

Condicionantes Geomorfológicas dos Deslizamentos nas Encostas: Avaliação de Metodologias e Aplicação de Modelo de Previsão de Áreas Susceptíveis

Nelson F. Fernandes¹, Renato F. Guimarães², Roberto A. T. Gomes¹,
Bianca C. Vieira¹, David R. Montgomery³ e Harvey Greenberg³

¹Depto. de Geografia, UFRJ; ²Depto. de Geografia UnB;
³Dept. of Geological Sciences, University of Washington, Seattle
email: nelson@igeo.ufrj.br

Recebido 26 de julho 2001; revisado 28 de setembro 2001; aceito 8 de outubro 2001

RESUMO

Deslizamentos são episódios de extrema importância, resultantes da atuação de processos geomorfológicos nas mais diversas escalas temporais causando, em geral, enormes prejuízos à sociedade. Dentre os diversos fatores condicionantes destacam-se os parâmetros morfológicos do terreno, os quais controlam diretamente o equilíbrio das forças e, indiretamente, a dinâmica hidrológica dos solos. Embora muitos estudos tenham voltado a atenção para a descrição de eventos e para o monitoramento de campo, pouco ainda se sabe sobre a previsão de ocorrência destes fenômenos. Acredita-se aqui que a combinação de mapeamentos e monitoramentos de campo, através de modelos matemáticos baseados em processos, tenha muito a contribuir nessa direção. Neste sentido, diversos estudos de campo vêm sendo realizados nas bacias dos rios Quitite e Papagaio no sentido de caracterizar o papel desempenhado pelos diversos parâmetros topográficos no condicionamento dos deslizamentos ali ocorridos em 1996. A partir do modelo digital de terreno das bacias, com uma resolução de 4m², combinado com vários mapeamentos ali realizados, foi definido o potencial de deslizamento para as diversas classes de cada atributo topográfico. Paralelamente, foram realizados ensaios de campo com o permeâmetro de Guelph e simulações com o modelo matemático SHALSTAB, voltado para a previsão de áreas instáveis, de modo a englobar os mais diferentes cenários. Os resultados atestam o importante papel desempenhado pelos parâmetros topográficos forma da encosta e área de contribuição, geralmente desprezados pelas metodologias de previsão de áreas susceptíveis a deslizamentos.

Palavras chave: deslizamentos, hidrologia das encostas, modelagem matemática, instrumentação dos solos.

ABSTRACT

Landslides are important geomorphological processes, acting along different temporal scales and generally causing huge problems to society. Between the different controlling factors an important role is played by the morphological parameters which directly affect the equilibrium between the forces and indirectly control hillslope hydrology. Although many studies have focused on the description of previous events and field monitoring, little is known about landslide prediction, defining where and when these processes will happen in the near future. It is believed that the combination of field mapping and monitoring with process-based mathematical models is an important tool to landslide investigation. A variety of studies have been carried out in Quitite and Papagaio river basins in order to investigate the role played by the topographic parameters in the landslides triggered by 1996 intense rainstorms. Based on the digital terrain model of the basins, with a 4m² resolution, together with the different maps obtained, a landslide potential index for the many classes of each topographic attribute was defined. At the same time, field experiments with the Guelph permeameter were carried out and a variety of scenarios were simulated with the SHALSTAB model, a mathematical model for the topographic control on shallow landslides. The results attest the important role played by the topographic parameters hillslope form and contribution area on landsliding in the studied area. However, these topographic attributes are not considered by most of the procedures used to predict landslide generation.

Keywords: landslides, hillslope hydrology, mathematical modeling, soil instrumentation.

1. Introdução

A erosão dos solos, na sua forma mais ampla, embora seja um dos fenômenos naturais mais estudados, ainda é pouco compreendida, principalmente no que se refere à sua previsão, tanto no espaço quanto no tempo. Tal dificuldade resulta, dentre outras razões, das complexas interações entre os diversos fatores condicionantes, os vários mecanismos de ruptura dos solos, as características de transporte, além das intervenções antrópicas, cada vez mais freqüentes. Sabe-se, além disso, que as diferentes feições erosivas observadas na natureza encontram-se associadas a processos bem específicos, fato este que dificulta ainda mais o desenvolvimento de estudos voltados para a previsão (Selby, 1993; Morgan, 1996, entre outros).

Dentro deste cenário destacam-se os deslizamentos nas encostas, os quais trazem enormes prejuízos econômicos, bloqueiam vias expressas e, com freqüência, levam à perda de muitas vidas, em especial na cidade do Rio de Janeiro (Amaral, 1997). Nos grandes centros urbanos os deslizamentos assumem freqüentemente proporções catastróficas, uma vez que os inúmeros cortes, aterros, depósitos de lixo, desmatamentos, modificações na drenagem, entre outras agressões, geram novas relações com os fatores condicionantes naturais associados à geomorfologia e à geologia (por ex., Brunnsden e Prior, 1984; Sidle et al., 1985; Crozier, 1986; Anderson e Richards, 1987; Fernandes e Amaral, 1996; Augusto Filho e Virgili, 1998). Conseqüentemente, torna-se muito difícil a efetiva previsão destes fenômenos numa determinada paisagem.

A questão da previsão da ocorrência dos deslizamentos vem assumindo importância crescente na literatura geomorfológica e geotécnica. No entanto, há diferentes concepções do problema e diversas formas de investigação. Grande parte das metodologias propostas, por exemplo, visa a definição de áreas críticas a deslizamentos, ou seja, áreas de maior susceptibilidade à ocorrência do processo (por ex., Carrara et al., 1991; Barros et al., 1992; Guzzetti et al., 1999). Outros estudos, por sua vez, buscam caracterizar o risco envolvido, englobando tanto a possibilidade de ocorrência do processo quanto os danos decorrentes (por ex., Brand, 1988; Cerri, 1993; Augusto Filho e Wolle, 1996; Cruden, 1997).

A utilização de modelos matemáticos de previsão de áreas susceptíveis a deslizamentos depende, diretamente, de uma melhor compreensão dos diferentes mecanismos e fatores condicionantes envolvidos, o que requer ensaios de campo e o monitoramento desses processos, principalmente no que se refere à caracterização da dinâmica hidrológica superficial e subsuperficial das encostas (por ex., Anderson e Burt, 1978; Coelho Netto, 1985; Harp et al., 1990; Fernandes et al., 1994; Montgomery et al., 1997).

Dessa forma, acredita-se aqui que o monitoramento dos processos hidrológicos representa etapa fundamental visando a compreensão dos mecanismos capazes de detonar as rupturas nas encostas permitindo, em última análise, o desenvolvimento e o efetivo uso de modelos de previsão a deslizamentos nas encostas.

Dentro dessa perspectiva, assume grande importância nesses monitoramentos a definição das escalas espaciais e temporais mais adequadas para as análises (Anderson e Pope, 1984). No caso específico dos deslizamentos das encostas, algumas questões surgem naturalmente, tais como: que processos hidrológicos devem ser mensurados? Quais propriedades dos solos devem ser caracterizadas? Que instrumentos são mais adequados para o monitoramento? Que distância entre os instrumentos deve ser seguida? Qual o intervalo ideal a ser utilizado entre as leituras? Tais questões, embora de fundamental importância, nem sempre são abordadas com a devida atenção.

Nos estudos voltados para a caracterização do papel da hidrologia dos solos no desencadeamento dos processos erosivos acelerados, os monitoramentos de campo se preocupam, em geral, com a mensuração da variação temporal do potencial mátrico (por ex., Anderson e Burt, 1978; Bressani, 1997), das poropressões positivas (por ex., Pedrosa et al., 1988; Van Genuchten e Derijke, 1989; Harp et al., 1990; Avelar e Coelho Netto, 1992; Montgomery et al., 1997), e da umidade do solo (por ex., Heimovaara e Bouten, 1990; Carneiro e Conciani, 1997), para diferentes profundidades e posições nas encostas. Sabe-se que tais mensurações tornam-se necessárias quando se objetiva caracterizar a magnitude e o sentido dos fluxos d'água no interior dos solos, bem como o uso de modelos matemáticos de fluxo (Freeze e Cherry, 1979).

Paralelamente aos monitoramentos, torna-se importante também, a realização de ensaios no sentido de determinar algumas das propriedades dos solos. Em geral, a maioria dos estudos limitam-se à caracterização daquelas de caráter físico, tais como densidade, granulometria e porosidade total detalhando, em alguns casos, a macroporosidade e a microporosidade (Fernandes et al., 1994). Com relação às propriedades hidráulicas dos solos destaca-se a condutividade hidráulica, tanto saturada quanto não-saturada, a qual é muito influenciada por características locais do ambiente, tais como: atividade biogênica, presença de raízes, existência de fendas de contração, etc. (Stephens, 1996; Hillel, 1998; Tindall e Kundel, 1999). Para que a caracterização dessa propriedade seja mais representativa torna-se fundamental a sua mensuração *in situ*. Neste sentido, o permeâmetro de Guelph (Reynolds e Elrick, 1985) vem se destacando na mensuração da condutividade hidráulica no campo em diferentes estudos, tanto de caráter agrônômico quanto geotécnico.

Dessa forma, pretende-se aqui discutir, a partir de alguns exemplos de campo, a potencialidade da

combinação de mapeamentos e monitoramentos de campo com o uso de modelos matemáticos visando, em última análise, uma previsão eficiente da localização dos deslizamentos, tanto no espaço quanto no tempo. Dentro dessa análise, será feita uma discussão do estágio do conhecimento a respeito dos mecanismos de ruptura, dos fatores condicionantes dos deslizamentos, com ênfase naqueles de caráter geomorfológico, das formas de instrumentação das encostas, além das principais metodologias utilizadas na previsão de áreas instáveis. Dentro deste último tópico, serão destacados os resultados obtidos mediante o uso de um modelo matemático de previsão de deslizamentos aplicado às bacias dos rios Quitite e Papagaio (RJ), intensamente atingidas por deslizamentos em 1996. As principais potencialidades e limitações associadas à utilização deste procedimento serão discutidas a partir da comparação entre as áreas instáveis previstas pelo modelo e aquelas onde efetivamente ocorreram deslizamentos no campo.

2. Deslizamentos nas encostas

Estes processos, diferentemente da erosão laminar, em sulcos, ravinas e voçorocas, caracterizam-

se pelo movimento gravitacional, descendente e para fora da encosta, de material sem a ajuda da água corrente como um agente de transporte (Crozier, 1986). Embora a magnitude e a localização dos mesmos, tanto no espaço quanto no tempo, possam ser afetadas pelo homem, não devemos perder de vista a noção de que em muitas paisagens tais feições representam o resultado de processos naturais importantes no condicionamento da evolução do relevo ao longo do tempo geológico (Gill, 1962; Bigarella et al., 1965; Meis e Silva, 1968; Carson e Petley, 1970; Iida e Okunishi, 1983; Dietrich et al., 1986; Kirkby, 1987; Modenesi, 1988; Crozier e Vaughan, 1990; Dunne, 1991; Brooks et al., 1993a; Brooks et al., 1993b; Fernandes e Dietrich, 1997; Lopes, 1997; Coelho Netto, 1999). Em muitos locais ao longo da Serra do Mar, por exemplo, a recorrência desses eventos catastróficos é facilmente atestada pelos espessos depósitos encontrados, muitos deles com claras evidências de várias fases de retrabalhamento de depósitos de antigas corridas de massa (Figura 1).



Figura 1 – Evidências de retrabalhamento de antigos depósitos de corridas de massa na bacia do rio Quitite, Jacarepaguá (RJ). Na porção inferior desta bacia os fundos de vales encontram-se preenchidos por espessos depósitos de corridas de massa, alcançando em muitos locais mais de 10,0 m de espessura. A erosão parcial causada pela última corrida de massa (1996) expôs antigos depósitos, formados pela intercalação de fases de deposição e de erosão, sobre os quais muitas casas foram construídas.

Há várias propostas de classificação desses processos em todo o mundo (Varnes, 1958; Varnes, 1978; Hansen, 1984b; Hutchinson, 1988; Sassa, 1989; IAEG, 1990, entre outras) e, embora não caiba aqui uma discussão dessas propostas, deve-se destacar que o trabalho de Varnes (1978) ainda é o mais utilizado. No Brasil, porém, destaca-se o esquema proposto por Guidicini e Nieble (1984), o qual de uma forma bem simplificada, divide os movimentos de massa em escoamentos (englobando rastejos e corridas), escorregamentos (translacionais e rotacionais), subsidências e movimentos complexos (revisão em Fernandes e Amaral, 1996). Sabe-se, no entanto, que a aplicação direta desses sistemas de classificação aos movimentos observados na natureza não é tarefa simples. Além das dificuldades derivadas das atividades antrópicas e das rápidas transformações que ocorrem nas cicatrizes dos deslizamentos, há problemas associados à própria complexidade dos fenômenos, onde muitos movimentos são deflagrados como escorregamentos translacionais e se transformam gradativamente em corridas de massa devido ao excesso de água (por ex., Kochel, 1987).

Deve-se ressaltar, como destacado por Augusto Filho e Virgili (1998), que a classificação desses fenômenos assume especial relevância quando esta possui um caráter genético associado, relacionando a tipologia dos movimentos com os processos e mecanismos necessários para a deflagração tornando-se, então, uma importante base teórica para os estudos de previsão e desenvolvimento de modelos. Por exemplo, para a cidade do Rio de Janeiro, Amaral (1997) mostrou que os escorregamentos rasos de solo, geralmente sob a forma de movimentos translacionais, são os mais importantes, respondendo por cerca de 38% de todos os processos ocorridos entre 1962 e 1992. Diversos estudos nos levam a acreditar que tal comportamento não se limite ao Rio de Janeiro, sendo característico de todo o escarpamento da Serra do Mar (Wolle e Carvalho, 1989; Lacerda, 1997). Dessa forma, devido à sua importância e representatividade espacial, tornam-se urgentes procedimentos metodológicos voltados para a previsão da ocorrência desses movimentos translacionais rasos na paisagem.

2.1. Mecanismos de ruptura

Vários são os mecanismos que levam à instabilização das encostas (por ex., Barata, 1969; Brunnsden e Prior, 1984; Sidle et al., 1985; Anderson e Richards, 1987; Wolle e Carvalho, 1989; Selby, 1993; Lacerda, 1997). Dentre eles, destaca-se o aumento da poro-pressão positiva e a conseqüente diminuição do fator de segurança, relacionado à saturação dos solos (por ex., Guidicini e Nieble, 1984; Harp et al., 1990). Como amplamente reconhecido pela literatura geomorfológica, este processo torna-se mais importante

nas porções côncavas do relevo (*hollows*), geralmente preenchidas por depósitos colúviais, uma vez que estas representam zonas de convergência de fluxos tanto superficiais quanto subsuperficiais (Reneau et al., 1984; Coelho Netto, 1985; Lacerda e Sandroni, 1985; Dietrich et al., 1986; Reneau e Dietrich, 1987; Pedrosa et al., 1988; Fernandes, 1990; Avelar e Coelho Netto, 1992; Fernandes et al., 1994, entre outros). Conseqüentemente, é de se esperar um forte controle da morfologia do terreno na localização dessas cicatrizes no campo, uma vez que as formas do relevo, em planta e em perfil, irão definir os níveis de convergência hidrológica de uma determinada topografia e, em última análise, os níveis de poro-pressão desenvolvidos (Fernandes e Amaral, 1996). Como será discutido neste artigo, alguns estudos tiveram sucesso em prever a localização de zonas de saturação na paisagem a partir de modelos matemáticos baseados, principalmente, nas características topográficas (por ex., O'Loughlin, 1986; Moore et al., 1991; Dietrich et al., 1993).

Um outro mecanismo de instabilização das encostas é o da perda da sucção (e da coesão aparente), relacionada ao aumento da umidade do solo decorrente do avanço da frente de infiltração, no qual a ruptura ocorre sem que a condição de saturação seja alcançada (Fredlund, 1987). Embora este mecanismo seja ainda pouco conhecido entre nós, exceções são feitas para os estudos de Wolle e Carvalho (1989) e Wolle e Hachich (1989) nas encostas de Cubatão (SP), e para os trabalhos de Vargas Jr. et al. (1986; 1990) nas encostas da cidade do Rio de Janeiro. Certamente, o avanço no conhecimento desse mecanismo depende da implantação de monitoramentos de campo, em escalas espaciais e temporais detalhadas, capazes de registrar a dinâmica hidrológica dos solos no momento da ruptura, fato este não trivial.

Outros mecanismos de instabilização, tais como o impacto associado à queda de lascas rochosas (por ex., Barros et al., 1988; Avelar e Lacerda, 1997) e os abalos sísmicos (por ex., Keefer, 1984; Jibson e Keefer, 1993) podem também, localmente, assumir grande importância.

2.2. Fatores condicionantes

Sabe-se que os deslizamentos são condicionados por complexas relações entre fatores geológicos, englobando as características lito-estruturais (por ex., Hencher, 1987; Amaral et al., 1992) e tectônicas (por ex., Alexander e Formichi, 1993), geomorfológicos (por ex., Tsukamoto et al., 1982; Dietrich et al., 1986; Gryta e Bartholomew, 1989; Vieira et al., 1997), climáticos (por ex., Guidicini e Iwasa, 1976; Caine, 1980; Vargas Jr. et al., 1986; Tatizana et al., 1987a; Kay e Chen, 1995; Glade, 1998), antrópicos (por ex., Sidle et al., 1985), entre outros (ver revisão em Varnes, 1978; Guidicini e Nieble, 1984; Sidle et al.,

1985; Crozier, 1986; Selby, 1993; Augusto Filho e Virgili, 1998, entre outros).

Aqueles fatores de cunho geomorfológico, muitas vezes chamados de parâmetros topográficos, tratam das relações entre a forma e a hidrologia (superficial e sub-superficial) da encosta, englobando parâmetros tais como: declividade, forma da encosta (tanto em perfil quanto em planta), área de contribuição, orientação das encostas (aspecto), espessura do solo, comprimento da encosta, (as)simetria dos vales e elevação (revisão em Fernandes e Amaral, 1996). Dentre todos esses parâmetros, a declividade vem sendo utilizada como o principal, ou mesmo o único parâmetro de caráter topográfico incorporado aos estudos de previsão e definição de áreas instáveis gerando, com frequência, distorções na análise dos deslizamentos. Como consequência dessa interpretação áreas de menor declividade, inicialmente definidas como de baixa susceptibilidade mostram, com frequência, a presença de deslizamentos no campo, principalmente na forma de corridas de massa (por ex., Guimarães et al., 1999a; Guimarães, 2000). Tal fato evidencia que outros fatores condicionantes devem ser também considerados.

Vários estudos buscaram caracterizar, dentro de uma escala de análise regional, os fatores topográficos condicionantes de deslizamentos. Contribuições significativas foram dadas pelos estudos realizados na Virgínia (USA), a partir de estudos em centenas de deslizamentos deflagrados pelo furacão Camille em 1969 (Gao, 1993), e em Porto Rico (Larsen e Torres-Sanchez, 1998), onde foram mapeadas mais de 3000 cicatrizes. De um modo geral, estes trabalhos avaliaram, com base em modelos digitais de terreno, o papel desempenhado por algumas das variáveis topográficas (elevação, orientação e declividade) na localização espacial dos deslizamentos, sendo que o estudo realizado por Gao incorporou também a forma da encosta e o de Larsen e Torres-Sánchez o uso do solo. Com base na distribuição das cicatrizes, e sua relação com as diversas classes de atributos topográficos levantados foi, então, definido o potencial de deslizamento de cada classe.

Diversos estudos de cunho geomorfológico têm chamado a atenção para o papel desempenhado pelas porções côncavas do relevo (*hollows*) na convergência dos fluxos de água, tanto em superfície quanto em sub-superfície (Dunne, 1970; Coelho Netto, 1985; Dietrich e Dunne, 1993, entre outros), favorecendo o desenvolvimento de condições de saturação nos solos (por ex., Anderson e Burt, 1978; O'Loughlin, 1986; Fernandes et al., 1994, entre outros) e, em última análise, a geração de deslizamentos nas encostas (Dietrich e Dunne, 1978; Tsukamoto et al., 1982; Reneau et al., 1984; Lacerda e Sandroni, 1985; Dietrich et al., 1986; Reneau e Dietrich, 1987; Coelho Netto et al., 1988; Pedrosa et al., 1988; Coelho Netto e

Fernandes, 1990; Crozier e Vaughan, 1990; Fernandes e Amaral, 1996, entre outros). Dessa forma, o parâmetro topográfico área de contribuição (por unidade de contorno), para cada ponto (célula) dentro de uma bacia, em geral desprezado pelos estudos de definição de áreas susceptíveis a deslizamentos, assume aqui grande importância uma vez que relaciona-se diretamente com a concentração dos fluxos de água e com a conseqüente saturação dos solos (Beven e Kirkby, 1979; O'Loughlin, 1986; Dietrich et al., 1995).

2.3. Condutividade hidráulica dos solos

Estudos integrados voltados para a compreensão dos deslizamentos requerem, também, a incorporação de ensaios e monitoramentos de campo visando, em última análise, a caracterização da hidrologia das encostas. Dentre os ensaios destacam-se aqueles voltados para a estimativa da condutividade hidráulica (saturada e não-saturada) e da espessura do solo, enquanto que os monitoramentos geralmente realizados englobam mensurações da umidade e/ou da sucção do solo.

A condutividade hidráulica do solo, em termos específicos de deslizamentos, assume importância tanto na recarga da água superficial (velocidade da infiltração) quanto na geração de descontinuidades hidráulicas no interior do perfil de alteração, as quais poderão atuar localmente como camadas de impedimento ao fluxo vertical favorecendo, conseqüentemente, a geração de elevadas poro-pressões positivas. Embora diversos procedimentos possam ser utilizados para a determinação da condutividade hidráulica dos solos, tanto em campo quanto em laboratório (Fetter, 1994; Oliveira e Filho, 1996; Stephens, 1996; Tindall e Kundel, 1999, entre outros), no caso dos deslizamentos, devem ser privilegiados métodos de campo envolvendo porções maiores do solo, as quais englobem fluxos preferenciais associados a macroporos (Beven e Germann, 1982; Schoeneberger e Amoozegar, 1990) originados, por exemplo, a partir de fendas de contração, buracos de raízes ou animais, além de estruturas relíquias da rocha. Alguns estudos comparativos (por ex. Paige e Hillel, 1993; Schoeneberger et al., 1995) mostram que para solos arenosos, a condutividade hidráulica saturada medida no campo é superior àquela de laboratório, enquanto um comportamento inverso é observado em solos argilosos.

Dentre os métodos de campo destaca-se o permeâmetro de Guelph (Reynolds e Elrick, 1985), o qual embora originalmente desenvolvido para estudos agrônômicos (por ex., Salverda e Dane, 1993), vem tendo seu uso expandido para a geotecnia (por ex., Campos et al., 1992; Coutinho et al., 1997; Moreira, 1998; Vieira, 2001; Vieira e Fernandes, submetido). Este instrumento possui diversas vantagens para os

estudos de deslizamentos, uma vez que permite medir a condutividade hidráulica *in situ* (Figura 2a), é de fácil transporte, requer pouca água para o ensaio e pode alcançar grandes profundidades (alguns metros), entre outras. A estrutura leve, associada à facilidade de montagem (Figura 2b), permitem que este instrumento seja transportado e utilizado em elevadas altitudes, sobre encostas íngremes, ou seja, dentro da realidade encontrada no relevo acidentado de muitas áreas do sudeste brasileiro.

Durante os ensaios no campo, a combinação do uso de cortes já existentes, associados a cicatrizes, com a abertura de trincheiras, dentro de um processo contínuo, permite a obtenção de perfis de condutividade hidráulica englobando profundidades significativas, podendo alcançar em alguns casos, como nas encostas do Rio de Janeiro, mais de 6,0 metros dentro do manto de intemperismo (Moreira, 1998; Vieira, 2001; Vieira e Fernandes, submetido).

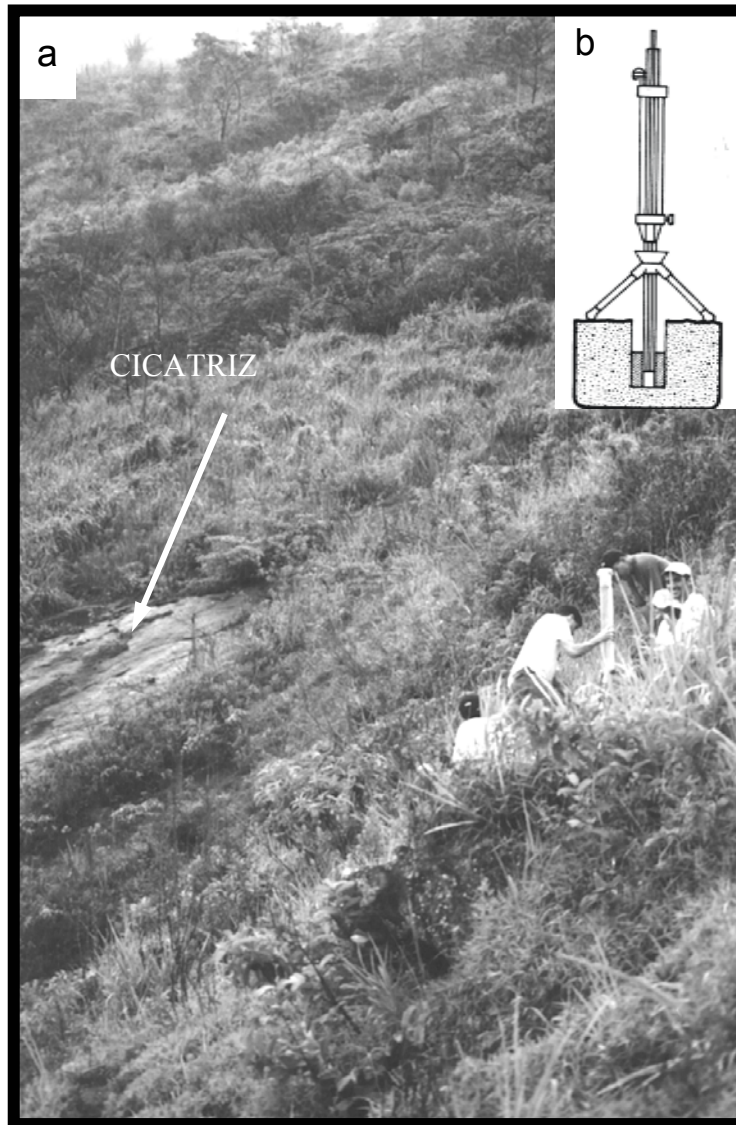


Figura 2 – (a) Realização de ensaio de campo, com o permeâmetro de Guelph, para a determinação da condutividade hidráulica saturada dos solos junto à cicatriz de deslizamento na bacia do rio Papagaio. As características de portabilidade do equipamento permitem seu uso em áreas distantes, íngremes e elevadas. Neste local, por exemplo, o ensaio foi realizado em uma encosta a 600 m de altitude, com declividade ao redor de 45°. (b) Visão esquemática do permeâmetro de Guelph.

3. Previsão de áreas instáveis

De um modo geral, os principais procedimentos utilizados na previsão de áreas susceptíveis a deslizamentos podem ser englobados nos seguintes grupos:

3.1. Análises a partir da distribuição dos deslizamentos no campo

A hipótese geral que dá sustentação a estas metodologias é que a distribuição das cicatrizes e de-

pósitos de deslizamentos recentes pode sugerir futuros padrões de comportamento das instabilidades. Dentro deste enfoque merece destaque os mapas inventários (por ex., Wieczorek, 1984; Amaral, 1996). Em geral, são produzidos mapas refletindo a densidade de deslizamentos no campo, seja para um único evento ou para uma série temporal de algumas décadas (Campbell, 1973; Wright et al., 1974; Gao, 1993; Larsen e Torres-Sanchez, 1998, entre outros). No entanto, como destacado por Van Westen (1993), as informações geradas a partir desses procedimentos limitam-se apenas às áreas onde ocorreram deslizamentos no passado.

3.2. Análises a partir de mapeamentos geomorfológicos (por ex., Brunnsden et al., 1975; Hearn, 1992) e/ou geotécnicos (por ex., Lara et al., 1997)

Estes procedimentos caracterizam-se pela grande subjetividade, dependendo diretamente do nível de conhecimento do problema pelo investigador (Guzzetti et al., 1999). Com frequência, um mapa de susceptibilidade é obtido a partir da combinação de vários mapas em que, de um modo geral, são dadas notas e pesos aos diversos fatores condicionantes da instabilização, a partir da experiência adquirida (Nielsen e Brabb, 1977; Stevenson, 1977; Hollingsworth e Kovacs, 1981; Neeley e Rice, 1990; Augusto Filho e Wolle, 1996; Xavier da Silva, 1996; Moreira, 1999; entre muitos outros).

Embora tais procedimentos tenham se tornado muito comuns nas duas últimas décadas, principalmente com o desenvolvimento dos SIG's, há ainda importantes limitações para o seu uso generalizado. Conforme lembra Van Westen (1993), dentre eles destaca-se a enorme subjetividade na atribuição de pesos e notas, o que Gee (1992) classificou como "blind weighting", o que decorre diretamente da falta de um melhor conhecimento dos fatores condicionantes no campo. Em geral, os critérios de instabilidade e as regras para a combinação dos dados são diferentes para cada especialista (Leroi, 1997), dificultando a comparação e uma análise detalhada dos resultados obtidos, com ênfase na definição da importância relativa de cada parâmetro estudado.

3.3. Modelos com bases estatísticas

Estes procedimentos foram desenvolvidos visando uma menor subjetividade e melhor repetitividade nos mapeamentos de áreas susceptíveis. Conforme destacado por (Guzzetti et al., 1999), o princípio norteador aqui é a existência de relações funcionais entre os fatores condicionantes da instabilização e a distribuição dos deslizamentos na paisagem, tanto atuais quanto pretéritos (por ex., Brabb et al., 1972; Neuland, 1976; Carrara et al., 1977; Carrara, 1983;

Carrara et al., 1991; Van Westen, 1993; Carrara et al., 1995; Chung e Fabbri, 1995; Leroi, 1997; Guzzetti et al., 1999; Santos, 2000). Assume-se aqui que os fatores que causaram a instabilidade em um certo local no passado serão os mesmos que ali gerarão futuros deslizamentos. Nestes métodos, os critérios e regras de combinação são baseados em fatos, ou seja, padrões mensurados a partir de observações de campo, ao invés da simples experiência do pesquisador, tornando-se de suma importância, a disponibilidade de extensos bancos de dados representativos dos processos a serem previstos, fato este ainda raro na realidade brasileira.

3.4. Modelos determinísticos

Nesta abordagem são utilizados modelos matemáticos que possuem, em maior ou menor grau, bases físicas, ou seja, que descrevem alguns dos processos e leis físicas que controlam a estabilidade das encostas (por ex., Ward et al., 1982; Okimura e Ichikawa, 1985; Okimura e Kawatani, 1987; Montgomery, 1994; Dietrich et al., 1995; Terlien et al., 1995; Wu e Sidle, 1995; Dietrich e Montgomery, 1998; Guimarães et al., 1999a; Guimarães et al., 1999b; Guimarães et al., submetido).

As maiores limitações desses procedimentos, na maioria dos casos, encontram-se associadas ao conhecimento incompleto que possuímos de muitos dos processos envolvidos e à dificuldade de obtenção dos dados requeridos pelos modelos, em especial quando aplicados a grandes áreas. Em geral, os dados das principais propriedades dos materiais no campo estão disponíveis em pequenas quantidades e possuem baixa qualidade, uma vez que são raros os estudos que incorporam a questão da variabilidade espacial, e mesmo temporal, dessas propriedades.

Alguns desses procedimentos acoplam modelos de fluxos sub-superficiais, a partir dos quais a distribuição espacial das poro-pressões ou da umidade pode ser estimada (Beven e Kirkby, 1979; O'Loughlin, 1986), com modelos de estabilidade como o método do Talude Infinito, em geral voltados para a previsão de escorregamentos translacionais rasos. Com frequência, métodos estocásticos são utilizados na obtenção de alguns dos parâmetros de entrada de modelos determinísticos (por ex., Mulder e Van Asch, 1988; Hammond et al., 1992). Na última década, a disponibilidade de modelos digitais de terreno, com incremento contínuo na resolução, vem tornando possível uma melhor discretização da morfologia do terreno, etapa muito importante nessas metodologias.

Conforme destacado por Van Westen (1993), quase todos os procedimentos listados possuem a limitação de não incorporarem a probabilidade de ocorrência de um certo evento em um determinado momento e em um certo local. Para isso, torna-se

necessário a obtenção de relações entre o acontecimento dos deslizamentos e a frequência de ocorrência de certos fatores que deflagram a ruptura. Na grande maioria das situações, em especial para a realidade brasileira, o principal fator iniciador é a chuva e diversos trabalhos buscaram caracterizar relações entre precipitação e deslizamentos, capazes de serem utilizadas em modelos de previsão e em sistemas de alerta (Guidicini e Iwasa, 1976; Crozier, 1986; Vargas Jr. et al., 1986; Keefer et al., 1987; Tatizana et al., 1987a; Tatizana et al., 1987b; Capecchi e Focardi, 1988; Almeida e Nakazawa, 1991; Pedrosa, 1994; D'Orsi et al., 1997).

Deve ser lembrado, no entanto, que estes procedimentos de previsão de áreas susceptíveis a deslizamentos precisam estar acoplados a sistemas de monitoramento de campo, principalmente aqueles voltados para a caracterização da dinâmica hidrológica das encostas permitindo, então, uma real validação dos resultados estimados.

4. Metodologia

A questão da previsão de áreas instáveis na paisagem é aqui investigada através da utilização de um modelo matemático determinístico, o qual privilegia o controle topográfico dos deslizamentos nas encostas. Este modelo é aqui aplicado a duas bacias localizadas no Maciço da Tijuca (RJ) e a sua eficiência é avaliada através da comparação, dentro de um SIG, entre as áreas previstas como instáveis pelo modelo e aquelas onde efetivamente ocorreram deslizamentos em 1996.

4.1. O Modelo SHALSTAB

O modelo SHALSTAB (Dietrich e Montgomery, 1998) é um modelo matemático determinístico (*steady-state*) que visa a definição dos locais no relevo mais susceptíveis à ocorrência de escorregamentos translacionais rasos. Este modelo, desenvolvido ao longo da década de 90 (Dietrich et al., 1993; Dietrich et al., 1995), vem sendo aplicado a diversos locais na costa oeste dos Estados Unidos (Montgomery, 1994; Montgomery e Dietrich, 1994; Montgomery et al., 1998) e, mais recentemente, no Brasil (Guimarães et al., 1999a; Guimarães et al., 1999b; Guimarães, 2000; Guimarães et al., submetido). Diferentemente de outros modelos, este possui como principal característica a ênfase dada ao papel desempenhado pela topografia na deflagração desses movimentos, englobando tanto a declividade quanto a área de contribuição.

Em termos gerais, o modelo SHALSTAB analisa, para cada célula dentro de um *grid*, obtido a partir de um modelo digital de terreno, o resultado da combinação de um módulo hidrológico com um

módulo de estabilidade. O primeiro módulo, baseado nos estudos pioneiros de Beven e Kirkby (1979) e O'Loughlin (1986), modela o balanço entre a concentração e a transmissão da água no solo caracterizando, em última análise, os locais na paisagem que estarão submetidos à saturação. O segundo módulo, baseado no clássico modelo de Talude Infinito (ver revisão em Carson e Kirkby, 1972), simula a estabilidade de uma porção de solo situada diretamente sobre embasamento rochoso. Nas análises desses dois módulos são incorporados parâmetros topográficos (declividade, área de contribuição), estes obtidos a partir de um modelo digital de terreno; climáticos (precipitação); além de diversas propriedades do solo (espessura, condutividade hidráulica saturada, densidade, coesão e ângulo de atrito).

A Equação 1 mostra, como exemplo, um resultado da combinação dos dois módulos do modelo para a situação de solos com coesão. A implementação desses cálculos para cada célula (4 m^2) da área estudada, dentro de um ambiente SIG, permite hierarquizar a área em termos de susceptibilidade à ocorrência de deslizamentos. Ou seja, quanto maior for valor absoluto da razão Q_c/T , maior será a instabilidade do local. Mais detalhes podem ser obtidos em (Montgomery e Dietrich, 1994; Dietrich e Montgomery, 1998; Guimarães, 2000; entre outros).

$$\frac{Q_c}{T} = \frac{\sin\theta}{(a/b)} \left[\frac{C'}{\rho_w g z \cos^2 \theta \tan\phi} + \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan\theta}{\tan\phi} \right) \right] \quad (1)$$

onde:

Q_c é a chuva crítica necessária para a ruptura,
 T é a transmissividade do solo (produto entre a condutividade hidráulica saturada e a espessura do solo),

a é a área de contribuição,

θ é a declividade do local,

ρ_w é a densidade da água,

g é a aceleração da gravidade,

z é a espessura do solo,

ρ_s é a densidade global do solo saturado,

ϕ é o ângulo de atrito do solo, e

C' é a coesão efetiva do solo.

Deve ser destacado que, diferentemente da grande maioria dos procedimentos de previsão de risco e/ou susceptibilidade a deslizamentos, discutidos aqui anteriormente, este modelo tem a grande virtude de incorporar o parâmetro área de contribuição na análise da estabilidade. Tal fato permite uma representação mais fiel do papel exercido pela topografia no condicionamento dos deslizamentos, incorporando os efeitos de convergência dos fluxos de água exercido pelos *hollows* definindo, em última análise, os locais na paisagem submetidos a poro-pressões positivas críticas.

4.2. Aplicação do modelo SHALSTAB no Maciço da Tijuca

Algumas das relações aqui discutidas foram investigadas nas bacias dos rios Quitite e Papagaio (Figura 3), localizadas na vertente oeste do Maciço da Tijuca (RJ), onde dezenas de deslizamentos ocorreram em Fevereiro de 1996, associados a chuvas intensas (Brandão, 1997; Vieira et al., 1997). A geologia local caracteriza-se por um conjunto de rochas metamórficas de alto grau com o predomínio do Gnaiss Archer, associado a diversos corpos intrusivos (GEO-RIO, 1996; Coelho, 1997). Embora não haja mapeamento detalhado dos solos destas bacias, pode-se afirmar, com base no levantamento existente (EMBRAPA, 1980) e nos trabalhos de campo realizados, que estes são bastante rasos na porção superior das bacias, com total domínio de Litossolos e Cambissolos. Nas porções média e inferior, devido à significativa diminuição do gradiente, os perfis de alteração nas encostas tornam-se bem mais espessos, podendo atingir cerca de 4,0 m de espessura. Nestas porções, os fundos dos vales encontram-se, por sua vez, preenchidos por espessos depósitos, podendo alcançar mais de 10 m de espessura. Tais depósitos mostram, com frequência, evidências de fases de retrabalhamento atestadas pela erosão parcial de antigos depósitos de corridas de massa, como mostrado na Figura 1.

Estas duas bacias, totalizando uma área de cerca de 5 Km², são ainda pouco ocupadas, estando tais efeitos restritos a algumas residências na porção inferior das bacias, predominando nas porções média e superior cobertura de floresta (Vieira et al., 1998). Este cenário, cada vez mais raro na cidade do Rio de Janeiro, associado à grande concentração de deslizamentos ocorridos, delineou condições extremamente favoráveis à escolha destas bacias como áreas-piloto para a implementação de diversos estudos de campo (mapeamentos, ensaios e monitoramentos) e de simulações com o modelo SHALSTAB. Tal fato decorre da necessidade de investigação, neste primeiro momento, de fenômenos exclusivamente naturais, uma vez que o modelo, no seu estágio atual, não simula os fatores antrópicos. Além disso, o mapeamento das cicatrizes dos deslizamentos ali ocorridos, permite uma efetiva validação do modelo, uma vez que a localização das áreas críticas previstas pelo modelo poderão ser comparadas com aquelas realmente atingidas por estes processos em 1996.

O modelo digital de terreno das bacias, de alta resolução (malha de 2,0m x 2,0m), foi obtido por Guimarães (2000) a partir da restituição de fotografias aéreas, obtidas dois meses após a ocorrência dos deslizamentos. Em seguida, as cicatrizes observadas foram mapeadas a partir das fotografias aéreas (escala 1:20.000) e do campo, permitindo, após comparação com o modelo digital de terreno, a definição das

características topográficas (declividade, área de contribuição, forma da encosta e orientação) existentes em cada célula (4,0 m²) dentro de cada cicatriz, definindo-se então, ao papel desempenhado por estes parâmetros na deflagração dos deslizamentos ali ocorridos. Este procedimento permitiu obter, para cada parâmetro topográfico, um mapa de potencial de deslizamento, definido pela relação entre o número de células afetadas por escorregamentos e o número de células daquela classe, dentro das duas bacias. Mais detalhes sobre os métodos empregados nestas análises podem ser obtidos em outras fontes (Guimarães et al., 1998; Vieira et al., 1998; Guimarães, 2000).

A caracterização *in situ* da condutividade hidráulica dos solos na bacia do rio Papagaio foi obtida utilizando-se o permeâmetro de Guelph (Vieira, 2001; Vieira e Fernandes, submetido). Foram realizados ensaios de campo em diferentes pontos da bacia, nos quais a condutividade hidráulica no manto de alteração foi medida desde a superfície até a chegada do impenetrável à tradagem manual, tendo-se alcançado profundidades de até cerca de 6,0 m em alguns locais. Além de permitir a definição da faixa de variação da condutividade hidráulica na bacia, dado importante para o uso do modelo SHALSTAB, estes ensaios permitem analisar a existência, ou não, de descontinuidades hidráulicas no manto de alteração, as quais podem ter contribuído para a geração de níveis de saturação no interior dos solos, atuando na deflagração dos deslizamentos na bacia.

Paralelamente, foram realizadas várias simulações com o modelo SHALSTAB nas duas bacias, englobando diversos cenários dos parâmetros envolvidos (Guimarães, 2000). Nestas simulações, os valores referentes aos parâmetros topográficos foram obtidos diretamente do modelo digital das bacias, enquanto aqueles associados às propriedades dos solos foram definidos a partir de ensaios e observações de campo, além de consultas a trabalhos desenvolvidos na região ou em áreas com características similares quanto às propriedades. Embora o modelo permita incorporar também a variabilidade espacial das propriedades dos solos, nesta etapa das investigações estes parâmetros foram considerados constantes ao longo das duas bacias. Novos estudos estão sendo desenvolvidos no sentido de caracterizar a variabilidade espacial das principais propriedades dos solos utilizadas pelo modelo, permitindo em um futuro próximo a realização de simulações incorporando tal comportamento.

4.3. Medição *in situ* da condutividade hidráulica dos solos

De modo a caracterizar a variabilidade espacial, tanto lateral quanto vertical, da condutividade hidráulica dos solos, cerca de 90 mensurações *in situ* foram feitas na bacia do Rio Papagaio, utilizando-se o

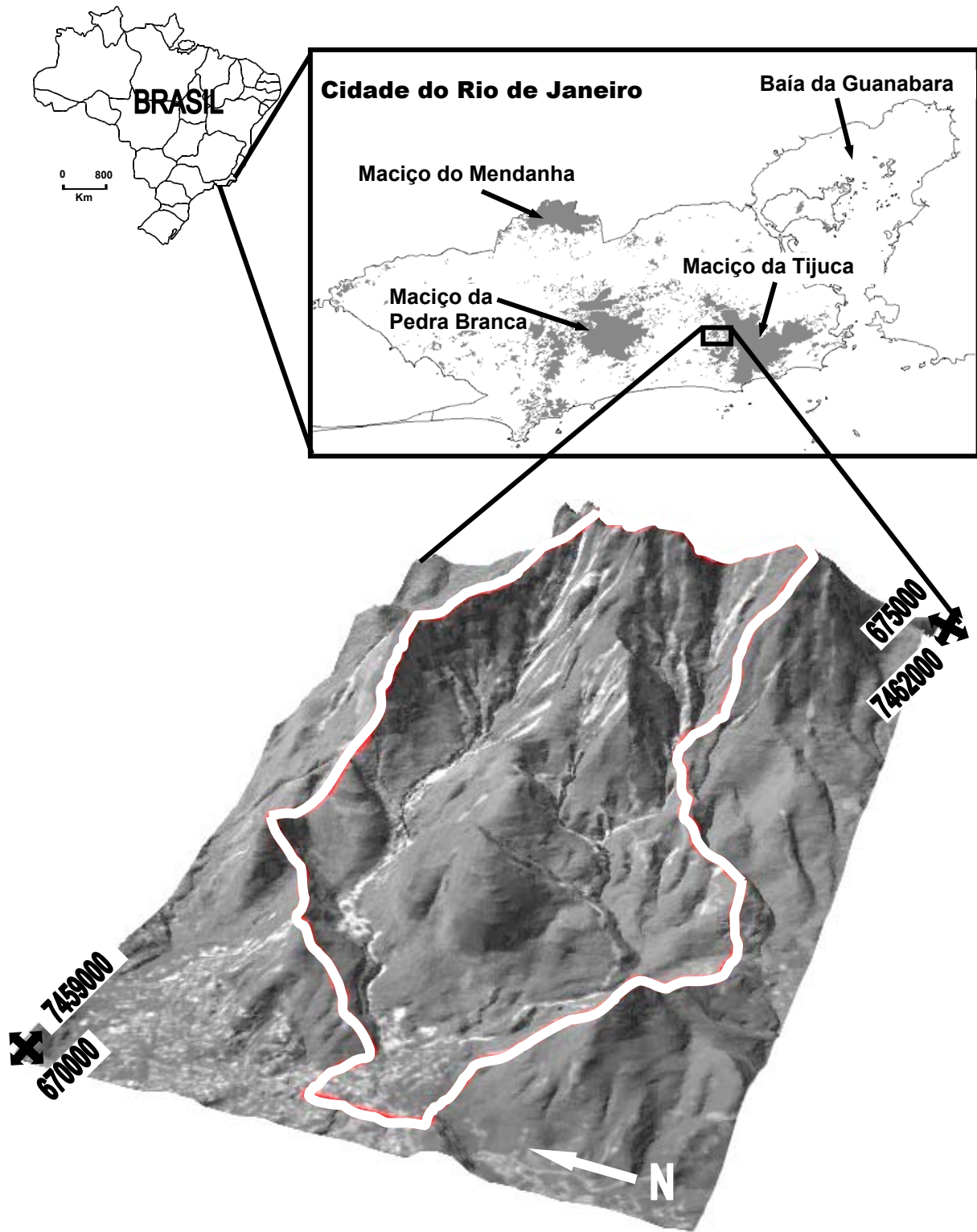


Figura 3 - Localização das bacias dos rios Quitite e Papagaio, na vertente oeste do Maciço da Tijuca, drenando em direção à baixada de Jacarepaguá. A parte inferior da figura mostra a fotografia aérea sobre o modelo digital de terreno de alta resolução (2m x 2m), podendo ser observadas as cicatrizes dos escorregamentos de 1996. Na porção superior dessas bacias predominaram escorregamentos translacionais rasos, os quais alimentaram as corridas de massa observadas nas porções média e inferior. Os rios Quitite (esquerda) e Papagaio (direita) fazem sua confluência em área densamente ocupada, próxima à baixada de Jacarepaguá.

permeâmetro de Guelph (Figura 2), englobando perfis de alteração desenvolvidos sobre diferentes litologias. Com o intuito de mapear possíveis descontinuidades hidráulicas no interior desses perfis, associadas a condições críticas de poro-pressão, os ensaios foram realizados no interior e próximo a cicatrizes de deslizamentos de 1996.

Em cada perfil as mensurações foram feitas a intervalos constantes (0,30 m próximo à superfície e 0,50 m em condições mais profundas), desde a superfície do terreno até o impenetrável, alcançando-se em alguns casos cerca de 6,0 metros de profundidade. Nestes locais, foram acopladas medições próximas (menos de 5,0 m de distância), situadas fora e dentro da cicatriz, onde foram sendo escavadas trincheiras gradativamente mais profundas.

O uso do permeâmetro de Guelph, graças à sua portabilidade, permitiu a realização de mensurações *in situ* em encostas bastante íngremes, situadas a mais de 500m de elevação, em locais com elevada densidade de escorregamentos translacionais rasos. Mais detalhes a respeito dessas análises podem ser obtidos em Vieira (2001) e Vieira e Fernandes (submetido).

5.1. Controles Morfológicos dos Deslizamentos

A Figura 4 resume os resultados obtidos na análise do potencial de deslizamento (PD) associado aos parâmetros de declividade (a), forma da encosta (b) e área de contribuição (c). Esses resultados, embora atestem a influência da declividade no condicionamento de deslizamentos, sugerem a existência de limites críticos desse parâmetro nessas bacias. Como pode ser observado na Figura 4a, o potencial de deslizamento cresce com o aumento da declividade até a classe 37,0°-55,5°. A partir daí, novos incrementos na declividade, ao contrário, acarretam em uma diminuição no potencial de deslizamento. Esse comportamento dá suporte a outros estudos (por ex., Gao, 1993; Larsen e Torres-Sanchez, 1998), em que limites críticos de declividade foram também observados. Sabe-se, no entanto, que a análise isolada do papel desempenhado pela declividade na deflagração de deslizamentos é tarefa difícil de ser alcançada. Como observado nos mapeamentos de campo realizados nessas bacias, torna-se evidente a existência de relações entre a declividade e outros parâmetros, tais como espessura do solo, foliação metamórfica e fraturas de alívio de tensão, os quais também exercem influência na estabilidade das encostas.

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

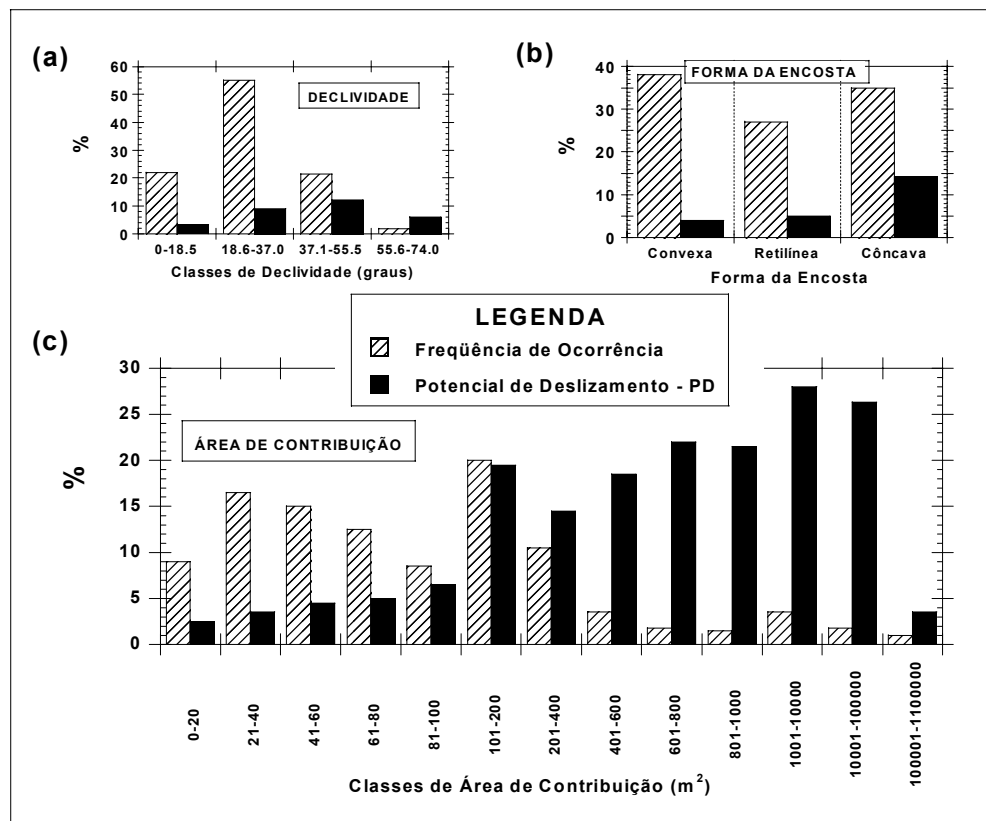


Figura 4 – Frequência de ocorrência e Potencial de Deslizamento (PD) associados às diversas classes dos parâmetros morfológicos investigados nas bacias dos rios Quitite e Papagaio: (a) declividade, (b) forma da encosta e (c) área de contribuição. O Potencial de Deslizamento é determinado através da razão entre o número de células afetadas por escorregamentos (obtidos pelo mapeamento da cicatrizes) e o número total de células daquela classe (para cada parâmetro morfológico analisado), dentro das duas bacias (modificado de Guimarães, 2000).

A forma da encosta, como inicialmente esperado, exerceu grande influência no controle da distribuição espacial dos deslizamentos no interior dessas duas bacias. Tal fato é mostrado através da Figura 4b, na qual observa-se que embora as porções convexas sejam as mais freqüentes nas bacias, o potencial de deslizamento (PD) das porções côncavas do relevo foi cerca de três vezes maior do que aquele associado às feições convexas e retilíneas. No entanto, o parâmetro morfológico área de contribuição (Figura 4c), caracterizado pela área drenada a montante de cada ponto (célula de 4m²) no interior das bacias, foi aquele que mostrou uma influência mais significativa, uma vez que as porções do relevo situadas dentro das classes de elevada área de contribuição, embora menos freqüentes nas bacias (1-4%), apresentam os maiores potenciais de deslizamento (Figura 4c). Esses resultados atestam a importância da dinâmica hidrológica das encostas, com ênfase nos *hollows*, na geração de zonas de saturação no solos, onde poro-pressões elevadas são desenvolvidas, e sugerem que tais locais devam ser reconhecidos como áreas potencialmente instáveis, merecedoras de estudos de campo detalhados. Mais

informações sobre o papel desempenhado pelos parâmetros morfológicos nessas bacias podem ser obtidos em outras publicações (Vieira et al., 1998; Guimarães, 2000).

5.2. Variação da condutividade hidráulica dos solos

Os ensaios *in situ* realizados com o permeâmetro de Guelph, totalizando medições em mais de 90 pontos na bacia do rio Papagaio, englobando o perfil de alteração da superfície até cerca de 5,0 m de profundidade, mostram significativas variações na condutividade hidráulica saturada. Por exemplo, dentro do perfil de alteração do Gnaiss Archer, rocha mais freqüente na bacia, podem ser observadas no topo do perfil variações de quase duas ordens de magnitude (fator de 100 vezes) ao longo de menos de 40 cm do perfil, entre 30 e 60 cm de profundidade (Figura 5). Variação importante também é observada próximo a 5,0 m de profundidade, onde a condutividade hidráulica saturada diminui cerca de uma ordem de magnitude (fator de 10 vezes) numa distância de cerca de 60 cm no perfil.

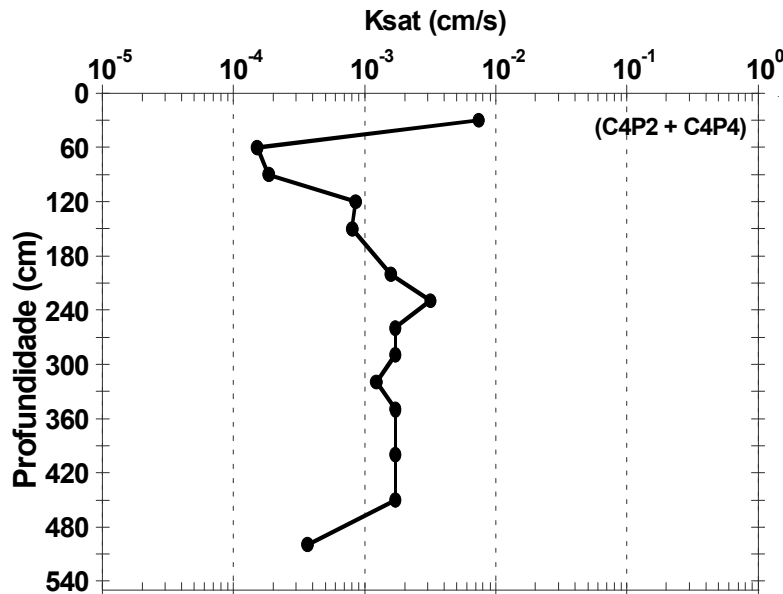


Figura 5 - Variação vertical da condutividade hidráulica saturada, medida *in situ* com o permeâmetro de Guelph, em um perfil de alteração na bacia do rio Papagaio. O perfil foi montado através da combinação das mensurações feitas em trincheiras abertas no interior e próximo à borda da cicatriz de um deslizamento (a partir de Vieira, 2001).

A tendência geral da condutividade hidráulica observada nesse perfil representa um padrão bastante freqüente na bacia, onde a condutividade hidráulica saturada é elevada perto da superfície, dentro do horizonte A do solo, diminuindo significativamente em profundidades ao redor de 1,0 m, dentro do horizonte B do solo, em geral bem mais argiloso na bacia (Vieira, 2001). A partir daí, a

condutividade hidráulica volta a aumentar, alcançando valores relativamente elevados no interior do horizonte C, com maiores teores de silte e areia, desenvolvido, em geral, sobre gnaiss rico em biotita. Na base do perfil de alteração, que no caso apresentado na Figura 5 encontra-se a cerca de 5,0 m de profundidade, a condutividade hidráulica volta a diminuir de maneira bastante acentuada.

Mudanças tão acentuadas na condutividade hidráulica, em um curto espaço do perfil de alteração, representam descontinuidades hidráulicas importantes a serem identificadas em estudos de campo, as quais certamente, contribuirão para o desenvolvimento de poro-pressões positivas elevadas durante chuvas intensas, podendo definir a localização espacial dos planos de ruptura de algumas cicatrizes de deslizamentos no campo. Tais áreas, devido à sua instabilidade potencial, devem ter prioridade na instrumentação com piezômetros e tensiômetros de modo a ter sua dinâmica hidrológica monitorada. Maiores detalhes sobre a variação lateral da condutividade hidráulica saturada na bacia podem ser obtidos em Vieira (2001) e Vieira e Fernandes (submetido).

5.3. Previsão de áreas susceptíveis

A Figura 6 apresenta, em 3 dimensões, os resultados da aplicação do Modelo SHALSTAB às bacias dos rios Quitite e Papagaio, para um dos vários (mais de 125) cenários simulados. Os valores utilizados nessa simulação, associados aos vários parâmetros considerados pelo modelo (ver Equação 1), encontram-se descritos na legenda dessa figura. Os níveis de instabilidade são expressos a partir de classes de $\text{Log}(Q_c/T)$, definidos pela aplicação da Equação 1 à cada célula (4 m^2) das bacias (Figura 6a). Os níveis de instabilidade propostos pelo modelo variam da classe incondicionalmente estável (laranja) até a incondicionalmente instável (cinza), com gradação contínua entre esses níveis extremos. A comparação deste mapa com os mapeamentos de campo nos permite afirmar que muitas das áreas consideradas pelo modelo como incondicionalmente instáveis (cinza) representam, na realidade, locais caracterizados pela presença de paredão rochoso. Nestes locais o resultado do modelo não admite a preservação de solo na encosta, concordando com o observado nesses mapeamentos.

Na Figura 6b, representando uma visão de detalhe de parte da área estudada, as cicatrizes dos escorregamentos mapeados em 1996 (contornos em preto) encontram-se sobrepostas ao mapa de susceptibilidade. Pode-se notar que, diferentemente de outros procedimentos de previsão de áreas susceptíveis em uso, há uma íntima relação entre a forma alongada das cicatrizes observadas no campo e as áreas previstas pelo modelo como mais críticas, representadas pelas cores vermelha e cinza. Ou seja, aqui as áreas críticas não são apenas “pontos” ou “círculos” em uma mapa, mas sim polígonos alongados que seguem as direções de transporte de água e sedimentos observadas no campo. Mais uma vez, torna-se evidente a vantagem do uso de modelos baseados em processos, os quais refletem com maior precisão os mecanismos observados na natureza.

Os resultados dessas simulações, embora ainda iniciais, vêm sendo validados através da com-

paração dos locais instáveis previstos pelo modelo com a localização das cicatrizes dos escorregamentos de 1996. Como mostrado na Figura 6c, a eficiência do modelo é evidente, uma vez que das 92 cicatrizes mapeadas em 1996 nas duas bacias, 95% delas foram previstas pelo modelo dentro das duas classes de maior instabilidade (Guimarães et al., 1999b; Guimarães, 2000; Guimarães et al., submetido).

6. Considerações finais

Os resultados obtidos nos estudos realizados nas bacias dos rios Quitite e Papagaio, relativos a um ambiente de alta energia típico da Serra do Mar, evidenciam o importante papel desempenhado pela morfologia do terreno no condicionamento dos movimentos de massa. Os mapeamentos e simulações realizadas permitiram definir que a área de contribuição (por unidade de contorno) é um parâmetro morfológico muito importante, devendo ser incorporado às metodologias voltadas para a previsão de áreas de risco a deslizamentos. Ou seja, a análise do papel da topografia no condicionamento dos deslizamentos deve ir além da tradicional medição da declividade do terreno.

A combinação de modelos matemáticos baseados em processos com monitoramentos de campo, voltados para a caracterização da dinâmica hidrológica sub-superficial dos solos, torna-se importante ferramenta nos estudos de previsão de áreas susceptíveis a deslizamentos. O fato dos resultados aqui mostrados do modelo não terem incorporado, nesta etapa do trabalho, variações espaciais das propriedades do solo ao longo das bacias, apenas das variáveis morfológicas (declividade e área de contribuição), e mesmo assim este ter tido uma eficiência de cerca de 95% é, incontestavelmente, uma prova de sua robustez e do importante papel desempenhado pela topografia na deflagração dos deslizamentos ali ocorridos. Acredita-se aqui que este modelo possui um enorme potencial de uso na definição de áreas instáveis em regiões onde as propriedades do solo são ainda pouco conhecidas, pelo menos a níveis de resolução próximos àqueles utilizados aqui para a discretização da topografia (*grid* de $2\text{m} \times 2\text{m}$), situação comum na grande maioria das situações.

Embora outros fatores estejam envolvidos na geração desses fenômenos (por ex. geológicos, antrópicos), acredita-se aqui que uma melhor investigação dos parâmetros morfológicos, com destaque para a forma da encosta e para a área de contribuição, possibilitada nos dias de hoje pela crescente disponibilidade de modelos digitais de terreno de alta resolução, levará a uma melhor compreensão dos mecanismos de ruptura envolvidos e uma previsão mais efetiva desses fenômenos em escalas regionais.

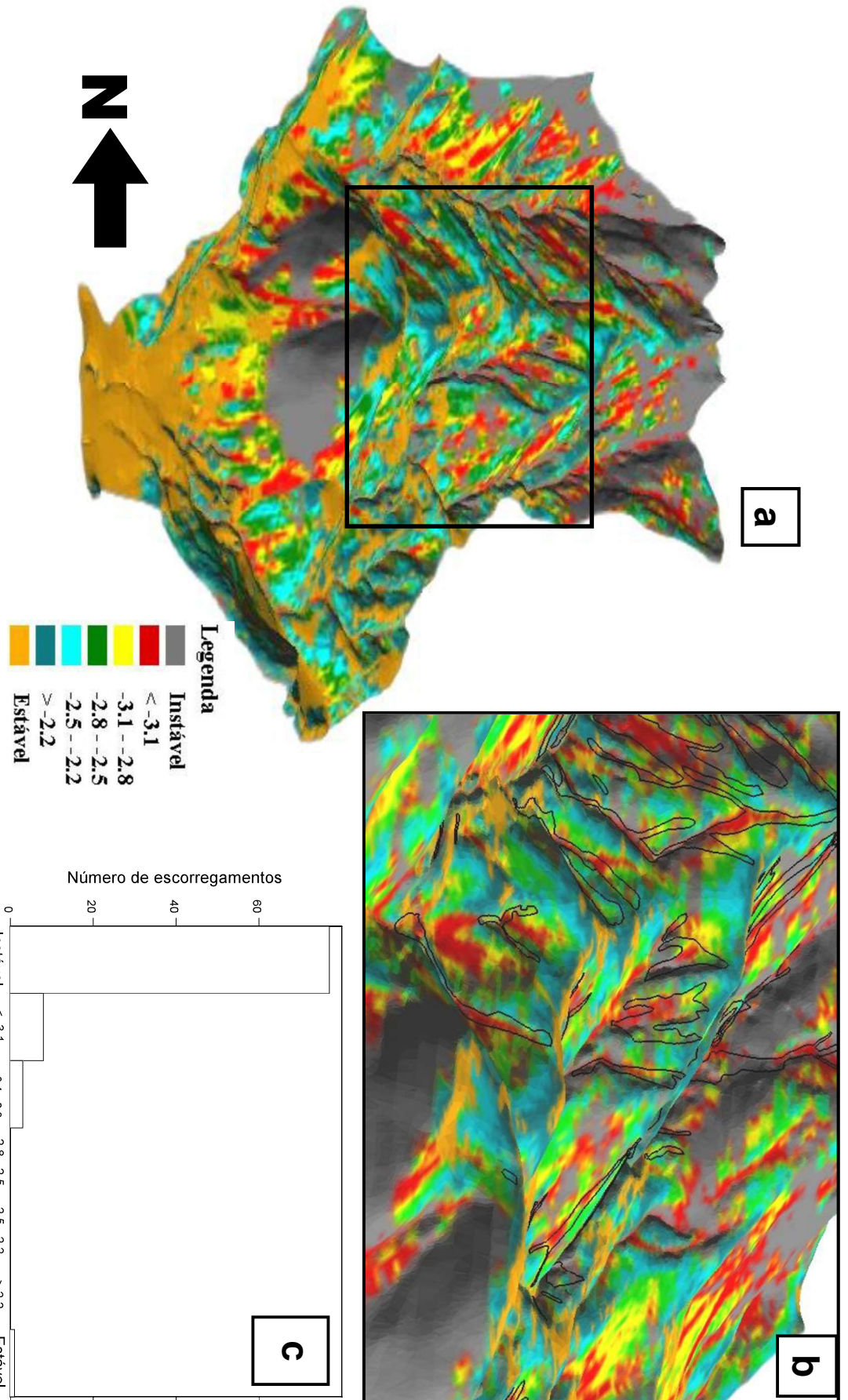


Figura 6 – Resultados da aplicação do modelo SHALSTAB às bacias dos rios Quitite e Papagaio. (a) Visão geral (3D) da distribuição das classes de instabilidade nas bacias estudadas (Quitite à esquerda e Papagaio à direita), para um dos cenários simulados (razão $C'/z = 2$; $\phi = 30^\circ$; $\rho_s = 1,5 \text{ g/cm}^3$). As classes são definidas a partir da aplicação da Equação 1 à cada célula (2m x 2m) das bacias. (b) Comparação entre as classes de instabilidade previstas pelo modelo e a localização das cicatrizes dos deslizamentos de 1996 (contorno em preto), para a porção da área estudada demarcada pelo retângulo na Figura 6a, observando-se elevada concordância entre as áreas definidas como críticas pelo modelo (cinza e vermelho) e aquelas onde realmente ocorreram deslizamentos (contorno preto). (c) Avaliação da eficiência do modelo através da análise da distribuição do número de escorregamentos observados em cada uma das classes de instabilidade previstas pelo modelo, dentro do cenário simulado (a partir de Guimarães, 2000).

A eficiência da metodologia aqui utilizada resulta, dentre outras razões, do fato desta não delegar ao SIG o poder de decisão na definição das áreas mais susceptíveis à ocorrência de deslizamentos, a qual é aqui baseada nos processos hidrológicos e mecânicos, privilegiando o controle topográfico no desencadeamento desses fenômenos. Torna-se importante, porém, a continuidade dos estudos de modo a permitir a incorporação no modelo de outros fatores condicionantes dos movimentos de massa.

Agradecimentos

Este trabalho teve o apoio do CNPq, da FAPERJ, da CAPES, da Fundação Universitária José Bonifácio e do PRONEX (No. 664050/1998-0). A colaboração de várias pessoas durante diferentes fases deste trabalho é aqui reconhecida (Cláudio Amaral, Eurípedes Vargas Jr., Cláudio Mahler, Ana Cristina F. Vieira, Andréa P. de Souza, Ana Valéria F. A. Bertolino, Carla Santi, Carlos André Mendes, Edna Lindaura Luiz, Rafael Lucas, Vítor del Pieri, Kelly Esch, Hélder Jardim, entre outros). Os autores agradecem a William Dietrich (Univ. of California, Berkeley) pela permissão e colaboração no uso do modelo SHALSTAB. As críticas feitas por 3 revisores anônimos são aqui agradecidas.

Bibliografia

- Alexander, D.; Formichi, R. (1993) Tectonic causes of landslides. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18: 311-338.
- Almeida, M. C. J.; Nakazawa, A. (1991) Análise de correlação entre chuvas e escorregamentos no Município de Petrópolis, RJ. Anais do 7º Congr. Bras. Geol. Engenharia, ABGE: 129-137.
- Amaral, C. (1997) Landslides disasters management in Rio de Janeiro. 2ª Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas (2ª COBRAE), ABMS, ABGE e ISSMGE, Rio de Janeiro: 209-212.
- Amaral, C. P.; Barros, W. T.; Porto Jr., R. (1992) The structural control within a landslide in Rio de Janeiro. In Bell (ed.) *Landslides*. Balkema, Rotterdam: 1339-1343.
- Amaral, C. P. (1996) Escorregamentos no Rio de Janeiro: inventário, condicionantes e redução do risco. Tese de Doutorado, Eng. Civil, PUC-Rio.
- Anderson, M. G.; Burt, T. P. (1978) The role of topography in controlling throughflow generation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 3: 331-344.
- Anderson, M. G.; Kneale, P. E. (1987) Instrumentation of pore pressure and soil water suction. In Anderson, M.G. e Richards, K.S. (eds) *Slope Stability*. John Wiley, Chichester: 77-112.
- Anderson, M. G.; Pope, R. G. (1984) The incorporation of soil water models into geotechnical studies of landslide behaviour. 4th Int. Landslide Symposium, Toronto: 349-353.
- Anderson, M. G.; Richards, K. S. (1987) *Slope Stability*. John Wiley, New York, 624p.
- Augusto Filho, O.; Virgili, J. C. (1998) Estabilidade de Taludes. In Oliveira, A.M.S. e Brito, S.N.A. (eds) *Geologia de Engenharia*. ABGE, São Paulo: 243-269.
- Augusto Filho, O.; Wolle, C. M. (1996) Cartas de risco de escorregamentos: uma proposta metodológica e sua aplicação no município de Ilha Bela, SP. *Solos e Rochas*, 19: 45-62.
- Avelar, A. S.; Coelho Netto, A. L. (1992) Fluxos d'água subsuperficiais associados à origem das formas côncavas do relevo. 1ª Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas (1ª COBRAE). ABGE/ABMS, Rio de Janeiro: 709-720
- Avelar, A. S.; Lacerda, W. A. (1997) Causas iniciais do movimento de massa da encosta do Soberbo, Rio de Janeiro, Brasil. 2ª Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas (2ª COBRAE). ABMS, ABGE e ISSMGE, Rio de Janeiro: 3-12.
- Barata, F. E. (1969) Landslides in the tropical region of Rio de Janeiro. 7th Int. Confer. on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Mexico: 507-516.
- Barros, W. T.; Amaral, C.; Sobreira, F. G.; D'Orsi, R.; Maia, H. S.; Cunha, R. P. (1988) Catastrophic avalanche at the St. Genoveva clinic slope. *Solos e Rochas*, 11: 17-27.
- Barros, W. T.; Amaral, C. P.; D'Orsi, R. N. (1992) Landslide susceptibility map of Rio de Janeiro. In Bell (ed.) *Landslides*. Balkema, Rotterdam: 869-871.
- Beven, K.; Germann, P. (1982) Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research*, 18: 1311-1325.
- Beven, K. J.; Kirkby, M. J. (1979) A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Bulletin of Hydrological Sciences*, 24: 43-69.
- Bigarella, J. J.; Mousinho, M. R.; Silva, J. X. (1965) Considerações a respeito da evolução das vertentes. *Boletim Paranaense de Geografia*, 16 & 17: 85-116.
- Brabb, E. E.; Pampeyan, E.H.; Bonilla, M.G. (1972) Landslide susceptibility in San Mateo County, California, scale 1:62,500. *USGS Miscellaneous Field Studies Map*: MF-360.
- Brand, E. W. (1988) Landslide risk assessment in Hong Kong. 5th International Symp. on Landslides, Balkema, Lausanne: 1059-1074.
- Brandão, A. M. P. M. (1997). As chuvas e a ação humana: uma infeliz coincidência. In Rosa, L.P. e Lacerda, W.A. *Tormentas Cariocas*. UFRJ, Rio de Janeiro: 21-38.

- Bressani, L. A. (1997) Field suction measurements in a residual soil slope. 2ª Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas (2ª COBRAE). ABGE, ABMS e ISSMGE, Rio de Janeiro: 363-369.
- Brooks, S. M.; Richards, K. S.; Anderson, M. G. (1993a) Approaches to the study of hillslope development due to mass movement. *Progress in Physical Geography*, 17: 32-49.
- Brooks, S. M.; Richards, K. S.; Anderson, M. G. (1993b) Shallow failure mechanisms during the Holocene: utilisation of a coupled slope hydrology - slope stability model. In Allison, R. e Thomas, D. (eds.) *Landscape Sensitivity*. John Wiley, Chichester: 149-175.
- Brunsdon, D.; Doornkamp, J. C.; Fookes, P. G.; Jones, D. K. C.; Kelly, J. M. H. (1975) Large scale geomorphological mapping and highway engineering design. *Quart. Journ. Eng. Geol.*, 8: 227-253.
- Brunsdon, D.; Prior, D. B. (1984) *Slope Instability*. John Wiley, Chichester.
- Caine, N. (1980) The rainfall intensity - duration control of shallow landslides and debris flows. *Geograf. Ann.*, 62 A: 23-27.
- Campbell, R. H. (1973) Isopleth map of landslide deposits, Point Dume Quadrangle, Los Angeles County, California; an experiment in generalising and quantifying areal distribution of landslides. *U.S. Geol. Surv., Miscellaneous Field Studies Map*: MF-535
- Campos, J. L. E.; Vargas Jr., E. A.; Campos, T. M. P. (1992) Avaliação de campo da permeabilidade não-saturada de solos em encostas. 1ª Conf. Bras. sobre Estabilidade de Encostas. (1ª COBRAE). ABGE e ABMS, Rio de Janeiro: 371-382.
- Capecchi, F.; Focardi, P. (1988) Rainfall and landslides: research into a critical precipitation coefficient in an area of Italy. 5th Int. Symp. on Landslides, Balkema, Lausanne: 1131-1136.
- Carneiro, B. J. J.; Conciani, W. (1997) Emprego do TDR para acompanhar a evolução da infiltração de água no solo. 3º Simp. Bras. de Solos Não Saturados (ÑSAT'97), ABMS, Rio de Janeiro: 215-220.
- Carrara, A. (1983) A multivariate model for landslide hazard evaluation. *Mathematical Geology*, 15: 403-426.
- Carrara, A. C.; Carratelli, E. P.; Merenda, L. (1977) Computer-based data bank and statistical analysis of slope instability phenomena. *Z. Geomorph. N. F.*, 21: 187-222.
- Carrara, A. C.; Cardinali, M.; Detti, R.; Guzzetti, F.; Pasqui, V.; Reichenbach, P. (1991) GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16: 427-445.
- Carson, M. A.; Kirkby, M. J. (1972) *Hillslope form and process*. Cambridge University Press, Londres, 475p.
- Carson, M. A.; Petley, D. J. (1970) The existence of threshold hillslopes in the denudation of the landscape. *Trans. Inst. Brit. Geogr.*, 49: 71-95.
- Cerri, L. E. S. (1993) Riscos geológicos associados a escorregamentos: uma proposta para a prevenção de acidentes. Tese de Doutorado, UNESP, Rio Claro, SP.
- Cerri, L. E. S.; Amaral, C. P. (1998) Riscos Geológicos. In Oliveira, A.M.S. e Brito, S.N.A. (eds.) *Geologia de Engenharia*. ABGE, São Paulo: 301-310.
- Chung, C. F.; Fabbri, A. G. (1995) Multivariate regression analysis for landslide hazard zonation. In A. Carrara, A. e, Guzzetti, F. (eds.) *Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards*. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht: 107-142.
- Coelho, A. L. (1997) *Geologia estrutural e hidrogeologia da região do Quitite, Jacarepaguá (RJ): condicionantes dos escorregamentos nas encostas*. Monografia de Graduação, Escola de Geologia, UERJ.
- Coelho Netto, A. L. (1985) Surface hydrology and soil erosion in a tropical mountainous rainforest drainage basin, RJ. Tese de Doutorado, *Katholieke University Leuven*, Bélgica.
- Coelho Netto, A. L. (1999) Catastrophic landscape evolution in a humid region (SE Brazil): inheritances from tectonic, climatic and land use induced changes. *Supplementi di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, III, T.3: 21-48.
- Coelho Netto, A. L.; Fernandes, N. F. (1990) Hillslope erosion, sedimentation, and relief inversion in SE Brazil: Bananal, SP. *Int. Assoc. Hydr. Scient. Publ.*, 192: 174-182.
- Coelho Netto, A. L.; Fernandes, N. F.; Deus, C. E. (1988) Gullying in the southeastern Brazilian Plateau, SP. *Int. Assoc. Hydr. Scient. Publ.*, 174: 35-42.
- Conciani, W.; Carneiro, B. J. J.; Machado, S. L. (1997) Estimativa da condutividade hidráulica de solos não saturados através do TDR. 3º Simp. Bras. de Solos Não Saturados (ÑSAT'97), ABMS, Rio de Janeiro: 221-229.
- Coutinho, R. Q.; Costa, F. Q.; Souza Neto, J. B. (1997) Caracterização geotécnica e análise de estabilidade de uma encosta em solo residual de Pernambuco, Brasil. 2ª Conf. Brasileira sobre Estabilidade de Encostas (2ª COBRAE). ABGE/ABMS, Rio de Janeiro: 287-298.
- Crozier, M. J. (1986) *Landslides: causes, consequences, and environment*. Croom Helm, London, 252p.

- Crozier, M. J.; Vaughan, E. E. (1990) Relative instability of colluvium-filled bedrock depressions. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15: 329-339.
- Cruden, D. M. (1997) Estimating the risks from landslides using historical data. In Cruden, D.M. e Fel, R. (eds.) *Landslide Risk Assessment*. Balkema, Rotterdam: 177-184.
- Dietrich, W. E.; Montgomery, D.R. (1998) SHALSTAB: A digital terrain model for mapping shallow landslide potential. National Council of the Paper Industry for Air and Stream Improvement, Technical Report: 26p.
- Dietrich, W. E.; Dunne, T. (1978) Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain. *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. Bd.*, 29: 191-206.
- Dietrich, W. E.; Dunne, T. (1993) The channel head. In Beven, K. e Kirkby, M. (eds.) *Channel Network Hydrology*. John Wiley, Chichester: 175-219.
- Dietrich, W. E.; Reiss, R.; Hsu, M.-L.; Montgomery, D. R. (1995) A process-based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data. *Hydrological Processes*, 9: 383-400.
- Dietrich, W. E.; Wilson, C. J.; Montgomery, D. R.; McKean, J. (1993) Analysis of erosion thresholds, channel networks, and landscape morphology using a digital terrain model. *Journal of Geology*, 101: 259-278.
- Dietrich, W. E.; Wilson, C. J.; Reneau, S. L. (1986) Hollows, colluvium, and landslides in soil-mantled landscapes. In Abrahams, A.D. (ed.) *Hillslope Processes*. Allen & Unwin, Boston: 362-388.
- Dikau, R.; Jäger, S. (1995) Landslide hazard modelling in New Mexico and Germany. In McGregor, D. F. M. e Thompson, D. A. (eds.) *Geomorphology and Land Management in a Changing Environment*. John Wiley, Chichester: 51-67.
- D'Orsi, R.; D'Ávila, C.; Ortigão, J. A. R.; Moraes, L.; Santos, M. D.; Dias, A. (1997) Rio-Watch: The Rio de Janeiro landslide watch system. 2ª Conf. Bras. sobre Estabilidade de Encostas (2ª COBRAE), ABMS, ABGE e ISSMGE, Rio de Janeiro: 21-30.
- Dunne, T. (1970) Runoff production in a humid area. *United States Department of Agriculture Report*, ARS-41, 160p.
- Dunne, T. (1991) Stochastic aspects of the relations between climate, hydrology and landform evolution. *Transactions of the Japanese Geomorphological Union*, 12: 1-24.
- EMBRAPA (1980) Levantamento semidetalhado e aptidão agrícola dos solos do Município do Rio de Janeiro, RJ. Centro Nacional de Pesquisa de Solos, Rio de Janeiro, 66p.
- Fernandes, N. F. (1990) Hidrologia subsuperficial e propriedades físico-mecânicas dos complexos de rampa - Bananal (SP). Tese de Mestrado. Depto. de Geologia, IGEO, UFRJ, 151p.
- Fernandes, N. F.; Amaral, C. P. (1996) Movimentos de massa: uma abordagem geológico-geomorfológica. In Guerra, A.J.T. e Cunha, S.B. (org.) *Geomorfologia e Meio Ambiente*. Bertrand, Rio de Janeiro: 123-194.
- Fernandes, N. F.; Dietrich, W. E. (1997) Hillslope evolution by diffusive processes: the time scale for equilibrium adjustments. *Water Resources Research*, 33: 1307-1318.
- Fernandes, N. F.; Coelho Netto, A. L.; Lacerda, W. A. (1994) Subsurface hydrology of layered colluvium mantles in unchannelled valleys - southeastern Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19: 609-626.
- Fetter, C. W. (1994) Applied hydrogeology. Macmillan, New York, 3ª ed., 691p.
- Fredlund, D. G. (1987) Slope stability analysis incorporating the effect of soil suction. In Anderson, M.G. e Richards, K.S (eds.) *Slope Stability*. John Wiley, Chichester: 113-144.
- Freeze, R. A.; Cherry, J. A. (1979) Groundwater. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 604p.
- Gao, J. (1993) Identification of topographic settings conducive to landsliding from DEM in Nelson County, Virginia, U.S.A. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18: 579-591.
- Gee, M. D. (1992) Classification of landslide hazard zonation methods and a test of predictive capability. 6th Int. Symp. on Landslides, A. A. Balkema, Christchurch: 947-952.
- GEORIO (1996) Estudos geológicos-geotécnicos a montante dos condomínios Capim Melado e Vilarejo, Jacarepaguá. Prefeitura do Rio de Janeiro, Relatório Interno.
- Gill, J. R. (1962) Tertiary landslides, northwestern South Dakota and southeastern Montana. *Geological Society of America Bulletin*, 73: 725-736.
- Glade, T. (1998) Establishing the frequency and magnitude of landslide-triggering rainstorm events in New Zealand. *Environmental Geology*, 35: 2-3.
- Gryta, J. J.; Bartholomew, M. J. (1989) Factors influencing the distribution of debris avalanches associated with the 1969 Hurricane Camille in Nelson County, Virginia. In Schultz, A.P. e Wilson, R.W. *Landslide Processes of the Eastern United States and Puerto Rico*, Geological Soc. of Am. Special Paper: 15-28.
- Guidicini, G.; Iwasa, O. Y. (1976) Ensaio de correlação entre pluviosidade e escorregamentos em meio tropical úmido. IPT, Relatório Interno, São Paulo, 48p.

- Guidicini, G.; Nieble, C. M. (1984) Estabilidade de taludes naturais e de escavação. Edgard Blücher, São Paulo.
- Guimarães, R. F. (2000) A modelagem matemática na avaliação de áreas de risco a deslizamentos: o exemplo das bacias dos rios Quitite e Papagaio (RJ). Tese de Doutorado, Depto. de Geologia, UFRJ.
- Guimarães, R. F.; Fernandes, N. F.; Gomes, R. A. T.; Greenberg, H. M.; Montgomery, D. R.; Carvalho Jr., O. A. (submetido) Statistical analysis of sensitive soil parameters in a mathematical model for shallow landslide prediction. *Earth Surface Processes and Landforms*.
- Guimarães, R. F.; Montgomery, D. R.; Greenberg, H. M.; Gomes, R. A. T.; Vieira, B. C.; Fernandes, N. F. (1999a) Aplicação do modelo SHALSTAB para determinação de áreas de risco a escorregamentos rasos em regiões tropicais. XIX Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia. ABGE, São Paulo, Águas de São Pedro, CD-ROM.
- Guimarães, R. F.; Montgomery, D. R.; Greenberg, H. M.; Gomes, R. A. T.; Fernandes, N. F. (1999b) Application of a model for the topographic control on shallow landslides to catchments near Rio de Janeiro. In Lipard, S.J., Naess, A. e Sinding-Larsen, R. (eds.) IAMG99 - Annual Conf. of the Int. Association of Mathematical Geology. Noruega, Trondheim: 349-354.
- Guimarães, R. F.; Vieira, B. C.; Gomes, R. A. T.; Fernandes, N. F. (1998) Avaliação estatística de parâmetros fito-morfológicos nas cicatrizes dos movimentos de massa da bacia do Rio Quitite, Jacarepaguá (RJ). XL Congresso Brasileiro de Geologia. SBG, Belo Horizonte, pp. 417.
- Guzzetti, F.; Carrara, A.; Cardinali, M.; Reichenbach, P. (1999) Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology*, 31: 181-216.
- Hammond, C. J.; Prellwitz, R. W.; Miller, S. M. (1992) Landslide hazard assessment using Monte Carlo simulation. 6th International Symposium on Landslides, A. A. Balkema, Christchurch: 959-964.
- Hansen, A. (1984a) Landslide hazard analysis. In Brunsden, D. e Prior, D.B. (eds.) Slope Instability. John Wiley, Chichester: 523-602.
- Hansen, M. J. (1984b) Strategies for classification of landslides. In Brunsden, D. e Prior, D.B. (eds.) Slope Instability. John Wiley, Chichester: 1-25.
- Harp, E. L.; Wells II, W. G.; Sarmiento, J. G. (1990) Pore pressure response during failure in soils. *Geological Society of America Bulletin*, 102: 428-438.
- Hearn, G. J. (1992) Terrain hazard mapping at Ok Tedi mine, Papua New Guinea. 6th International Symp. on Landslides, A. A. Balkema, Christchurch: 971-976.
- Heimovaara, T. J.; Bouten, W. (1990) A computer-controlled 36-channel time domain reflectometry system for monitoring soil water contents. *Water Resources Research*, 26: 2311-2316.
- Hencher, S. R. (1987) The implications of joints and structures for slope stability. In Anderson, M.G. e Richards, K.S (eds.). Slope Stability. John Wiley: 145-186.
- Hillel, D. (1998) Environmental Soil Physics. Academic Press, San Diego, 771p.
- Hollingsworth, R.; Kovacs, G. S. (1981) Soil slumps and debris flows : prediction and protection. *Bull. of the American Assoc. of Engineering Geologists*, 18: 17-28.
- Hutchinson, J. N. (1988) General report: morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. 5th International Symposium on Landslides. A. A. Balkema, Lausanne: 3-35.
- Hutchinson, J. N. (1995) Keynote paper: Landslide hazard assessment. 6th International Symp. on Landslides. A. A. Balkema, Christchurch: 1805-1841.
- IAEG (1990) Suggested nomenclature for landslides. *International Association of Engineering Geology Bulletin*, 41: 13-16.
- Iida, T.; Okunishi, K. (1983) Development of hillslopes due to landslides. *Zeitschrift fur Geomorphologie, Suppl. Bd*, 46: 67-77.
- IUGS Working Group on Landslides (1997) Quantitative risk assessment for slopes and landslides - The state of the art. In Cruden, D.M. e Fell, R. (eds.) Landslide Risk Assessment. Balkema, Rotterdam: 3-12.
- Jibson, R. W.; Keefer, D. K. (1993) Analysis of the seismic origin of landslides: examples from the New Madrid seismic zone. *Geological Soc. of America Bull.*, 105: 521-536.
- Kay, J. N.; Chen, T. (1995) Rainfall-landslide relationship for Hong Kong. *Geotechnical Engineering*, 113: 117-118.
- Keefer, D. K. (1984) Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95: 406-421.
- Keefer, D. K.; Wilson, R. C.; Mark, R. K.; Brabb, E. E.; Brown, W. M. III; Ellen, S. D.; Harp, E. L.; Wiczorek, G. F.; Alger, C. S.; Zarkin, R. S. (1987) Real-time landslide warning during heavy rainfall. *Science*, 238: 921-925.
- Kirkby, M. J. (1987) General models of long-term slope evolution through mass movement. In Anderson, M.G. e Richards, K.S. Slope Stability (eds.). John Wiley, Chichester: 359-379.

- Kochel, R. C. (1987) Holocene debris flows in central Virginia. In Costa, J.E. e Wieczorek, G.F. (eds.) *Debris Flows/ Avalanches: Process, Recognition, and Mitigation*. Geological Society of America, Boulder: 139-155.
- Lacerda, W. A. (1997) Stability of natural slopes along the tropical coast of Brazil. In Almeida, M. (ed.) *Proceeding of the Internacional Symposium on Recent Developments in Soil and Pavement Mechanics*. Balkema, Brookfield: 17-39.
- Lacerda, W. A.; Santos Jr., O. F.; Ehrlich, M. (1997) Efeitos das variações de poro-pressão sobre a estabilidade de encostas em solos residuais. 2ª Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas (2ª COBRAE), ABGE, ABMS e ISSMGE, Rio de Janeiro: 381-388.
- Lacerda, W. A.; Sandroni, S. (1985) Movimentos de massas colúviais. Mesa Redonda Sobre Aspectos Geotécnicos de Encostas. Clube de Engenharia, Rio de Janeiro: 1-19.
- Lara, A. A.; Marques, E. A. G.; Almeida, L. C. R. (1997) Mapeamento de risco de acidentes associados a escorregamentos - Morro da Serrinha, Rio de Janeiro, Brasil. 2ª Conf. Bras. sobre Estabilidade de Encostas (2ª COBRAE). ABMS, ABGE e ISSMGE, Rio de Janeiro: 837-845.
- Larsen, M. C.; Torres-Sanchez, A. J. (1998) The frequency and distribution of recent landslides in three montane tropical regions of Puerto Rico. *Geomorphology*, 24: 309-331.
- Leroi, E. (1997) Landslide risk mapping: problems, limitations and developments. In Cruden, D.M. e Fell, R. (eds.) *Landslide Risk Assessment*. Balkema, Rotterdam: 239-250.
- Lopes, J. A. U. (1997) The role of landslides in the landscape evolution: theoretical and practical aspects. 2ª Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas (2ª COBRAE). ABMS, ABGE e ISSMGE, Rio de Janeiro: 91-100.
- Meis, M. R. M.; Silva, J. X. (1968) Considerações geomorfológicas a propósito dos movimentos de massa ocorridos no Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geografia*, 30: 55-72.
- Modenesi, M. C. (1988) Quaternary mass movements in a tropical plateau (Campos de Jordão, São Paulo, Brazil). *Zeitschrift für Geomorphologie. N. F.*, 32: 425-440.
- Montgomery, D. R. (1994) Road surface drainage, channel initiation, and slope stability. *Water Resources Research*, 30: 1925-1932.
- Montgomery, D. R.; Dietrich, W.E. (1994) A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Resources Research*, 30: 1153-1171.
- Montgomery, D. R.; Dietrich, W. E.; Torres, R.; Anderson, S. P.; Heffner, J. T.; Loague, K. (1997) Hydrologic response of a steep, unchanneled valley to natural na applied rainfall. *Water Resources Research*, 33, 91-109.
- Montgomery, D. R.; Sullivan, K.; Greenberg, M. H. (1998) Regional test of a model for shallow landsliding. *Hydrological Processes*, 12: 943-955.
- Moore, I. D.; Grayson, R. B.; Ladson, A. R. (1991) Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological and biological applications. *Hydrological Processes*, 5: 3-30.
- Moreira, B. D. M. (1998) Estudo experimental da permeabilidade saturada-não saturada de um solo de uma encosta do Rio Janeiro. Tese de Mestrado, Eng. Civil, PUC-Rio, 61p.
- Moreira, I. C. (1999) Avaliação das áreas de risco ambientais urbanos do vale do Quitite - Jacarepaguá- RJ. Monografia de Graduação, Depto. de Geologia, UFRRJ.
- Morgan, G. C. (1992) Evaluate total risk to communities from large debris flows. *Goetechnique and Natural Hazards, Geohazards '92 Symposium*. BiTech Publishers: 225-236.
- Morgan, R. P. C. (1996) *Soil Erosion and Conservation*. Addison-Wesley, 2ª ed.
- Morgenstern, N. R. (1997) Toward Landslide Risk Assessment in Practice. In Cruden, D.M. e Fell, R. (eds.) *Landslide Risk Assessment*. Balkema, Rotterdam: 15-23.
- Mulder, H. F. H. M.; Van Asch, T. W. J. (1988) A stochastic approach to landslide hazard determination in a forested area. 5th Int. Symp. on Landslides. Balkema, Lausanne: 1207-1210.
- Neeley, M. K.; Rice, R. M. (1990) Estimating risk of debris slides after timber harvest in northwestern California. *Bulletin of the American Association of Engineering Geologists*, 27: 281-289.
- Neuland, H. (1976) A prediction model of landslips. *Catena*, 3: 215-230.
- Nielsen, T. H.; Brabb, E. E. (1977) Slope stability studies in the San Francisco Bay region, California. *Reviews in Engineering Geology-GSA*, 3: 235-243.
- Okimura, T.; Ichikawa, R. (1985) Prediction methods for surface failures by movements of infiltrated water in a surface soil layer. *Natural Disaster Science*, 7: 41-51.
- Okimura, T.; Kawatani, T. (1987) Mapping of the potential surface-failure sites on granite mountain slopes. In Gardiner, V. (ed.) *International Geomorphology 1986, Part 1*. John Wiley, Chichester: 121-138.
- Oliveira, A. M. S.; Filho, D. C. (1996) Ensaio de permeabilidade em solos. Orientações para

- execução no campo. ABGE, São Paulo, 4ª ed., 36p.
- O'Loughlin, E. M. (1986) Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resources Research*, 22(5): 794-804.
- Paige, G. B.; Hillel, D. (1993) Comparison of three methods for assessing hydraulic properties. *Soil Science*, 156: 175-189.
- Pedrosa, M. G. (1994) Análise de correlações entre pluviometria e escorregamentos de taludes. Tese de Doutorado, COPPE, Eng. Civil, UFRJ.
- Pedrosa, M. G. A.; Soares, M. M.; Lacerda, W. A. (1988) Mechanism of movement in colluvial slopes in Rio de Janeiro. 5th International Symposium on Landslides, Balkema, Lausanne: 1211-1216.
- Reneau, S. L.; Dietrich, W. E. (1987) The importance of hollows in debris flow studies; examples from Marin County, California. In Costa, J.E. e Wiczoredk, G.F. (eds.) Debris Flows/Avalanches: Process, Recognition and Mitigation. Geological Society of America, Boulder: 165- 179.
- Reneau, S. L.; Dietrich, W. E.; Wilson, C. J.; Roger, J. D. (1984) Colluvial deposits and associated landslide in the northern San Francisco Bay area, California, USA. 4th Internatinal Symposium on Landslides, Toronto: 425-430.
- Reynolds, W. D.; Elrick, D. E. (1985) In situ measurement of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity and the alpha-parameter using the Guelph Permeameter. *Soil Science*, 140: 292-302.
- Salverda, A. P.; Dane, J. H. (1993) An examination of Guelph permeameter for measuaring the Soil's hydraulic properties. *Geoderma*, 57: 405-421.
- Santos, M. R. G. (2000) Aplicação de métodos de geoprocessamento para o estudo da instabilidade de encostas no Município de Teresópolis - RJ. Tese de Mestrado, Depto. de Geologia, UFRJ.
- Sassa, K. (1989) Geotechnical classification of landslides. *Landslide News*, 3: 21-24.
- Schoeneberger, P.; Amoozegar, A. (1990). Directional saturated hydraulic conductivity and macropore morphology of a soil-saprolite sequence. *Geoderma*, 46: 31-49.
- Schoeneberger, P. J.; Amoozergar, A.; Buol, S. W. (1995) Physical property variation of soil and continuum at three geomorphic positions. *Geoderma*, 46: 31-49.
- Selby, M. J. (1993) Hillslope Materials & Processes. Oxford University Press, New York, 2ª ed., 451p.
- Sidle, R. C.; Pearce, A. J.; O'Loughlin, C. L. (1985) Hillslope Stability and Land Use. American Geophysical Union, Washington, 141p.
- Soeters, R.; Van Westen, C. J. (1996) Slope instability recognition, analysis, and zonation. In Turner, A.K. e Schuster, R.L. (eds.) Landslides Investigation and Mitigation. Transportation Research Board National Research Council: 129-177.
- Souza, M. L.; Zuquette, L. V. (1997) Cartas de zoneamento da susceptibilidade aos movimentos de massa e processos correlatos de uma parcela da área urbana na cidade de Ouro Preto (MG), Brasil. 2ª Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas (2ª COBRAE), ABMS, ABGE e ISSMGE, Rio de Janeiro: 847-851.
- Stephens, D. B. (1996) Vadose Zone Hydrology. Lewis Publishers, 347p.
- Stevenson, P. C. (1977) An empirical method for the evaluation of relative landslide risk. *Bull. Int. Assoc. of Engineering Geologists*, 16: 69-72.
- Tatizana, C.; Ogura, A. T.; Cerri, L. E.; Rocha, M. C. M. (1987a) Análise de correlação entre chuvas e escorregamentos, Serra do Mar, Mun.de Cubatão. 5º Congr. Bras. Geol. Eng., ABGE, São Paulo: 225-236.
- Tatizana, C., Ogura, A. T.; Cerri, L. E.; Rocha, M. C. M. (1987b) Modelamento numérico da análise de correlação entre chuvas e escorregamentos aplicado às encostas da Serra do Mar, município de Cubatão. 5º Congr. Bras. Geol. Eng., ABGE, São Paulo: 237-248.
- Terlien, M. T. J.; Van Asch, T. W. J.; Van Westen, C.J. (1995) Deterministic modelling in GIS-based landslide hazard assessment. In Carrara, A. e Guzzetti, F. (eds.) Advances in Natural and Technological Hazard Research. Kluwer, 57-77.
- Tindall, J. A.; Kundel, J. R. (1999) Unsaturated Zone Hydrology for Scientists and Engineers. Prentice Hall, Upper Saddle River, 624p.
- Tsukamoto, Y.; Ohta, T.; Noguchi, H. (1982) Hydrological and geomorphological studies of debris slides on forested hillslopes in Japan. *International Association of Hydrological Scientists Publication*, 137: 89-98.
- Van Genuchten, P. M. B.; Derijke, H. (1989) On pore water pressure variations causing slide velocities and accelerations observed in a seasonally active landslide. *Earth Surface Processes and Landforms*, 14: 577-586.
- Van Westen, C. J. (1993) Application of geographic information system to landslide hazard zonation. ITC Publication, Enschede, The Netherlands, 15: 245p.
- Vargas Jr., E.; Costa Filho, L. M.; Campos, T. M. P. (1990) Saturated-unsaturated analysis of water flow in slopes of Rio de Janeiro - Brazil. *Computers and Geotechnics*, 10: 247-261.

- Vargas Jr., E.; Oliveira, A. R. B.; Costa Filho, L. M. C.; Campos, T. P. (1986) A Study of the relationship between the stability of slopes in residual soils and rain intensity. Int. Symp. on Environmental Geotechnology. Envo Publishing, Leigh: 491-500.
- Varnes, D. J. (1958) Landslides types and processes. In Eckel, E.B. (ed.) Landslides and Engineering Practice. National Academy of Science, Washington: 20-47.
- Varnes, D. J. (1978) Slope movements types and processes. In Schuster, R.L. e Krizek, R.J. (eds.) Landslides Analysis and Control. National Academy of Science, Washington: 11-33.
- Varnes, D. J. (1984) Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. UNESCO, Paris, 61p.
- Vieira, B. C. (2001) Caracterização *in situ* da condutividade hidráulica dos solos e sua influência no condicionamento dos deslizamentos da bacia do rio Papagaio, Maciço da Tijuca (RJ). Tese de Mestrado, Depto. de Geografia, UFRJ, 130p.
- Vieira, B. C.; Castro Jr., E.; Fernandes, N. F. (1998) Controles fito-morfológicos dos escorregamentos da bacia do Quitite (RJ). *Revista GEOSUL*, 27: 324-328.
- Vieira, B. C.; Fernandes, N. F. (submetido) Landslides in Rio de Janeiro: The role played by variations in soil hydraulic conductivity. *Hydrological Processes*.
- Vieira, B. C.; Vieira, A.C.F.; Fernandes, N.F.; Amaral, C.P. (1997) Estudo comparativo dos movimentos de massa ocorridos em Fevereiro de 1996 nas bacias do Quitite e Papagaio (RJ): uma abordagem geomorfológica. 2ª Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas (2ª COBRAE). ABMS, ABGE e ISSMGE. Rio de Janeiro: 165-174.
- Ward, T. J.; Ruh-Ming, L.; Simons, D. B. (1982) Mapping landslide hazards in forest watershed. *Journal of Geotechnical Engineering Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, 108: 319-324.
- Wieczorek, G. F. (1984) Preparing a detailed landslide-inventory map for hazard evaluation and reduction. *Bulletin Association of Engineering Geologists*, 21: 337-342.
- Wolle, C. M.; Carvalho, C. S. (1989) Deslizamentos em encostas na Serra do Mar - Brasil. *Solos e Rochas*, 12: 27-36.
- Wolle, M. C.; Hachich, W. (1989) Rain-induced landslides in southeastern Brazil. 12th Int. Conf. on Soil Mech. and Found. Eng., Rio de Janeiro: 1639-1642.
- Wright, R. H.; Campbell, R. H.; Nilsen, T. H. (1974) Preparation and use of isopleth maps of landslide deposits. *Geology*, 2: 483-485.
- Wu, W.; Sidle, R. C. (1995). A distributed slope stability model for steep forested basins. *Water Resources Research*, 31: 2097-2110.
- Xavier da Silva, J.; Goes, M.H.B.; Ferreira, A.L.; Bergamo, R.B.A.A.; Iervolino, P., Rocha, E.N.; Pacheco, E.A.; Silveira, R.S.; Machado, R.D., Costa, W.P. (1996) Estimativa de riscos de deslizamentos/desmoronamentos no maciço do Tinguá e arredores. XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia. SBG, Salvador: 273-276.