2 e B3. Nesses as áreas instáveis (FS \leq 1) ocupam apenas 3,1% e 12,7%, respectivamente. Grande parte da bacia, em todos os cenários, foi classificada como estável (FS>1).



FIGURA 6.35: Detalhe da distribuição do FS nos cenários B2 e B3, da área de contribuição e do ângulo das encostas na **sub-bacia nordeste.** Observa-se a relação direta entre a localização das áreas instáveis ($FS \le 1$) e as encostas com ângulos superiores a 50° no cenário B2, e com ângulos superiores a 40° no cenário B3.



FIGURA 6.36: Detalhe da distribuição do FS nos cenários B2 e B3, da área de contribuição e do ângulo das encostas na **sub-bacia noroeste**. Notase também a relação direta entre a localização das áreas instáveis ($FS \le 1$) e as encostas com ângulos superiores a 50° no cenário B2, e com ângulos superiores a 40° no cenário B3.

6.3.4 Validação dos Cenários B1, B2 e B3

A comparação entre o mapa de suscetibilidade e o mapa de cicatrizes mostra que a Concentração de Cicatrizes (CC) em todos nos três cenários foi significativamente maior nas classes estáveis. Tal comportamento pode ser explicado pelo aumento da freqüência dessas áreas. Destaca-se o cenário B1 no qual 100% das cicatrizes se concentraram nas duas últimas classes. Nos cenários B2 e B3, respectivamente, 97,2% e 81,6% do total das cicatrizes atingiram as classes estáveis (FS>1), conforme mostra a FIGURA 6.37.



FIGURA 6.37: Variação da Concentração de Cicatrizes (CC) nas classes de suscetibilidade geradas pelo modelo TRIGRS nos cenários B1, B2 e B3. Considerando o total as áreas estáveis (FS>1), soma das três últimas classes, percentuais bastante elevados, 97,2% e 81,3%, se concentraram nas áreas estáveis nos cenários B2 e B3, respectivamente.

Ao analisar o Potencial de Escorregamentos (PE), observa-se que a classe mais instável (FS entre 0.4 e 0.8) apresentou valores inferiores a 2% em todos os três cenários (FIGURA 6.38). Entretanto, ressalta-se aqui que na segunda classe (FS entre 0.8 e 1.0), também instável, foram observados índices bastante significativos, sobretudo no cenário B3 (5,7%). Tais valores mostram que, mesmo ocupando uma área pouco representativa na bacia, apenas 3,1% (cenário B2) e 11,7% (cenário B3), essa categoria de instabilidade foi bastante atingida por escorregamentos.

Referente às classes estáveis, predominantes na bacia, especificamente no FS entre 1.0 e 1.2, os cenários B2 e B3 apresentaram valores muito altos, 6,4% e 6,2%, respectivamente. Com o aumento das classes de estabilidade observa-se uma queda desse percentual, alcançando 1,8% (B2) e 1,4% (B3).



FIGURA 6.38: Variação do PE nas classes de suscetibilidade geradas pelo modelo TRIGRS para os cenários B1, B2 e B3. Nesses dois últimos, nota-se um aumento do PE até o intervalo de 1.0-1.2 com posterior decréscimo em direção as classes estáveis. Destaca-se o elevado índice (5,7%) na classe instável (FS entre 0.8 e 1.0) no cenário B3.

6.4 Mapas de Suscetibilidade - Modelo SHALSTAB

Nesse item são apresentados seis mapas de suscetibilidade gerados pelo modelo SHALSTAB para os cenários A1, A2, A3, B1, B2 e B3. Para cada cenário foi analisada tanto a distribuição das categorias de suscetibilidade, representadas pelo log (Q/T), quanto os percentuais da Concentração de Cicatrizes (CC) e do Potencial de Escorregamentos (PE).

6.4.1 Cenários A1, A2 e A3

Os mapas de suscetibilidade simulados nesses três cenários apresentaram uma forte similaridade quanto à distribuição espacial das categorias de suscetibilidade, principalmente os cenários A2 e A3 (FIGURAS 6.39, 6.40 e 6.41).

A Freqüência (F) dessas categorias mostrou que cerca de 30% a 40% da área da bacia foi classificada como Incondicionalmente Instável (FIGURA 6.42). A partir daí, a área ocupada pelas demais categorias sofreu uma queda acentuada, permanecendo mais ou menos constante até a classe log (Q/T) >-2.2. A classe Incondicionalmente Estável ocupou menos de 7% da área da bacia em todos os cenários.

A mudança mais significativa entre os cenários ocorreu na área ocupada pela classe Incondicionalmente Instável entre A1 e A2. Houve um acréscimo de cerca de 10% com o aumento da espessura do solo de 1m para 2 m. No cenário A1 essa categoria ocupa 32,4% da área e no cenário A2 cerca de 40%.



FIGURA 6.39: Mapa de suscetibilidade simulado pelo modelo SHALSTAB no **cenário A1** (c' = 1000 Pa; $\rho_s = 17,1 \text{ kN/m}^3$; $\mathbf{Z}_{max} = 1 \text{ m}$; $\Phi = 34^\circ$).



FIGURA 6.40: Mapa de suscetibilidade simulado pelo modelo SHALSTAB no **cenário A2** (c' = 1000 Pa; $\rho_s = 17,1 \text{ kN/m}^3$; $\mathbf{Z}_{max} = 2 \text{ m}$; $\Phi = 34^\circ$).



FIGURA 6.41: Mapa de suscetibilidade simulado pelo modelo SHALSTAB no **cenário A3** (c' = 1000 Pa; $\rho_s = 17,1 \text{ kN/m}^3$; $\mathbf{Z}_{max} = \mathbf{3} \text{ m}$; $\Phi = 34^\circ$).



FIGURA 6.42: Freqüência (F) das classes de suscetibilidade dos mapas gerados sob as condições dos cenários A1, A2 e A3. Os três cenários apresentaram o mesmo comportamento, principalmente A2 e A3. Houve uma pequena elevação desse percentual da categoria Incondicionalmente Instável com o aumento da espessura do solo.

Igualmente ao previsto nos cenários simulados pelo modelo TRIGRS, observa-se um forte controle topográfico na distribuição das categorias de suscetibilidade do modelo SHALSTAB.

As áreas Incondicionalmente Instáveis aparecem associadas às encostas com ângulos superiores a 30°, acima de 400m de altitude e orientadas preferencialmente para as direções SW, W, N, NW. Verificou-se também uma relação direta entre os valores mais elevados da área de contribuição e a localização dessas áreas instáveis. Quanto à curvatura, não foi observada nenhum tipo de relação entre instabilidade e a tipologia das formas.

A FIGURA 6.43 mostra que a distribuição das categorias de suscetibilidade, como ocorrido no modelo TRIGRS, foi também diferenciada entre as sub-bacias noroeste (à esquerda da drenagem principal) e nordeste (à direita da drenagem principal).



FIGURA 6.43: Trechos superior e médio da bacia da COPEBRÁS apresentando as áreas de suscetibilidade geradas pelo modelo SHALSTAB sob as condições do cenário A2, sobre a ortofoto de 1985. Nota-se a presença mais significativa das áreas Incondicionalmente Instáveis em encostas mais íngremes e Incondicionalmente Estáveis nos principais interflúvios e à esquerda da drenagem principal junto à rede de drenagem.

Na sub-bacia nordeste as categorias mais instáveis ocuparam quase toda a vertente direita (orientada para S e SW) junto ao interflúvio principal da bacia, principalmente a Incondicionalmente Instável que coincidiu com encostas com ângulos superiores a 40° (FIGURA 6.44). Na sub-bacia nordeste houve uma maior distribuição entre as classes estáveis e instáveis. Essas últimas ocuparam as encostas orientadas para SE, SW, N e NW, com ângulos superiores a 30° (FIGURA 6.45).

As áreas mais estáveis localizaram-se nos topos dos principais interflúvios, com baixos ângulos de encosta (< 30°) e em maior proporção em fundos de vales da sub-bacia noroeste. O sistema de drenagem dessa sub-bacia apresenta uma menor proporção de vales fluviais muito dissecados proporcionando ângulos menores das suas encostas adjacentes. Diferentemente da previsão realizada pelo TRIGRS, parte dessas áreas, localizadas próximas à rede de drenagem na sub-bacia noroeste e associadas a mantos de colúvios espessos (ângulos < 30°) foi prevista pelo modelo SHALSTAB como áreas instáveis, com log (Q/T) <-3.1.



FIGURA 6.44: Detalhe da distribuição da suscetibilidade no cenário A2 e do ângulo das encostas na **sub-bacia nordeste.** Observa-se a relação direta entre a localização das áreas Incondicionalmente Instáveis (em vermelho) e os ângulos superiores a 30°.



FIGURA 6.45: Detalhe da distribuição da suscetibilidade no cenário A2 e do ângulo das encostas na **sub-bacia noroeste.** Pode-se observar também a relação direta entre a localização das áreas Incondicionalmente Instáveis (em vermelho) e os ângulos superiores a 30°.

6.4.2 Validação dos Cenários A1, A2 e A3

Na avaliação da Concentração de Cicatrizes (CC) os três cenários apresentaram a mesma tendência quanto à distribuição dos escorregamentos em cada uma das classes de suscetibilidade (FIGURA 6.46). A classe Incondicionalmente Instável foi atingida por mais de 50% do total das cicatrizes em todos os três cenários, alcançando o maior índice (65,9%) no cenário A3.



FIGURA 6.46: Distribuição da Concentração de Cicatrizes (CC) nas diferentes classes de suscetibilidade simuladas nos cenários A1, A2 e A3 pelo modelo SHALSTAB. Mais de 50% do total de escorregamentos que atingiram a bacia em janeiro 1985 estão concentrados na classe prevista como Incondicionalmente Instável.

Considerando percentuais acumulativos da Concentração de Cicatrizes (CC) em cada uma das classes de suscetibilidade, no cenário A3 76% dos escorregamentos se concentraram na categoria de log (Q/T) <-3.1, 82% em log (Q/T) <-2.8 e 89% em log (Q/T) <-2.5.

Tais percentuais são bastante similares àqueles encontrados na literatura. MONTGOMERY & DIETRICH (1994), em estudos realizados em Berkeley (EUA), reportaram que de 83% a 100% do total das cicatrizes atingiram limites de log (Q/T) <-2.5. Percentuais acumulativos um pouco menores foram obtidos por DIETRICH & MONTGOMERY (1998), que identificaram apenas 54% dos escorregamentos em valores de log (Q/T) <-3.1, 68% em log (Q/T) <-2.8 e 90% em log (Q/T) <-2.5.

Essa variação entre a concentração das cicatrizes, considerando percentuais acumulativos e os limites de log (Q/T) é explicada por DIETRICH et al (1998) em função da qualidade e da resolução do *grid* do MDE. Segundo esses autores, para capturar mais de 60% das cicatrizes, em um *grid* de $30m^2$, é necessário um limite de log (Q/T) <-2.5. Utilizando um *grid* de $10m^2$ de resolução, um limite de log (Q/T) <-2.8 pode ser mais adequado e para MDE com alta resolução esse limite pode ser de log (Q/T) <-3.1.

DIETRICH et al (1998) comprovam essa relação por meio de estudos realizados em sete diferentes bacias hidrográficas onde foram registrados cerca de 844 escorregamentos deflagrados entre 1978 e 1996. Utilizando um MDE com resolução de 10m² observaram que, em média, cerca de 46% desses processos ocorreram entre as duas menores classes de instabilidade, Incondicionalmente Instável e log (Q/T) <-3.1. Essas categorias perfazem apenas 8% da área das bacias. Esses dados foram posteriormente comparados com aqueles realizados na cadeia do Oregon próximo a Coos Bay, Califórnia (EUA), utilizando um MDE de 2m². Nesse estudo, 94% dos escorregamentos foram mapeados na classe Incondicionalmente Instável, comprovando, desta forma, que a maior acurácia dos resultados está associada também ao maior detalhamento do MDE.

Quando o Potencial de Escorregamentos (PE) é analisado percebe-se uma melhor concordância entre as previsões realizadas pelo SHALSTAB nos cenários A1, A2 e A3 e o mapa de cicatrizes (FIGURA 6.47). Os maiores índices de PE foram registrados exatamente na classe Incondicionalmente Instável. Esse índice, em todos os três cenários, decaiu bruscamente na classe de log (Q/T) <-3.1 e gradualmente até log (Q/T) >-2.2. Os menores valores de PE foram identificados na classe Incondicionalmente Estável.



FIGURA 6.47: Distribuição do Potencial de Escorregamentos (PE) nas diferentes classes de suscetibilidade simuladas nos cenários A1, A2 e A3 pelo modelo SHALSTAB. Destaca-se a queda desse índice a partir da classe de log (Q/T) entre -3.1 e -2.8.

6.4.3 Cenários B1, B2 e B3

Como igualmente observado nos cenários gerados pelo modelo TRIGRS, as alterações dos parâmetros geotécnicos e hidrológicos provocaram mudanças significativas na previsão da suscetibilidade dos cenários B1, B2 e B3. Na simulação utilizando espessura de solo igual a 1m (cenário B1) toda a bacia foi classificada como Incondicionalmente Estável. Desta forma, esse cenário não foi validado a partir do mapeamento das cicatrizes.

Conforme apresentado nas FIGURA 6.48, 6.49 e 6.50, observa-se um aumento significativo da Freqüência (F) das categorias de suscetibilidade mais estáveis nos cenários B2 e B3. No cenário B2 grande parte da bacia (71%) possui valores de log (Q/T) >-2.5, percentual esse que é reduzido para 49% com o aumento da espessura do solo (cenário B3).

As classes de log (Q/T) <-3.1 ocuparam apenas 14,2% no cenário B2 e 34% no cenário B3. Essa redução das áreas mais instáveis, principalmente da Incondicionalmente Instável era esperada em função do aumento da coesão efetiva utilizada nesses cenários. No entanto, deve-se ainda avaliar sua concordância com a distribuição das cicatrizes.

No que se refere à localização das classes de suscetibilidade, como igualmente observado nos cenários A2 e A3, as áreas previstas como Incondicionalmente Instáveis se concentraram principalmente na sub-bacia nordeste. Essas aparecem nas porções superiores da vertente direita orientada para as direções S e SW e na base das encostas próximas aos vales fluviais mais dissecados (FIGURA 6.51).

Com o aumento da espessura do solo observou-se uma expansão das áreas instáveis, principalmente Incondicionalmente Instáveis que coincidiram com ângulos superiores a 50° no cenário B2 e com ângulos superiores a 40° no cenário B3 (FIGURA 6.52).



FIGURAS 6.48: Mapa de suscetibilidade simulado pelo modelo SHALSTAB no **cenário B2** (c' = 6000 Pa; $\rho_s = 14,3 \text{ kN/m}^3$; $\mathbf{Z}_{max} = 2 \text{ m}$; $\Phi = 34^\circ$).


FIGURAS 6.49: Mapa de suscetibilidade simulado pelo modelo SHALSTAB no **cenário B3** (c' = 6000 Pa; $\rho_s = 14,3 \text{ kN/m}^3$; $\mathbf{Z}_{max} = 3 \text{ m}$; $\Phi = 34^\circ$).



FIGURA 6.50: Freqüência (F) das classes de suscetibilidade dos mapas gerados nos cenários B2 e B3 que apresentaram o mesmo comportamento. O aumento da espessura do solo de 2m (B2) para 3m (B3) provocou uma elevação dos percentuais das áreas Incondicionalmente Instáveis.



FIGURA 6.51: Trechos superior e médio da bacia da COPEBRÁS indicando as áreas de suscetibilidade sobre a ortofoto de 1985. Foto superior referente ao cenário B2 e inferior ao cenário B3. Nota-se a expansão das Incondicionalmente Instáveis com o aumento da espessura do solo de 2m (B2) para 3m (B3).



FIGURA 6.52: Detalhe da distribuição da suscetibilidade nos cenários B2 e B3 e do ângulo das encostas na **sub-bacia nordeste**.Observa-se a expansão das áreas Incondicionalmente Instáveis que coincidem com ângulos superiores a 50° no cenário B2 e 40° no cenário B3.

6.4.4 Validação dos Cenários B1⁵, B2 e B3

Em função do aumento da Freqüência (F) das categorias mais estáveis observou-se também a maior Concentração de Cicatrizes (CC) nas categorias de log (q/T)>-2.5, e conseqüentemente, redução desse índice nas áreas mais instáveis (FIGURA 6.53). Nos cenários B2 e B3, respectivamente, apenas 2,3% e 17% do total das cicatrizes atingiram as áreas instáveis.

Considerando os percentuais acumulativos do cenário B2, 7,3% das cicatrizes se concentram na classe de log (Q/T) <-3.1, 14% em log (Q/T) <-2.8 e apenas 33% em log (Q/T) <-2.5. Já no cenário B3 esses percentuais são maiores: 31% das cicatrizes atingiram a classe de log (Q/T) <-3.1, 43% de log (Q/T) <-2.8 e 63% de log (Q/T) <-2.5.

Resultados similares foram encontrados por GUIMARÃES (2000) a partir de simulações realizadas com valores de coesão efetiva igual a zero, que o autor denominou de modelo simples, e entre 10 e 20 kPa⁶, denominado de modelo complexo. Seus resultados mostram que nos mapas de suscetibilidade simulados pelo modelo simples 79% das 92 cicatrizes de escorregamentos mapeadas se concentraram na categoria de log (Q/T) <-2.8 e 91% em log (Q/T)<-2.5. Já no modelo complexo apenas 37% das cicatrizes atingiram as classes de log (Q/T) <-2.8. De acordo com esse autor, o melhor desempenho do modelo simples (coesão igual a zero) reforça a importância do controle topográfico na deflagração dos escorregamentos rasos.

De acordo com FIGURA 6.54, referente ao Potencial de Escorregamentos (PE), o maior valor desse índice foi identificado na classe Incondicionalmente Instável no cenário B3 (5,3%). Valor esse próximo àquele observado, na mesma categoria, nos cenários A2 e A3.

No cenário B3 o PE decaiu gradualmente com o aumento das categorias mais estáveis, alcançando valores inferiores a 1% na classe Incondicionalmente Estável. No cenário B2 observa-se uma elevação desse índice até a classe de log (Q/T) entre -2.8 e -2.5, na qual foi registrado um elevado PE (5%), e a partir daí esse índice decai alcançando valores também inferiores a 1% na classe Incondicionalmente Estável.

⁵ Cenário não utilizado na validação devido à previsão de 100% da bacia como sendo estável.

⁶ Valores de coesão indicados indiretamente pelo mapeamento da cobertura vegetal.



FIGURA 6.53. Distribuição da Concentração das Cicatrizes (CC) nas diferentes classes de suscetibilidade simuladas nos cenários B3 e B3 pelo modelo SHALSTAB. No cenário B2, apenas 2,3% das cicatrizes se concentraram na classe Incondicionalmente Instável e no cenário B3 esse percentual alcança 17%.



FIGURA 6.54: Distribuição do Potencial de Escorregamentos (PE) nas diferentes classes de suscetibilidade simuladas nos cenários B2 e B3 pelo modelo SHALSTAB.

6.5 Validação Conjunta dos Cenários e dos Modelos

Conforme já mencionado anteriormente o mapa de suscetibilidade ideal deve maximizar a correlação entre as áreas previstas como instáveis e o mapa de cicatrizes e minimizar as áreas previstas como instáveis. Considerando tal fato, foram utilizados os seguintes índices na validação conjunta dos cenários A1, A2, A3, B1, B2 e B3 gerados pelos modelos TRIGRS e SHALSTAB: a Concentração de Cicatrizes (CC), o Potencial de Escorregamentos (PE) e os percentuais de áreas instáveis sem cicatriz e estáveis com cicatriz.

Ressalta-se que em função das diferentes categorias de suscetibilidade geradas por esses modelos, conforme já descrito no capítulo 5, na definição das <u>áreas estáveis</u> e <u>instáveis</u> foram considerados distintos critérios para cada modelo. No TRIGRS a soma das duas primeiras categorias (FS entre 0.4 e 0.8 e FS entre 0.8 e 1.0) foram computadas como áreas instáveis, e para as áreas estáveis a soma das três últimas (FS entre 1.0 e 1.2, 1.2 e 1.5 e 1.5 e 7.0). No modelo SHALSTAB os valores das classes Incondicionalmente Instável e Incondicionalmente Estável foram utilizados para o cálculo, respectivamente, das áreas instáveis.

Com o objetivo de facilitar interpretação dos resultados nesse capítulo as letras "T" e "S" foram associadas a cada cenário A1, A2, A3, B2 e B3 para identificar o uso dos modelos TRIGRS e SHALSTAB, respectivamente.

Para os cálculos dos percentuais das <u>áreas instáveis sem cicatriz</u> e <u>estáveis com</u> <u>cicatriz</u> foram utilizados, respectivamente, o número total de células indicado pelas colunas "c"e "e" da TABELA 6.1, considerando o número total de células da bacia (896.469).

TABELA 6.1: Número total de células de cada categoria de suscetibilidade, Instável (a) e Estável
(b), para os cenários simulados pelos modelos TRIGRS e SHALSTAB. O número de células
instáveis sem cicatriz (coluna "c") foi computado pela diminuição do total de células instáveis
(coluna "a") pelo total de células instáveis com cicatriz (coluna "b").

		Instável	Instável		Estável	Estável
CENÁRIO/	Instável	com cicatriz	sem cicatriz	Estável	com cicatriz	sem cicatriz
CLASSES	(a)	(b)	(c)	(d)	(e)	(f)
A1 - T	291.801	17.429	274.372	604.668	15.744	588.924
A1 - S	288.757	17.253	271.504	55.857	473	55.384
A2 - T	359.739	20.819	338.920	536.730	12.354	524.376
A2 - S	357.765	20.717	337.048	37.739	349	37.390
A3 - T	383.419	21.938	361.481	513.050	11.235	501.815
A3 - S	381.975	21.865	360.110	32.816	312	32.504
B2 - T	27.840	922	26.918	868.629	32.251	836.378
B2 - S	24.124	749	23.375	151.646	1.330	150.316
B3 - T	113.648	6.108	107.540	782.821	27.065	755.756
B3 - S	108.361	5.788	102.573	67.142	545	66.597

De acordo com os valores percentuais (TABELA 6.2) não foram observadas diferenças significativas para cada cenário simulado pelos modelos TRIGRS e SHALSTAB. As maiores diferenças ocorreram entre o conjunto dos cenários A e B em função da maior área ocupada pelas classes instáveis nos cenários A1, A2 e A3 em relação aos cenários B1, B2 e B3.

Em relação às <u>áreas instáveis sem a presença de cicatrizes</u> de escorregamentos, os cenários A1, A2 e A3, em ambos os modelos, apresentaram os maiores índices, entre 30% e 40%. Em função do aumento da espessura do solo houve um acréscimo de até 10% dessas áreas entre os cenários A1 e A2.

Os percentuais de <u>áreas estáveis com cicatrizes</u> foram bastante reduzidos em todos os cenários, principalmente naqueles gerados pelo modelo SHALSTAB. Nesse foi registrado apenas 0,1% dessas áreas, indiferentemente das condições hidrológicos, geotécnicas e de espessura de solo. Tais valores podem estar associados ao próprio método aplicado nessa pesquisa que utilizou, especificamente no modelo SHASLTAB, somente uma única categoria (Incondicionalmente Estável) para definição das áreas estáveis. Enquanto no modelo SHALSTAB a Freqüência (F) dessa categoria variou apenas entre 3,7% e 17%, no modelo TRIGRS esses percentuais ficaram em torno de 57% a 97%.

Os cenários B2-S e B2-T apresentaram percentuais menores das áreas instáveis sem a presença de cicatrizes, 2,6% e 3,0%, respectivamente. Quanto às áreas estáveis com cicatrizes, em B2-T foi identificado um índice de 3,6% (maior valor entre todos os demais cenários) e em B2-S esse valor caiu para 0,1%. Nos cenários B3-S e B3-T também foram verificados valores bastante reduzidos das áreas instáveis sem cicatrizes, porém similares, 11,4% e 12,0%, respectivamente. As diferenças entre esses dois cenários foram registradas nos percentuais de áreas estáveis com cicatrizes, 3,0% (B3-T) e 0,1% (B3-S).

CENÁRIO	Área Instável sem	Área Estável com	
	Cicatriz (%)	Cicatriz (%)	
A1 - T	30,6	1,8	
A1 - S	30,3	0,1	
A2 - T	37,8	1,4	
A2 - S	37,6	0,1	
A3 - T	40,3	1,2	
A3 - S	40,2	0,1	
B2 - T	3,0	3,6	
B2 - S	2,6	0,1	
B3 - T	12,0	3,0	
B3 - S	11,4	0,1	
	7	- 5	

TABELA 6.2: Percentuais das áreas instáveis sem cicatriz e das áreas estáveis com cicatriz gerados pelos modelos TRIGRS (A1-T, A2-T, A3-T, B2-T e B3-T) e SHALSTAB (A1-S, A2-S, A3-S, B2-S e B3-S).

A FIGURA 6.55 mostra os percentuais das <u>áreas instáveis sem cicatrizes</u>, do PE e <u>da CC das áreas instáveis</u>. Não foram identificadas diferenças desses índices para cada cenário simulado pelos dois modelos. No entanto, os mapas de suscetibilidade gerados nos cenários A1-T, A2-T, A3-T, A1-S, A2-S e A3-S apresentaram os melhores valores do PE (entre 5,7% e 6,0%) e da CC (entre 50 e 60%); entretanto superestimaram as áreas previstas como instáveis.

Devido aos valores muito baixos do PE das áreas instáveis, os mapas de suscetibilidade dos cenários B2-T e B2-S apresentaram uma baixa concordância com o mapa de cicatrizes. Já nos cenários B3-T e B3-S esse mesmo índice foi bastante elevado (em torno de 5,3%), com reduzido percentual de áreas instáveis sem cicatriz, em torno de 12%. Entretanto, a CC foi significativamente baixa quando comparada com aquelas registradas nos cenários A1-T, A2-T, A3-T, A1-S, A2-S e A3-S.



FIGURA 6.55: Valores percentuais da Concentração de Cicatrizes (CC), do Potencial de Escorregamentos (PE) das <u>áreas instáveis sem cicatrizes</u>.

No que se refere aos índices do PE e da CC das <u>áreas estáveis e os percentuais das</u> <u>áreas estáveis com cicatrizes</u> (FIGURA 6.56), somente o percentual da CC de cada cenário foi utilizada para validação dos cenários e dos modelos, pois os demais índices apresentaram valores bastante similares.

Os menores valores da CC das áreas estáveis foram identificados nos cenários gerados pelo SHASLTAB, devido, provavelmente, às reduzidas Freqüências (F) das classes previstas como estáveis por esse modelo. Aqueles gerados pelo modelo TRIGRS apresentaram os maiores índices da CC, principalmente os cenários B2-T e B3-T. Desta forma, mesmo sendo identificados valores altos do PE associados aos reduzidos índices de áreas instáveis sem cicatrizes, o cenário B3-T não apresentou uma correlação satisfatória com o mapa dos escorregamentos.



FIGURA 6.56: Valores percentuais da Concentração de Cicatrizes (CC) e do Potencial de Escorregamentos (PE) das <u>áreas estáveis</u>.

As maiores diferentes entre os dois modelos foram identificadas somente na geração de <u>áreas estáveis</u> com presença de cicatrizes. O modelo SHALSTAB em todos os cenários apresentou os menores índices dessas áreas (FIGURA 6.57). No entanto, esses valores, conforme já descrito, podem estar associados ao uso exclusivo da classe Incondicionalmente Estável na definição dessas áreas.

Quanto às <u>áreas instáveis</u>, os mapas de suscetibilidade gerados por ambos os modelos apresentaram uma distribuição espacial bastante similar. A localização das áreas Incondicionalmente Instáveis no modelo SHALSTAB coincidiu com o FS≤1 no modelo TRIGRS (FIGURA 6.58).

Os resultados finais verificados nessa pesquisa, referentes à eficiência dos modelos TRIGRS e SHALSTAB, foram também observados em alguns trabalhos na literatura. Alguns deles não identificaram diferenças entre os mapas de suscetibilidade gerados por esses modelos (SAVAGE et al. 2004 e BAUM et al., 2005). Outros, embora tenham diagnosticado uma significativa concordância entre as áreas previstas como instáveis e o mapeamento dos escorregamentos, observaram uma superestimação dessas áreas simuladas pelo modelo SHALSTAB (CROSTA & FRATTINI, 2003 e FRATTINI et al., 2004). Grande parte desses trabalhos buscou, por meio da validação através de inventários, a melhor concordância entre o registro das cicatrizes e a previsão das áreas instáveis simuladas por esses modelos. Outros, considerando os diferentes tipos de modelos hidrológicos assumidos pelo SHALSTAB e pelo TRIGRS, tentaram identificar o tipo de mecanismo de ruptura responsável pela distribuição espacial e temporal de escorregamentos na paisagem.

CROSTA & FRATTINI (2003) identificaram diferenças nos resultados obtidos por esses dois modelos. Do total de 150 escorregamentos mapeados, 72% foram previstos pelos modelos SHALSTAB e TRIGRS. Entretanto, enquanto o primeiro simulou 46% de área instável⁷, no TRIGRS apenas 17,5% do total da bacia estudada foi prevista como instável. Os autores concluíram que essa superestimação das áreas instáveis realizada pelo SHALSTAB tenha uma relação direta com os altos valores de recarga (Q) utilizados no trabalho, em torno de 39mm/h.

⁷ Os autores realizaram modificações na estrutura final do modelo SHALSTAB com o objetivo de obter uma saída com valores em Fator de Segurança e não em log (Q/T), conforme realizado na presente pesquisa.

FRATTINI et al. (2004) com o objetivo de verificar a potencialidade de modelos hidrológicos simples na simulação de áreas suscetíveis em solos piroclásticos, utilizaram a estrutura física básica do modelo TRIGRS, e um segundo modelo que considera fluxo hidrológico lateral nas encostas. A partir das áreas previstas como instáveis e do mapa de cicatrizes, os autores verificaram que o modelo TRIGRS apresentou melhores resultados. Enquanto esse último simulou apenas 7,3% de área instável, as quais concentraram cerca de 70% do total das cicatrizes, o modelo SHALSTAB mapeou 16% como sendo instável com um percentual de 60% do total dessas feições.

SAVAGE et al. 2004 também aplicaram os modelos TRIGRS e SHALSTAB na região costeira de Seattle (EUA). No entanto, não identificaram diferenças significativas entre os mapas de suscetibilidade gerados por ambos os modelos. A distribuição espacial das células com baixo índice de chuva crítica (áreas mais instáveis) simulada pelo SHALSTAB coincidiu com a localização das áreas com FS≤1 gerada pelo modelo TRIGRS. De acordo com esses autores, a grande similaridade entre os dois mapeamentos está vinculada ao forte controle topográfico na estimativa da suscetibilidade das encostas. As pequenas diferenças ocorreram em função da variação espacial da profundidade do solo utilizada somente no modelo TRIGRS. Enquanto no modelo SHALSTAB a espessura foi considerada constante para toda a área, no modelo TRIGRS foram utilizados distintos valores desse parâmetro a partir de mapeamentos geotécnicos e geológicos.

Diante dessas avaliações, foi possível confirmar que os mapas de suscetibilidade, com exceção daqueles simulados pelos cenários B2-T, B2-S e B3-T, foram precisos e eficientes na previsão das áreas instáveis na bacia da COPEBRÁS. Embora o grupo dos cenários A, em ambos os modelos, tenha superestimado as instáveis, acredita-se que o uso de parâmetros geotécnicos e hidrológicos mais detalhados da área, juntamente com novos mapeamentos de cicatrizes, possa reduzir esse percentual e melhorar ainda mais as previsões.



FIGURA 6.57: Mapas de áreas estáveis (a) e de áreas incondicionalmente estáveis (b) gerados pelos modelos TRIGRS e SHALSTAB, respectivamente.



FIGURA 6.58: Mapas de áreas instáveis (a) e de áreas incondicionalmente instáveis (b) gerados pelos modelos TRIGRS e SHALSTAB, respectivamente.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A hipótese desta pesquisa foi testada e comprovada. Em seu desenvolvimento foi possível atestar que o uso de modelos matemáticos em bases físicas fornece subsídios importantes para a compreensão da distribuição espacial dos escorregamentos. A verificação da hipótese foi feita a partir das validações finais dos mapas de suscetibilidade simulados pelos modelos TRIGRS e SHALSTAB. Nesses modelos considerou-se principalmente o Potencial de Escorregamentos (PE) das classes instáveis e os percentuais das áreas instáveis sem a presença de cicatrizes e das estáveis com cicatrizes. Por meio destes índices, ambos os modelos apresentaram resultados satisfatórios. Em grande parte dos mapas de suscetibilidade foi verificada uma significativa concordância entre as áreas previstas como instáveis e os escorregamentos mapeados.

O objetivo principal foi alcançado, assim como os específicos, que consistiram na: simulação de cenários de suscetibilidade; validação e avaliação da eficiência dos modelos; identificação das principais potencialidades e limitações; análise do papel desempenhado pelos parâmetros topográficos e identificação dos principais parâmetros de ruptura. Somente no último objetivo não foi possível avaliar, de forma clara, a relação entre os resultados obtidos pelos dois modelos e os principais mecanismos de ruptura.

Os métodos aplicados foram bastante satisfatórios. Destacam-se aqui as validações dos mapas topográficos e de suscetibilidade por meio dos índices percentuais da Concentração de Cicatrizes (CC), do Potencial de Escorregamentos (PE) e das áreas instáveis sem cicatrizes e estáveis com cicatrizes.

Em muitas pesquisas é comum o uso exclusivo da CC (razão entre o número de células de cada classe afetadas pelas cicatrizes e o total de células afetadas na bacia) que pode alterar a interpretação final sobre a eficiência dos mapas de suscetibilidade, pois há uma tendência do aumento desse índice com a expansão das áreas instáveis. Já o uso PE (razão entre o número de células de cada classe afetadas pelas cicatrizes e o total de células de suscetibilidade, pois número de células de cada classe afetadas pelas cicatrizes e o total de células dessa mesma classe) representa de forma mais consistente a distribuição das cicatrizes em cada categoria de suscetibilidade, considerando sua representatividade na bacia.

A avaliação da eficiência dos modelos deve considerar tanto os índices CC e PE, que avaliam o nível de correlação entre as áreas previstas como instáveis e o mapa de cicatrizes, quanto o percentual das áreas previstas como instáveis sem a presença das cicatrizes. Esse último avalia o grau de superestimação dessas áreas pelos modelos.

Os resultados demonstraram a importância da resolução do MDE (4m²) na geração dos mapas topográficos e nas simulações dos cenários de suscetibilidade dos modelos TRIGRS e SHALSTAB. Quanto ao mapa das cicatrizes, mesmo sendo identificados alguns problemas (ex. sombreamento das vertentes do quadrante sul), o volume total dessas feições foi suficiente para a validação dos mapas de suscetibilidade. Entretanto, os resultados sugerem que sejam mapeadas novas cicatrizes associadas a outros eventos pluviométricos (ex. décadas de 1970 e 1990) a fim de melhorar a validação e, conseqüentemente, o entendimento da relação entre os eventos pluviométricos e a deflagração desses processos na Serra do Mar.

Nessa pesquisa foram observadas importantes relações entre os fatores topográficos e a distribuição dos escorregamentos ocorridos em 1985. As classes hipsométricas entre 400m e 800m, as encostas com ângulos superiores a 40° e orientadas para o NW, NE e N apresentaram os maiores valores do PE, tornando-as mais suscetíveis a escorregamentos.

O papel exercido pela topografia é comprovado pelos mapeamentos das áreas suscetíveis a escorregamentos, nos quais a localização de grande parte das áreas instáveis e estáveis foi controlada por uma ou mais variáveis topográficas. Em função da maior facilidade de obtenção desses parâmetros, os modelos TRIGRS e SHALSTAB mostram-se apropriados para áreas onde existe maior dificuldade para coleta dos dados geotécnicos e hidrológicos.

É importante ressaltar também que, conforme verificado em outros trabalhos, o uso de valores espacialmente distribuídos pode aumentar a eficiência das previsões. Entretanto, deve-se analisar o grau de eficiência dos resultados finais, utilizando valores constantes ou não, a fim de avaliar a relação custo benefício dessas abordagens, já que a coleta em campo e os experimentos laboratoriais demandam muito tempo e elevados custos. Além disso, no caso da Serra do Mar, existe uma grande dificuldade de acesso em muitas bacias de drenagem e uma enorme variabilidade espacial dos parâmetros mecânicos e hidrológicos do solo.

Quanto aos futuros trabalhos, em relação ao modelo TRIGRS, torna-se importante simular novos cenários de suscetibilidade utilizando as modificações realizadas na estrutura física do modelo. LIN-TSAI & CHUNG YANG (2006), devido à superestimação da taxa de infiltração assumida pelo modelo, alteraram suas condições limites a fim de minimizar a ocorrência de valores irreais da carga de pressão. SAVAGE et al. (2004), em mapeamentos realizados em Seattle (EUA) modificaram a base estrutural do TRIGRS para simulação da suscetibilidade sob condições iniciais em solos não saturados.

Por fim, acredita-se que em função dos resultados satisfatórios obtidos, mesmo com base somente em dados secundários, os modelos TRIGRS e SHALSTAB podem ser utilizados pelo poder público, em seus diferentes níveis administrativos, para a definição de áreas de risco e para o planejamento da ocupação do espaço por meio, por exemplo, de práticas florestais e de construções de estradas.

Especificamente para a Serra do Mar Paulista, esses modelos podem simular cenários de suscetibilidade, considerando diferentes tipos de intervenções antrópicas e, quando associados a modelos de previsão de corridas de detritos, identificar o volume de material detrítico disponível para geração desses processos ou para o seu aumento. Registros de ocorrências pretéritas na região mostram corridas de detritos que alcançaram porções mais suaves do relevo, onde se localiza o Pólo Industrial do município de Cubatão, provocando inúmeros danos sócio-econômicos.

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGILI, F., A. BARTARTOLOMEI, N. CASAGLI, P. CANUITE, L. CATANI, L. ERMINI, P. FARINA, M. KUKAVICIC, M. MIRANNALTI and G. RIGHNI. 2004. Coupling traditional methods and new tecnhology contributions to landslide risk assessment in the Arno river basin In Landslides: Evaluation and Stabilization. Taylor & Francis Group, Rio de Janeiro: 151-156.

ALMEIDA, F. F. M. 1964. Fundamentos Geológicos do Relevo Paulista, Fundamentos Geológicos do Relevo Paulista. Instituto Geográfico e Geológico, São Paulo, pp. 167-263.

ALMEIDA, F. F. M. and C. D. R. CARNEIRO. 1998. Origem e Evolução da Serra do Mar. Revista Brasileira de Geociências 28: 135-150.

AMARAL, C. P. 1992. Inventário de Escorregamentos no Rio de Janeiro In 1 Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas, Rio de Janeiro: 239-244.

ANDERSON, M. G. and T. P. BURT. 1978. The role of topography in controlling throughflow generation. Earth Surface Processes and Landforms 3: 331-344.

ARAÚJO, P. C., P.S.RIEDEL, J. SANTORO, R. VEDOVELLO, L.K.TOMINAGA, M.J.BROLLO and R. TAVARES. 2004. Analysis of susceptibility to gravitation mass flows based on conditional probability In Landslides: Evaluation and Stabilization., Rio de Janeiro: 251-255.

AUGUSTO FILHO, O. and F. S. MAGALHÃES. 2004. Identification of slope instability hazard areas in the Achienta-Imigrantes Highway System, located in the Serra do Mar mountain range, São Paulo state, Brazil In Landslides: Evaluation and Stabilization. Taylor & Francis Group, Rio de Janeiro: 273-279.

AUGUSTO FILHO, O. and J. C. VIRGILI. 1998. Estabilidade de Taludes. In ABGE (ed) Estabilidade de Taludes. ABGE, São Paulo, pp. 243-269.

AVANZI, G. D., R. GIANNECCHINI and A. PUCCINELLI. 2004. The Influence of the geological and geomorphological settings on shallow landslides. An example in a temperature climate environment: the june 19, 1996 event in northwestern Tuscany (Italy). Engineering Geology 73: 215-228.

AVELAR, A. S. and A. L. COELHO NETTO. 1992. Fluxos d'água subsuperficiais associados a origem das formas côncavas do relevo In Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas - 1º COBRAE, Rio de Janeiro: 709-719.

AYALEW, L., H. YAMAGISHI and N. UGAWA. 2004. Landslide suscebility mapping using GIS-based weighted linear combination, the case n Tsugawa area of Agano River, Niigata Prefecture, Japan. Landslides: 1-18.

BARROS, W. T., F. BOGOSSIAN and P. C. C. LOPES. 1992. O escorregamento do Soberbo In 1a Conferência Brasileira Sobre Estabilidade de Encostas.COBRAE. Fundação GEORIO: 16.

BAUM, R. L., J. A. COE, J. W. GODT, E. L. HARP, M. E. REID, W. Z. SAVAGE, W. H. SHULZ, D. L. BRIEN, A. F. CHLEBORAD, J. P. MACKENNA and J. A. MICHEL. 2005. Regional Landslide-hazard assessment for Seattle, Washington, USA. Landslides 2: 266-279.

BAUM, R. L., W. Z. SAVAGE and J. W. GODT. 2002. TRIGRS: A FORTRAN Program for Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability Analysis,. USGS, Colorado, pp. 35.

BEVIN, K. J. and M. J. KIRKBY. 1979. A Physically based variable contributing area model of basin hydrology. Hydrological Sciences Bulletin 24: 43-69.

BIAVATI, G., J. W. GODT and J. P. MACKENNA. 2006. Drainage effects on the transient, near-surface hydrologic response of a steep hillslope to rainfall: implications for slope stability Edmonds, Washington, USA. Natural Hazards and Earth System Sciences 6: 343-355.

BIGARELLA, J. J., M. R. MOUSINHO and J. X. SILVA. 1965. Considerações a respeito da evolução das vertentes. Boletim Paranaense de Geografia 16 & 17: 85-116.

BISANTI, B., P. MOLNAR and P. BURLANDO. 2005. Predicting rainfall triggered soil slips: a case study in the Emmental Region (Switzerland) In 3rd Swiss Geoscience Meeting, Zurich.

BROOKS, S. M., K. S. RICHARDS and M. G. ANDERSON. 1993. Shallow failure mechanics during the Holocene: Utilization of coupled slope hydrology -slope stability model. In D. S. G. Thomas and R. J. Allison (eds). John Wiley and Sons, pp. 149-175.

BRUGGER, P. J., M. EHRLICH and W. A. LACERDA. 1997. Movements, Piezometric Level and Rainfall at Two Natural Soil Slopes In 2a Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas/2nd Pan-American Symposium on Landslides, Rio de Janeiro: 13-19.

CALCATERRA, D., R. de RISO and D. Di MARTIRE. 2004. Assessing shallow debris slide hazard in the Agnano Plain (Naples, Italy) using SINMAP, a physically based slope-stability model In Landslides: Evaluation and Stabilization. Taylor & Francis Group, Rio de Janeiro: 177-183.

CAMPOS, J. L. E., E. A. VARGAS Jr. and T. M. P. CAMPOS. 1992. Avaliação de campo da permeabilidade não-saturada de solos em encostas In Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas - 1º COBRAE, Rio de Janeiro: 371-382.

CARRARA, A., M. CARDINALI, F. GUZZETTI and P. REICHENBACH. 1995. Gis-Based techniques for mapping landslide hazard. <u>http://deis158.deis.unib.it</u>.

CARVALHO, C. S. 1989. Estudo da Infiltração em Encostas de Solos Insaturados na Serra do Mar. Dissertação de mestrado. USP, São Paulo, pp. 140.

COMPANHIA DE TECNOLOGIA DE SANEAMENTO AMBIENTAL (CETESB). 1991. Carta morfodinâmica da Serra do Mar na região de Cubatão (SP), São Paulo.

CHIEN-YUAN, C., C. TIEN-CHIEN, Y. FAN-CHIEH and L. SHENG-CHI. 2005. Analysis of time -varying rainfall infiltration induced landslide. Environmental Geology 48: 466-479.

CHIGIRA, M., W. N. WANG, T. FURUYA and T. KAMAI. 2003. Geological causes and geomorphological precursors of the Tsaoling landslide triggered by the 1999 Chi-Chi earthquake, Taiwan. Engineering Geology 68: 259-273.

CHORLEY, R. J. 1967. Models in Geomorphology. In R. J. H. CHORLEY, P. (ed) Models in Geomorphology. Methuen & Co., Londres, pp. 43-96.

CHRISTOFOLLETI, A. 1999. Modelagem de sistemas ambientais. Edgard Blucher, São Paulo.

CHUNG-JO, F. C. and A. G. FABBRI. 2003. Validation of spatial prediction models for landslides hazard mapping. Natural Hazards 30: 451-472.

CLERICI, A., S. PEREGO, C. TELLINI and VESCOVI. 2002. A procedure for landslide susceptibility zonation by the conditional analysis method. Geomorphology 48: 349-364.

COLLINS, B. and D. ZNIDARCIC. 1997. Triggering Mechanisms of Rainfall Induced Debris Flows In 2a Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas/2nd Pan-American Symposium on Landslides, Rio de Janeiro: 277-286.

COLLISON, A., S. WADE, J. GRIFFITHS and M. DEHN. 2000. Modelling the impact of predicted climate change on landslide frequency and magnitude in Se England. Engennering Geology 55: 205-218.

COROMINAS, J., J. MOYA, I. MASACHS, C. BAEZA and M. HÜRLIMANN. 2004. Reconstructing recent activity of Pyrenean landslides by means of dendrogeomorphological techniques In Landslides: Evaluation and Stabilization. Taylor & Francis Group, Rio de Janeiro: 363-369.

CROSTA, G. B. and P. FRATTINI. 2003. Distributed modelling of shallow landslides triggered by intense rainfall. Natural Hazards and Earth System Sciences 3: 81-93.

CROZIER, M. J. 1986. Landslides: causes, consequences and environment, New Zeland.

DAI, F. C. and C. F. LEE. 2002. Landslide characteristics and slope instability modeling using GIS, Lantau Island, Hong Kong. Geomorphology 42: 213-228.

DAI, F. C., C. F. LEE, L. G. THAM, K. C. NG and W.L.SHUM. 2004. Logistic regression modellig of storm-induced shallow landsliding in time an space on natural terrain of Lantau Island, Hong Kong. Bulletin Engineering Geology Environmental 63: 315-327.

DHAKAL, A. S. and R. SIDLE. 2003. Long-term modelling of landslides for different forest managent pratices. Earth Surface Processes and Landforms 28: 853-868.

DIETRICH, W. and D. MONTGOMERY. 1998. SHALSTAB: A Digital Terrain Model for Mapping Shallow Landslide Potential. NCASI (National Council of the Paper Industry for Air and Stream Improvement), pp. 29.

DIETRICH, W. E., R. R. D. ASUA, J. C. B. ORR and M. TRSO. 1998. A validation study of the shallow slope stability model, SHALSTAB, in the forest lands of Northern California, Stillwater Ecosystem, Watershaded & Riverine Sciences, Berkeley.

DIETRICH, W. E. and T. DUNNE. 1978. Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain. 29: 191-206.

DIETRICH, W. E., R. REISS, M.-L. HSU and D. R. MONTGOMERY. 1995. A Process-Based Model for Colluvium Soil Depth and Shallow Landsliding Using Digital Elevation Data. pp. 383-400.

DIETRICH, W. E., C. J. WILSON, D. R. MONTGOMERY and J. MCKEAN. 1993. Analysis of erosion thresholds, channel networks and landscape morphology using a digital terrain model. Journal of Geology 3: 161-180. DIETRICH, W. E., C. J. WILSON and S. L. RENEAU. 1986. Hollows, colluvion and lanslides in soil-mantled landscapes. In m. Abraha, A.D and A. a. Unwin (eds), Winchester, pp. 361-388.

DIETRICH, W. E., C. T. WILSON, D. R. MONTGOMERY, J. MCKEAN and R. BAUER. 1992. Erosion thresholds and land surface morphology. Geology 20: 675-679.

DYKES, A. P. 2002. Weathering-limited rainfall-triggered shallow mass movements in undisturbed steepland tropical rainforest. Geomorphology 46: 73-93.

FERNANDES, N. F. and C. P. AMARAL. 1996. Movimentos de massa: uma abordagem Geológico-Geomorfológica. In A. J. T. G. S. B. CUNHA (ed) Geomorfologia e Meio Ambiente., Rio de Janeiro, pp. 123-194p.

FERNANDES, N. F., A. L. COELHO NETTO and W. A. LACERDA. 1994. Subsurface Hydrology of Layered Colluvium Mantles in Unchannelled Valleys - Southeastern Brazil. Earth Surface Processes and Landforms 19: 609-626.

Fernandes, N. F., R. F. Guimarães, R. A. T. Gomes, B. C. Vieira, D. R. Montgomery and H. Greenberg. 2004. Topographic controls of landslides in Rio de Janeiro: field evidence and modeling. Catena 55: 163-181.

FERREIRA, C. C. and M. PASSERANI. 2005. Cubatão: a Rainha das Serras. Noovha América, São Paulo.

FIORI, A. P. and L. CARMIGNANI. 2001. Fundamentos da mecânica dos solos e das rochas: aplicações na estabilidade de taludes, Curitiba.

FIORILLO, F. and R. C. WILSON. 2004. Rainfall induced debris flows in pyroclastic deposits, Campania (southern Italy). Engeneering Geology 75: 263-289.

FRANCISCO, C. N. 1995. O uso de Sistemas Geográficos de Informação na Elaboração de Planos de Manejo de Unidades de Conservação: Uma Aplicação no Parque Nacional da Tijuca, Universidade de São Paulo, São Paulo.

FRATTINI, P., G. B. CROSTA, N. FUSI and P. D. NEGRO. 2004. Shallow landslides in pyroclastic soils: a distributed modelling approach for hazard assessment. Engenring Geology 73: 277-295.

FREIRE, E. S. M. 1965. Movimentos coletivos de solos e rocha e sua moderna sistemática. Construção 8: 10-18.

GAO, J. 1993. Indentification of Topographic Settings Conductive to Landsliding From Nelson County, Virginia, U.S.A. Earth Surface Processes and Landforms: 579-591.

GODT, J. W., R. L. BAUM and A. F. CHLEBORAD. 2006. Rainfall Characteristics for shallow landsliding in Seattle, Washington, EUA. Earth Surface Process Landforms 31: 97-110.

GOMES, R. A. T. 2006. Previsão de áreas de risco a movimentos de massa a partir da modelagem matemática de previsão de escorregamentos e corridas de massa. Tese de Doutorado. UFRJ, Rio de Janeiro.

GOMES, R. A. T., R. F. GUIMARÃES, O. A. CARVALHO JR and N. F. A. FERNANDES. 2005. Análise de um Modelo de Previsão de Deslizamentos (SHALSTAB) em Diferentes Escalas Cartográficas. Solos e Rochas. Revista Brasileira de Geotecnia 28: 85-97.

GRAMANI, M. F. 2001. Caracterização Geológico-Geotécnica das Corridas de Detritos ("Debris Flows") no Brasil e Comparação com Alguns Casos Internacionais. Dissertação de Mestrado. USP, São Paulo, pp. 372.

GRAMANI, M. F. and M. A. KANJI. 2000. Debris flows in Brazil: geological setting and parameters In International Geological Congress. Boletim de Resumos, Rio de Janeiro: 31.

GRAY, D. H. 1970. Effects of forest clear-cutting on the stability of natural slopes. Association of Engineering Geologists Bulletin 8: 45- 67.

GREENWAY, D. R. 1987. Vegetation and slope stability. In 1987 (ed) Vegetation and slope stability. Anderson, M. G. e Richards, K. S., Chichester, pp. 187-230.

GUIDICINI, G. and O. Y. IWASA. 1976. Ensaio de correlação entre pluviosidade e escorregamentos em meio tropical úmido. IPT, São Paulo, pp. 48p.

GUIDICINI, G. and C. M. NIEBLE. 1984. Estabilidade de Taludes Naturais e de Escavação, São Paulo.

GUIMARÃES, R. F. 2000. Utilização de um Modelo de Previsão de Áreas Susceptíveis a Escorregamentos Rasos com Controle Topográfico: Adequação e Calibração em Duas Bacias de Drenagem. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado. UFRJ, Rio de Janeiro, pp. 150.

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

GUIMARÃES, R. F., B. C. VIEIRA, R. A. T. GOMES and N. F. FERNANDES. 1998. Avaliação Estatística de Parâmetros Fito-Morfológicos nas Cicatrizes dos Movimentos de Massa da Bacia do Rio Quitite, Jacarepaguá (RJ) In XL Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte/MG: 417.

GUPTA, R. P. and B. C. JOSHI. 1990. landslides Hazard Zoning using the GIS approach-A case study from the Ramganga Catchment, Himalayas. Engineering Geology 28: 119-131.

GUTHRIE, R. H. 2002. The effects of logging on frequency and distribution of landslides in three watersheds on Vancouver Island, Bristish Columbia. Geomorphology 43: 273-292.

GUZZETI, F., A. CARRARA, M. CARDINALI and P. REICHENBACH. 1999. Landslides hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. Geomorphology 31: 181-216.

HANEBERG, W. C. 2004. A rational probabilistic method for spatially distributed landslide hazard assessment. Environmental & Engineering Geoscience 10: 23-47.

HARP, E. L., W. G. WELLS II and J. G. SARMIENTO. 1990. Pore pressure response during failure in soils. Geological Society of American Bulletin 102: 428-438.

HASSUI, Y., J. A. MIOTO and N. MORALES. 1994. Geologia do Pré-Cambriano. In ABMS (ed) Geologia do Pré-Cambriano, São Paulo, pp. 41-67.

HONG, Y., H. HIURA, K. SHINO, K. Sassa, A. SUEMINE, H. FUKOAKA and G. WANG. 2005. The influence of intense rainfall on the activity of large-scale crystalline schist landslides in Shikoku, Japan. Landslides 2: 97-105.

HUTCHINSON, J. N. 1968. Mass movement. Mass movement. R.W. Fairbridge. Reinhold Book, New York, pp. 688-700.

IPT. 1986. Indicação preliminar de áreas prioritárias para recomposição da cobertura vegetal na serra do mar na área de Cubatão. IPT, São Paulo.

IPT. 1988. Estudo das instabilizações de encostas da Serra do Mar na região de Cubatão objetivando a caracterização do fenômeno de corrida de lama e da prevenção dos seus efeitos. IPT, São Paulo.

IPT. 1991. Ocupação de encostas, São Paulo.

IPT. 2002. Centenário Ernesto Pichler. CD-ROM. IPT, São Paulo.

IVERSON, R. M. 2000. Landslide triggering by rain infiltration. Water Resources Research 36: 1897-1910.

KEIM, R. F. and A. E. SKAUGSET. 2003. Modelling effects of forest canopies on slope stability. Hydrological Processes 17: 1457-1467.

KOMAC, M. 2006. A landslides susceptibility model using the Analytical Hierarchy Process method and multivariate statistics in perialpine Slovenia. Geomorphology 74: 17-28.

KURUPPUARACHCHI, T. and K. H. WYRWOLL. 1992. The role of Vegetation Clearing in the Mass Failure of Hillslopes: Moresby Ranges, Western Australia. Catena 19: 193-208.

LAN, H. X., C. F. LEE, C. H. ZHOU and C. D. MARTIN. 2004. Dynamic characteristics analysis of shallow landslides in response to rainfall event using GIS. Environmental Geology 47: 254-267.

LARCEDA, W. A., O. F. SANTOS. Jr. and M. EHRLICH. 1997. Efeitos das Variações de Poro-Pressão sobre a Estabilidade de Encostas em Solos Residuais In 2a Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas/2nd Pan-American Symposium on Landslides, Rio de Janeiro: 381-388.

LARCEDA, W. A. and S. SANDRONI. 1985. Movimentos de massas coluviais In Mesa Redonda sobre Aspectos Geotécnicos de Encostas. Clube de Engenharia, Rio de Janeiro: 1-19.

LARSEN, M. C. and A. J. TORRES-SÁNCHEZ. 1998. The Frequency and distribution of recent landslides in three montane tropical regions of Puerto Rico. Geomorpholgy 24: 309-331.

LEE, S., U. CHWAE and M. KYUNGDUCK. 2002. Landslides susceptibility mapping by correlation between topography and geological structure: the Janghung area, Korea. Geomorphology 46: 149-162.

LOPES, E. S. S. 2006. Modelagem Espacial Dinâmica em Sistema de Informação Geográfica: Uma Aplicação ao Estudo de Movimentos de Massa em Uma Região da Serra do Mar Paulista. Tese de doutorado. Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, pp. 314.

MACEDO, E. S. 2001. Elaboração de Cadastro de Risco Iminente Relacionado a Escorregamentos: Avaliação Considerando Experiência Profissional, Formação Acadêmica e Subjetividade. Tese de Doutorado. Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, pp. 275.

MACEDO, E. S., M. C. ALBERTO and E. R. SALLES. 1999. Informatização do cadastramento de acidentes de escorregamentos com vítimas fatais ocorridos no Brasil no período de 1988 a 1999 In 9° Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia (9°CBGE). CD-ROM, São Pedro (SP).

MAGALHÃES, F. S. and P. R. C. CELLA. 1998. Estruturas de maciços Rochosos. In ABGE (ed) Estruturas de maciços Rochosos. ABGE, São Paulo, pp. 39-55.

MEIS, M. R. M. and J. J. BIGARELLA. 1965. Movimentos de Massa no Transporte dos detritos de Meteorização das Rochas. Boletim Paranaense de Geografia 16/17: 43-84.

MEIS, M. R. M., A. L. COELHO NETTO and J. R. S. MOURA. 1985. As descontinuidades nas formações coluviais como condicionantes dos processos hidrológicos e de erosão acelerada In Simpósio Nacional de Controle à Erosão. ABGE, Maringá-PR: 179-189.

MIRANDA, E. E. de; COUTINHO, A. C. (Coord.). Brasil Visto do Espaço. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2004. http://www.cdbrasil.cnpm.embrapa.br

MONTGOMERY, D. R. and W. E. DIETRICH. 1989. Source areas, drainage density and channel initiation. Water Resources Research 25: 1907-1918.

MONTGOMERY, D. R., K. SULLIVAN and M. H. GREENBERG. 1998. Regional test of a model for shallow landsliding, Regional test of a model for shallow landsliding, pp. 943-955.

MONTGOMERY, D. R., R. H. WRINGHT and T. BOOTH. 1991. Debris Flows Hazard Mitigation for Colluvium-Filled Swales. Bulletin of the Association of Engineering Geologists XXVIII: 303-323.

MONTGOMETY, D. R. and W. E. DIETRICH. 1994. A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. Water Resources Research 30: 1153-1171.

MORRISEY, M. M., G. F. WIECZOREK and B. A. MORGAN. 2001. A comparative analysis of hazard models for predicting debris flows in Madison County, Virginia, USGS.

NALON, M. A. 2000. Mapeamento de risco de escorregamento na região de Cubatão, SP, Mapeamento de risco de escorregamento na região de Cubatão, SP. Tese de doutorado. USP, Piracicaba, pp. 147.

NG, C. W. W. and Q. SHI. 1998. A numerical Investigation of the stability of unsaturated soil slopes subjected to transient seepage. Computers and Geotechnics 22: 1-28.

O'LOUGHLIN, E. M. 1986. Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topocgraphic analysus. Water Resources Research 22: 794-804.

PACHAURI, A. K. and M. PANT. 1992. Landslide hazard mapping based on geological attributes. Engennering Geology 32: 81-100.

PACK, R. T., D. G. TARBOTON and C. N. GOODWIN. 1998. Terrain Stability mapping with SINMAP, Technical description and users guide for version 1.00. Report and software available from http://www.engineering.usu.edu/dtarb/.

PACK, R. T., D. G. TARBOTON and C. N. GOODWIN. 2001. Assessing Terrain stability in a GIS using SINMAP In 15th annual conference GIS, Vancouver, British Columbia: 56-68.

PERIN FILHO, C. I. 1995. Introdução à simulação de sistemas. Editora Unicamp.

PEROTTO-BALDADIVIEZO, H. L., T. L. THUROW, C. T. SMITH, R. F. FISHER and X. B. WU. 2004. Gis-Based Spatial analysis an modelling for landslides hazard assessment in steeplands, southern Honduras. Agriculture, Ecosystems and Environmental.

PRANDINI, F. L. 1976. Atuação da Cobertura Vegetal na Estabilidade de Encostas In Congr.Brasil. de Florestas Tropicais, 2.

PRESTON, N. J. and M. J. CROZIER. 1999. Resistance to shallow landslide failure through root-derived cohesion n East Coast hill conuntry soils, North Island, New Zealand. Earth Surface Processess and Landforms 24: 665-675.

QIN, S., JIAO, J.J. and WANG, S. A nonlinear dynamical model of landslide evolution. Geomorphology 43. 77-85pp.

RABACO, L. M. L. 2005. Avaliação de Modelos de Susceptibilidade a Movimentos Gravitacionais de Massa numa Faixa de Dutos. Dissertação de Mestrado. Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, pp. 162.

RAFAELLI, S. G., D. R. MONTGOMERY and H. M. GREENBERG. 2001. A comparison of thematic mapping of erosional intensity to GIs-driven process models in an Andean drainage basin. Journal of Hydrological 244: 33-42.

REMONDO, J., J. BONACHEA and A. CENDRERO. 2004. Probalistic landslide hazard and risk mapping on the basis of occurrence and damages in the recent past In Landslides: Evaluation and Stabilization. Taylor & Francis Group, Rio de Janeiro: 125-130.

RENEAU, S. L. and W. E. DIETRICH. 1987. Size and Location of colluvial landslides in a steep forested ladscape. Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim (IAHS Publ.) 165: 39-47.

RENEAU, S. L., W. E. DIETRICH, C. J. WILSON and J. D. ROGER. 1984. Colluvial deposits and associated landslide in the northern San Francisco Bay area, California, USA In IV Internatinal Symposium on Landslides, Toronto, Canada: 425-430.

ROWBOTAHM, D. N. and D. DUDYCHA. 1998. Gis modelling of slope stability in Phewa Tal watershad. Geomorphology 26: 151-170.

SADOWSKI, G. R. 1974. Tectônica da Serra de Cubatão SP, Tectônica da Serra de Cubatão SP. Universidade de São Paulo, São Paulo, pp. 159.

SALCIARINI, D., J. W. GODT, W. Z. SAVAGE, P. CONVERSINI, R. L. BAUM and J. A. MICHAEL. 2006. Modeling regional initiation of rainfall-induced shallow landslides in the eastern Umbria Regional of Central Italy. Landslides 3: 181-194.

SANT'ANNA NETO, J. L. 1990. Ritmo Climático e a Gênese das Chuvas na Zona Costeira Paulista, Ritmo Climático e a Gênese das Chuvas na Zona Costeira Paulista. Dissertação de Mestrado. USP, São Paulo.

SANTOS, A. R. D. 2004. A Grande Barreira da Serra do Mar: da Trilha dos Tupiniquins à Rodovia dos Imigrantes. O nome da Rosa, São Paulo.

SASSA, K. 1989. Geotechnical classification of landslides. Landslide News 3: 21-24.

SAVAGE, W. Z., J. W. GODT and R. L. BAUM. 2004. Modeling time-dependent areal slope stability In Landslides: Evaluation Stabilization. Taylor & Francis Group, Rio de Janeiro: 23-36.

SELBY, M. J. 1993. Hillslope: materials & processes, New York.

SHARPE, C. F. S. 1938. Landslides and related phenomena: a study of mass-movements of soil and rock, New York.

SHAW, S. and D. JOHNSON. 1995. Slope Morphology Model Derived from Digital Elevation Data, In Proceedings, 1995, NW Arc/Info Users Conference. <u>http://www.krisweb.com/biblio/biblio.html</u>, Coeur d'Alene, ID: 12.

SIDLE, R. C. and H. OCHIAI. 2006. Landslides: Processes, Prediction, and Land Use, Washington, D.C.

SIDLE, R. C., A. J. Pearce and C. L. O'Loughlin. 1985. Hillslope stability and land use, Washington.

SISTEMA INTEGRADO DE GERENCIAMENTO DE RECURSOS HÍDRICOS (SIGRH). 2006. Sistemas de Informações para o Gerenciamento de Recursos Hídricos do Estado de São Paulo. http://www.sigrh.sp.gov.br, Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE).

SILVA, D. C. O. 2006. Aplicação do Modelo SHALSTAB na Previsão de Deslizamentos em Petrópolis. Dissertação de Mestrado. P.P.G em Engenharia Civil. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, pp. 132.

SOARES, P. C., A. P. SOARES and A. P. FIORI. 2002. Raciocínio probabilístico aplicado à suscetibilidade de escorregamentos: um estudo de caso de Campo Largo, Paraná, Brasil. Boletim Paranaense de Geociências: 61-76.

STERLACCHINI, S., M. MASETI and S. POLI. 2004. Spatial integration of thematic data for predictive landslide mapping: a case study from Oltrepo Pavese area, Italy In Landslides: Evaluation and Stabilization. Taylor & Francis Group, Rio de Janeiro: 109-115.

TATIZANA, C., A. T. OGURA, L. E. S. CERRI and M. C. M. ROCHA. 1987. Modelamento numérico da análise de correlação entre chuvas e escorregamentos aplicado às encostas da Serra do Mar no município de Cubatão In Anais do 5º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia. ABGE, São Paulo: 237-248.

TITARELLI, A. H. V. 1986. A Serra do Mar. Revista orientação, Instituto de Geografia 7: 86-93.

TUNG-LIN, T. and J.-C. YANG. 2006. Modeling of rainfall-triggered shallow landslide. Environmental Geology 50: 525-534.

VAN WESTEN, C. J. 1993. Application of Geographic Information System to Landslide Hazard Zonation, ITC Publication, Enschede, The Netherlands, pp. 245.

VAN WESTEN, C. J. 2004. Geo-information tools for landslide risk assessment: an overview of recent development In Landslides: Evaluation and Stabilization. Taylor & Francis Group, Rio de Janeiro: 39-53.

VAN WESTEN, C. J., T. W. J. VAN ASCH and R. SOETERS. 2006. Landslides Hazard and Risk Zonation: Why is it Still so Difficult? Bulletin Engineering Geology Environmental 65: 167-184.

VARGAS Jr., E., A. R. B. OLIVEIRA, L. M. COSTA FILHO and L. E. PRADO CAMPOS. 1986. A Study of the Relationship Between the Stability of Slopes in Residual Soils and Rain Intensity In International Symposium on Environmental Geotechnology. Envo Publishing, Leigh, U.S.A: 491-500.

VARGAS, M. 1999. Revisão Histórico-Conceitual dos Escorregamentos da Serra do Mar. Solos e Rochas 22: 53-83.

VARNES, D. J. 1978. Slope movement types and processes. In S. KRIZEK (ed) Slope movement types and processes, Washington:, pp. 11-33.

VIEIRA, B. C. and N. F. FERNANDES. 2004. Landslides in Rio de Janeiro: the role played by variations in soil hydraulic conductivity. Hydrological Processes 18: 791-805.

WILKINSON, P. L., M. G. ANDERSONN and D. M. LLYOD. 2002. An integrated hydrological model for rain-induced landslide prediction. Earth Surface Processesss and Landforms 27: 1285-1297.

WOLLE, C. M. 1988. Análise dos escorregamentos translacionais rasos numa região da Serra do Mar. Tese de Doutorado. Escola Politécnica. USP, São Paulo, pp. 406.

WOLLE, C. M. and C. S. CARVALHO. 1989. Deslizamentos em encostas na Serra do Mar - Brasil. Solos e Rochas: 27-36.

WOLLE, C. M. and C. S. CARVALHO. 1994. Taludes Naturais. In F. F. Falconi and A. N. Jr. (eds), Solos do litoral de São Paulo. Associação Brasileira de Mecânica de Solos - Núcleo Regional de São Paulo - ABMS, São Paulo, pp. 180-203.

WU, T. H. and D. N. SWANSTON. 1980. Risk of landslides in shallow soils and its relation to clearcutting in southeastern Alaska. Forest Science 26: 495-510.

WU, W. and R. C. SIDLE. 1995. A distributed slope stability model for steep forested basins. Water Resources Research 31: 2097-2110.

XAVIER DA SILVA, J., M. H. B. GOES, A. L. FERREIRA, R. B. A. A. BERGAMO, P. LIERVOLINO, E. N. ROCHA, E. A. PACHECO, R. S. SILVEIRA, R. D. MACHADO and W. P. COSTA. 1996. Estimativa de Riscos de Deslizamentos/Desmoronamentos no Maciço do Tinguá e Arredores. In XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Bahia: 273-276.

ZAIDAN, R. T. 2006. Riscos de Escorregamentos numa Bacia de Drenagem Urbana no Município de Juiz de Fora - MG. Tese de Doutorado. Depto. de Geografia. UFRJ, Rio de Janeiro, pp. 100.

ZARUBA, Q., MENCL, V. 1976. Landslides and their control. Amsterdam: Elsevier. 205p.

ZÊRERE, J. L., M. L. RODRIGUES, E. REIS, R. GARCIA, S. OLIVEIRA, G. VIEIRA and A. B. FERREIRA. 2004. Spatial and temporal date management for the probabilistic landslides hazard assessment considering landslides typology In Landslides: Evaluation and Stabilization. Taylor & Francis Group, Rio de Janeiro: 117-123.