

ESTUDO DE ESCORREGAMENTOS NA BACIA DO RIO CUNHA, RIO DOS CEDROS/ SC, COM OS MODELOS SHALSTAB E SINMAP.

Gean Paulo Michel

Orientador: Prof. Dr. Masato Kobiyama

Co-orientador: Roberto Fabris Goerl

2011/2



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO TECNOLÓGICO
CURSO DE GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA SANITÁRIA E
AMBIENTAL**

**ESTUDO DE ESCORREGAMENTOS NA BACIA DO RIO CUNHA, RIO
DOS CEDROS/ SC, COM OS MODELOS SHALSTAB E SINMAP.**

Gean Paulo Michel

FLORIANÓPOLIS, (SC)
Dezembro/2011

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO TECNOLÓGICO
CURSO DE GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA SANITÁRIA E AMBIENTAL

**ESTUDO DE ESCORREGAMENTOS NA BACIA DO RIO CUNHA, RIO DOS
CEDROS/ SC, COM OS MODELOS SHALSTAB E SINMAP.**

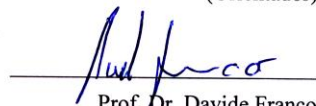
Gean Paulo Michel

Trabalho submetido à Banca Examinadora como parte dos
requisitos para Conclusão do Curso de Graduação em
Engenharia Sanitária e Ambiental–TCC II.

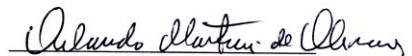
BANCA EXAMINADORA :



Prof. Dr. Masato Kobiyama
(Orientador)



Prof. Dr. Davide Franco
(Membro da Banca)



Prof. Dr. Orlando Martini de Oliveira
(Membro da Banca)

FLORIANÓPOLIS, (SC)

Dezembro/2011

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador, Professor Masato Kobiyama, pelos sábios conselhos, orientação e amizade.

Ao meu co-orientador, Roberto Fabris Goerl, pelas enérgicas discussões acerca dos assuntos relatados neste trabalho e amizade.

Aos integrantes do Laboratório de Hidrologia pelo auxílio em diversas atividades e grande parceria.

Aos demais professores do Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental que contribuíram na minha formação.

Aos funcionários da Prefeitura de Rio dos Cedros e moradores da bacia do rio Cunha que sempre nos receberam maravilhosamente bem para realização dos trabalhos.

Aos colegas de turma pelos incontáveis momentos de descontração ao longo do curso.

Aos grandes amigos Mateus, Eduardo, Guilherme, Roberto, Pedro, Fábio, Henrique e demais pela construção de grandes histórias que serão eternamente lembradas.

Ao meu pai, Paulo Michel, por me guiar pelo caminho e representar um grande exemplo a ser seguido. A minha mãe, Rosane, que mesmo ausente inspirou cada conquista. A minha irmã Patrícia pela amizade, exemplo e apoio. Ao meu irmão, Rossano, pela amizade e lealdade incondicionais. Aos meus irmãos Júlia, Pedro e Joaquim.

A minha namorada, Pâmela, por todo apoio, dedicação, carinho, sinceridade, compreensão e amor durante toda esta jornada.

A Deus pelas bênçãos concedidas.

RESUMO

Os desastres naturais têm aumentado em frequência e intensidade. Dentre os desastres, os que mais têm afetado pessoas são os hidrológicos (inundações e escorregamentos). No Brasil, apesar das inundações ocorrerem com maior frequência, os escorregamentos têm chamado mais a atenção da sociedade, principalmente devido aos danos causados. Entre as medidas de prevenção, mapeamentos baseados em modelos de estabilidade de encosta têm se destacado devido ao seu baixo custo e relevante aplicação. Os modelos SINMAP e SHALSTAB foram selecionados para avaliação das áreas susceptíveis a escorregamentos translacionais na bacia do Rio Cunha, SC. Os modelos utilizam dados pedológicos, topográficos e hidrológicos para previsão de áreas instáveis. A obtenção dos dados pedológicos foi realizada através de ensaios de cisalhamento direto, cálculo da densidade e análise granulométrica do solo. Os dados topográficos foram mensurados através de ferramentas de sistemas de informação geográfica (SIG). A série histórica de precipitação da região foi usada para obtenção dos dados hidrológicos. Também foi gerado o inventário de cicatrizes de escorregamentos, utilizado na calibração dos modelos. Os modelos foram aplicados à bacia e seus resultados foram comparados com o inventário a fim de selecionar o modelo que melhor se adaptaria as condições locais. O SHALSTAB demonstrou melhor aptidão para detectar os pontos de escorregamento na bacia. Além disso, a análise de sensibilidade demonstrou que, dentre os parâmetros de entrada, os modelos são mais sensíveis ao ângulo de atrito interno do solo.

Palavras-chave: Escorregamentos Translacionais, SHALSTAB, SINMAP, Chuva, Mapeamento, Análise de Sensibilidade.

ABSTRACT

The natural disasters have increased in frequency and intensity. Among disasters, the hydrological ones (floods and landslides) have affected more people in the world. In Brazil, despite floods are most common, the landslides have called the attention of society, mainly due to damage. Among preventive measures, mapping based on stability slope models have highlighted due to its low cost and relevant application. The models SHALSTAB and SINMAP were selected for assessment of areas susceptible to landslides in the Rio Cunha basin, SC. The models use pedological, topographic and hydrological data to forecasting unstable areas. The pedological data was collected by direct shear test, calculation of density and particle size analysis. The topographic data was calculated by geographical information system (GIS) tools. The precipitation time series of the region was used to obtain hydrological data. A inventory of landslide scars was created and used on the calibration of the models. The models were applied and its results were compared to the inventory to select the model that can describe better the basin features. SHALSTAB shows a better performance to detect landslides sites in the basin. Moreover, a sensibility analysis showed that, among the input parameters, the models results are more affected by internal friction angle of the soil.

Keywords: Translational Landslides, SHALSTAB, SINMAP, Rain, Mapping, Sensibility Analysis.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Ocorrência de desastres naturais entre 1900-2009.....	23
Figura 2 – Escorregamentos na região serrana do Rio de Janeiro em	28
Figura 3 – Representação do modelo de estabilidade de vertente infinita.	30
Figura 4 – Elementos usados pelo modelo hidrológico. (Adaptado de Montgomery e Dietrich, 1994).	32
Figura 5 – Local e altimetria da bacia do rio Cunha – SC.	40
Figura 6 – Mapa das classes de solos da bacia do rio Cunha. Fonte: EMBRAPA 2006.	41
Figura 7 – Dados de precipitação associados aos escorregamentos a) Precipitação diária entre 01/08/2008 e 23/11/2008; b) Precipitação acumulada para o mesmo período.	43
Figura 8 - Coleta de amostras em campo.	44
Figura 9 – Cabeceira de um dos escorregamentos na bacia do rio Cunha.	46
Figura 10 – Definição das áreas usadas no cálculo de IA e IE – Apadtado de Sorbino et al. (2010).	52
Figura 11 – Mapa de declividade da bacia do Rio Cunha.	53
Figura 12 – Mapa da área de contribuição a montante da bacia do Rio Cunha.	54
Figura 13 – Mapa de Estabilidade da Bacia do Rio Cunha (SHALSTAB).	56
Figura 14 – Reclassificações do mapa de estabilidade para $\log q/T$: a) -3,4; b)- 3,3; c)-3,2; d)-2,8.	59
Figura 15 – Gráfico de declividade pela área de contribuição.	61
Figura 16 – Mapa de estabilidade da bacia do Rio Cunha gerado com SINMAP.	66
Figura 17 – Análise de sensibilidade com SHASLTAB.	69
Figura 18 – Análise de Sensibilidade com SINMAP.	71
Figura 19 – Porcentagem cumulativa de área e de escorregamentos mapeados em cada classe de estabilidade. a) SHALSTAB; b) SINMAP.	74
Figura 20 – Mapa de estabilidade da bacia do Rio Cunha em função de q	76

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Classificação dos desastres segundo o EM-DAT.....	22
Tabela 2 – Definição das classes de estabilidade do SINMAP.	35
Tabela 3 – Descrição dos pluviômetros usados no trabalho.	42
Tabela 4 - Valores médios de c e ϕ	45
Tabela 5 - Valor médio de K_s	46
Tabela 6 - Valor médio de ρ_s	47
Tabela 7 – Parâmetros de Entrada do modelo SHALSTAB	55
Tabela 8 – Distribuição da área e dos escorregamentos.....	57
Tabela 9 – Porcentagem de área em cada classe de estabilidade.	60
Tabela 10 – Valores de q/T , seus respectivos períodos e precipitação acumulada.	61
Tabela 11 – Períodos de tempo similares ao acumulado pluviométrico para diferentes $\log q/T$	63
Tabela 12 – Períodos de tempo similares ao acumulado pluviométrico para diferentes $\log q/T$	65
Tabela 13 – Distribuição da área e dos escorregamentos.....	67
Tabela 14 – Variação dos parâmetros na análise de sensibilidade (SHALSTAB).	68
Tabela 15 – Variação dos parâmetros na análise de sensibilidade (SINMAP) ..	70
Tabela 16 – Índice de Acerto e de Erro para os modelos SHALSTAB e SINMAP.	72
Tabela 17 - Valores de c e ϕ	83
Tabela 18 - Distribuição granulométrica e K_s	84
Tabela 19 - Valores de ρ_s	84

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Descrição	Unidade
τ	Tensão cisalhante	N/m ²
c	Coesão do solo	N/m ²
σ	Tensão normal	N/m ²
u	Porosidade	N/m ²
ϕ	Ângulo de atrito interno do solo	Graus
W	Peso do solo	N
l	Comprimento da encosta	m
ρ_s	Densidade do solo úmido	Kg/m ³
g	Aceleração gravitacional	m/s ²
p	Espessura do solo	m
z	Profundidade vertical do solo	m
θ	Declividade da encosta	Graus
h	Altura da coluna d'água	m
ρ_w	Densidade da água	Kg/m ³
c_r	Coesão de raízes	N/m ²
c_s	Coesão do solo	N/m ²
FS	Fator de segurança	-
Q_e	Quantidade de entrada d'água	m ³ /d
q	Taxa de recarga uniforme	mm/d
a	Área de contribuição	m ²
Q_s	Quantidade de saída d'água	m ³ /d
K_s	Condutividade hidráulica saturada	m/d
i	Gradiente hidráulico	m/m
b	Comprimento de contorno	m
w	Umidade do solo	m/m
T	Transmissividade do solo	m ² /d
SI	Índice de estabilidade	-
IA	Índice de acerto	%
IE	Índice de erro	%

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO.....	21
2.	OBJETIVOS.....	25
2.1.	Objetivo Geral.....	25
2.2.	Objetivos Específicos.....	25
3.	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	26
3.1.	Modelo de Estabilidade de Vertente Infinita.....	29
3.2.	Modelo Hidrológico de Estado Uniforme (Steady State).....	32
3.3.	SINMAP.....	33
3.4.	SHALSTAB.....	37
4.	MATERIAIS E MÉTODOS.....	39
4.1.	Área de Estudo.....	39
4.2.	Dados Topográficos, de Chuva e Pedológicos.....	41
4.2.1.	Dados Topográficos.....	41
4.2.2.	Dados de Chuva.....	42
4.2.3.	Dados Pedológicos.....	43
4.2.3.1.	Ensaio de Cisalhamento Direto.....	44
4.2.3.2.	Condutividade Hidráulica Saturada.....	45
4.2.3.3.	Profundidade do Solo.....	46
4.2.3.4.	Densidade do Solo.....	47
4.3.	Aplicação e Calibração dos Modelos.....	47
4.4.	Método de Determinação da Chuva Crítica.....	48
4.5.	Método de Análise de Sensibilidade.....	50
4.6.	Método de Comparação entre os Modelos.....	51
5.	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	52
5.1.	Resultados do SHALSTAB.....	54
5.2.	Determinação da Chuva Crítica.....	58
5.3.	Resultados do SINMAP.....	64
5.4.	Análise de Sensibilidade.....	67
5.5.	Comparação entre os Modelos.....	72
5.6.	Mapa de Estabilidade da Bacia do Rio Cunha.....	75
6.	CONCLUSÃO.....	77
7.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	79
8.	ANEXOS.....	83
8.1.	Anexo 1 – Resultado dos Ensaios de Caracterização do Solo....	83

1. INTRODUÇÃO

Os escorregamentos de terra são fenômenos naturais que, juntamente com outros processos exógenos e endógenos de formação do relevo, são responsáveis por modelar a paisagem terrestre. Segundo Sidle e Ochiai (2006), os escorregamentos são importantes agentes geomorfológicos naturais que moldam áreas montanhosas e redistribuem sedimento em terrenos mais suaves. Então, pode-se dizer que grande parte da paisagem da Terra tem sido esculpida por grandes episódios de escorregamentos, enquanto que, mais sutis, porém também significativas modificações do relevo têm sido realizadas por escorregamentos de menor magnitude que ocorrem com maior frequência.

Apesar de serem processos naturais de grande importância para evolução da paisagem, muitas vezes os escorregamentos tornam-se ameaças à vida humana. Isto acontece devido à ocupação indevida de áreas de maior declividade, que apresentam maior probabilidade de ocorrência de escorregamentos. Kobiyama et al. (2010a) comentam que, em um processo de ocupação, a população tende a ocupar inicialmente as planícies, porém, com a escassez de espaço, ocorre a ocupação de áreas mais declivosas. Áreas declivosas estão mais propensas à ocorrência de escorregamentos e sua forma de ocupação leva a um aumento do número de ocorrência de desastres naturais. Além disso, a influência antrópica em encostas pode gerar uma modificação significativa das condições hidrológicas e topográficas, acelerando processos de escorregamento.

Nas últimas décadas houve um grande aumento nos danos causados pelos desastres naturais, em virtude de dois fatores: a) aumento das pessoas que ocupam áreas susceptíveis a fenômenos naturais em virtude do crescimento populacional; b) precárias condições econômicas das pessoas que ocupam as áreas susceptíveis, implicando em construções com alto grau de vulnerabilidade (MacDonald, 2003).

A Tabela 1 mostra a classificação dos desastres naturais utilizada pelo EM-DAT (The International Disaster Database) onde são estabelecidas cinco classes de desastres. Os escorregamentos deflagrados por estações chuvosas (escorregamentos úmidos), forma mais comum de escorregamento no Brasil, são classificados como desastres hidrológicos.

Tabela 1 - Classificação dos desastres segundo o EM-DAT.

Classe	Definição	Principais tipos
Geofísico	Originado por forças internas da terra	Terremoto, vulcão
Meteorológico	Originado por processos atmosféricos temporários	Tempestade
Hidrológico	Originado por alterações no sistema hidrológico local	Inundação, movimento de massa (úmido)
Climatológico	Originado por efeitos climáticos duradouros	Temperatura extrema, seca
Biológico	Originado pela exposição a germes e substâncias tóxicas	Epidemia, infestação de insetos

A Figura 1, construída com dados do EM-DAT (2011), apresenta a distribuição anual dos desastres naturais e a porcentagem de pessoas afetadas em cada classe. Nota-se um crescimento acentuado do número de registros, principalmente após 1975. O aumento do número e da intensidade dos desastres não está necessariamente associado ao aumento da freqüência do fenômeno natural que o originou. A ocupação de áreas susceptíveis antes inabitadas conduz ao incremento do número e intensidade dos desastres sem necessidade de alteração na freqüência e intensidade do fenômeno. Apesar de todos os desastres estarem aumentando em freqüência, os hidrológicos como inundações e escorregamentos são os que apresentaram maior crescimento. A Figura 1 também apresentada a quantidade total de pessoas afetadas entre 1900 e 2009. Vê-se que 50% dessas pessoas foram afetadas por desastres hidrológicos, seguido pelos climatológicos (33%).

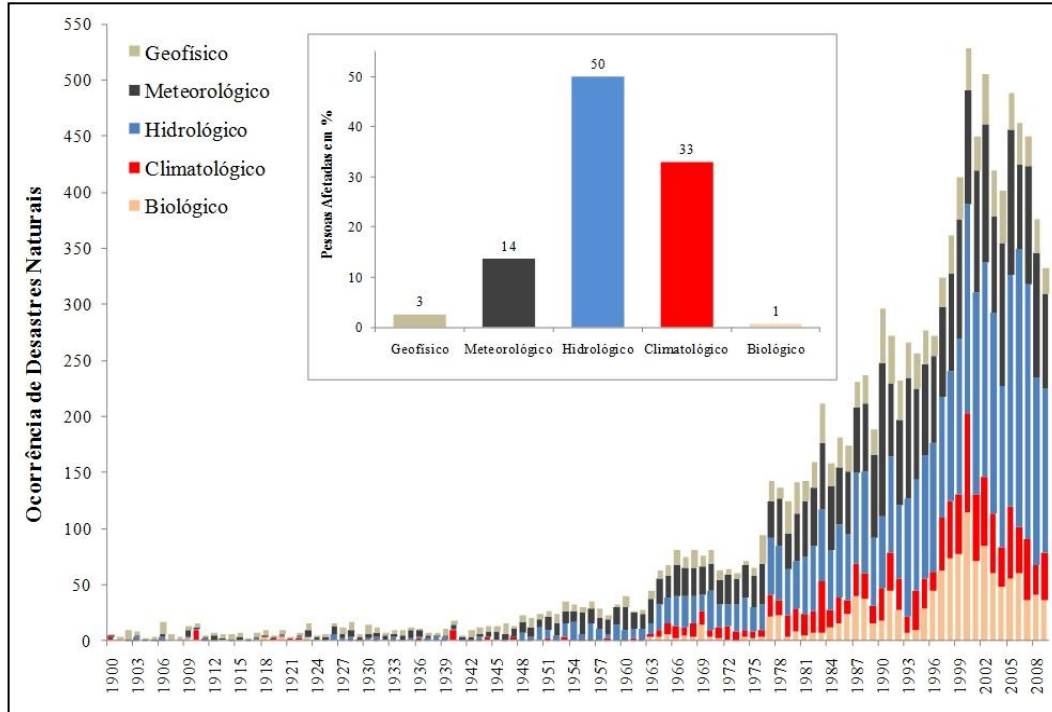


Figura 1 – Ocorrência de desastres naturais entre 1900-2009.

Fonte: EM-DAT.

Dentre os desastres hidrológicos, os escorregamentos caracterizam-se por possuírem um grande potencial de destruição e serem eventos de difícil previsão. Segundo Kobiyama et al. (2006), as medidas aplicadas na prevenção destes desastres podem ser estruturais ou não-estruturais. As medidas não-estruturais, como o mapeamento das áreas de risco, destacam-se por serem mais simples e acessíveis que as estruturais, além disso podem ter um alcance muito mais amplo.

Eventos como os escorregamentos ocorridos em Santa Catarina em 2008, Angra dos Reis e Morro do Bumba em 2010, e Teresópolis e Petrópolis em 2011 têm demonstrado que a sociedade ainda esta despreparada para conviver com eventos extremos. Dessa maneira, deve-se avançar na compreensão dos mecanismos e processos desencadeadores de escorregamentos, visando estabelecer medidas voltadas a prevenção e mitigação dos seus danos.

A chuva, responsável pela variação dos níveis do lençol freático, é a causa de grande parte dos escorregamentos, principalmente no Brasil. Desta maneira observa-se a importância da consideração de parâmetros hidrológicos no entendimento destes fenômenos. Além disso a estabilidade das encostas depende diretamente de parâmetros geotécnicos, que representam a resistência do solo, e parâmetros topográficos, que representam a geomorfologia local.

Neste contexto, existem diversos modelos de estabilidade de encostas que consideram parâmetros hidrológicos, geotécnicos e topográficos. Dentre eles destacam-se o SHALSTAB (Dietrich e Montgomery, 1998) e SINMAP (Pack et al., 1998), que são ferramentas largamente utilizadas para o mapeamento de áreas susceptíveis a escorregamentos no mundo.

2. OBJETIVOS

2.1. Objetivo Geral

Mapear as áreas susceptíveis a escorregamentos translacionais na bacia do Rio Cunha no município de Rio dos Cedros – SC.

2.2. Objetivos Específicos

- Mensurar alguns parâmetros do solo da bacia.
- Elaborar o inventário de cicatrizes de escorregamento da bacia.
- Aplicar os modelos de estabilidade de encosta SINMAP e SHALSTAB.
- Calibrar os modelos SINMAP e SHALSTAB.
- Identificar os eventos chuvosos desencadeadores dos escorregamentos do ano 2008 na bacia.
- Realizar a análise de sensibilidade dos modelos SINMAP e SHALSTAB.
- Comparar os modelos SINMAP e SHALSTAB.

3. REVISÃO BIBLIOGRÀFICA

Os desastres naturais fazem cada vez mais vítimas no mundo todo. Segundo Castro (2003), desastres naturais são aqueles causados pelo impacto de um fenômeno natural de grande intensidade sobre uma área ou região povoada, podendo ou não ser agravado pelas atividades antrópicas. Para Kobiyama et. al (2006) os desastres naturais ocorrem quando fenômenos intensos, tais como inundações, escorregamentos, secas, furacões, entre outros; atingem locais onde os seres humanos vivem, resultando em danos (materiais e humanos) e prejuízos (sócio-econômicos). Os desastres naturais somente ocorrem quando algum destes eventos extremos atinge a população, caso contrário o que se caracteriza é apenas um fenômeno natural.

Para Selby (1993), os movimentos de massa são caracterizados pelo movimento encosta abaixo de material composto por solo e rocha sob influência da gravidade. Movimentos de massa têm sido classificados de diversas maneiras, com cada método tendo alguma utilidade particular ou aplicabilidade relacionada ao reconhecimento, prevenção, controle ou correção do perigo (Sidle e Ochiai, 2006). Uma das classificações mais conhecidas foi desenvolvida por Varnes (1978) onde os movimentos de massa são divididos em 5 classes: queda (fall), tombamento (topple), escorregamento (slide), espalhamento (spread) e fluxo (flow). Uma classificação de fácil entendimento e grande aplicabilidade para o presente estudo foi realizada por Augusto Filho (1994), onde os movimentos de massa podem ser classificados em 4 classes: rastejo (creep), escorregamento (slide), fluxo (flow) e queda de bloco (fall). Esta classificação é basicamente realizada em função da velocidade do fenômeno, tipo de material, geometria e teor de água.

Os rastejos são movimentos lentos e de baixa energia destrutiva. Podem ser identificados pela inclinação das árvores, postes e muros. Os escorregamentos são movimentos rápidos de curta duração, com plano de ruptura bem definido, permitindo a distinção entre o material deslizado e o que não sofreu movimento (Guidicini e Nieble, 1996). Os fluxos são movimentos muito rápidos devido ao alto teor de água, que confere ao material escorregado características de fluido. Podem ser originados por escorregamentos que alcançam o canal e adquirem energia potencial para serem propagados até locais de menor declividade. As quedas de bloco são caracterizadas por rochas que se desprendem de encostas extremamente íngremes e realizam um movimento de queda livre com altas velocidades.

Os escorregamentos ainda podem ser subdivididos em dois grupos: rotacionais e translacionais. Os escorregamentos rotacionais apresentam planos de ruptura curvados e envolvem o movimento de rotação da massa de solo (Selby, 1993). Geralmente ocorrem em solos de grande espessura ou com rochas muito fraturadas.

Os escorregamentos translacionais são a forma mais comum de escorregamento. Ocorrem em camadas mais rasas de solo e apresentam essencialmente superfícies de ruptura planas (escorregamentos planares), com larguras geralmente inferiores ao comprimento, que se desenvolvem ao longo de fronteiras entre solos de diferentes densidades ou permeabilidades. Em muitas encostas íngremes a fronteira entre o solo e a rocha torna-se a própria superfície de ruptura (Selby, 1993).

No Brasil, desastres naturais relacionados a escorregamentos translacionais têm feito cada vez mais vítimas. Em novembro de 2008, o vale do Itajaí em Santa Catarina sofreu com a ocorrência de inúmeros escorregamentos desencadeados por um período de altíssimos totais pluviométricos. Em 2011 foi a vez da região serrana do Rio de Janeiro ser atingida por centenas de escorregamentos também desencadeados pelas fortes chuvas (Figura 2). Dessa maneira há a necessidade de melhor entendimento deste fenômeno para que possam ser previstos e evitados através de zoneamentos.



Figura 2 – Escorregamentos na região serrana do Rio de Janeiro em Janeiro 2011.

3.1. Modelo de Estabilidade de Vertente Infinita

Durante a ocorrência de um escorregamento, o plano de ruptura no solo se forma quando as forças estruturantes tornam-se menores que as forças desestruurantes. A relação entre estas forças pode ser expressa pelo fator de segurança (FS), que, segundo Bishop (1955), é tradicionalmente definido como a relação entre a real resistência ao cisalhamento do solo e a resistência ao cisalhamento mínima necessária para prevenir falhas.

O fator de segurança de uma encosta pode ser calculado de diversas maneiras, considerando-se as diferentes características dos fenômenos envolvidos, portanto a metodologia aplicada deve se adequar as condições do fenômeno a ser avaliado. Para análise de escorregamentos translacionais rasos é comum usar o modelo de estabilidade de vertente infinita, aplicado para situações onde o comprimento da encosta é muito maior que a profundidade do solo. O modelo de estabilidade de vertente infinita compara os componentes desestabilizadores da gravidade e os componentes restauradores do atrito e da coesão num plano falho paralelo à superfície do terreno, desprezando-se os efeitos das margens.

A formulação do modelo de estabilidade de vertente infinita baseia-se na lei de Mohr-Coulomb, onde, no momento da ruptura de uma encosta, o peso do solo torna-se igual a resultante das forças estabilizadoras:

$$\tau = c + (\sigma - u) \cdot \tan \phi \quad (1)$$

onde τ é a tensão cisalhante no momento da ruptura; c é a coesão do solo; σ é a tensão normal; u é a poro-pressão; e ϕ é o ângulo de atrito interno do solo.

Para Caputo (1988), a propriedade dos solos de suportar cargas e conservar sua estabilidade depende de sua resistência ao cisalhamento. Segundo a equação de Mohr-Coulomb, a resistência do solo se compõe, basicamente, de duas componentes: o ângulo de atrito interno do solo e a coesão. O atrito interno de um solo representa o atrito físico entre suas partículas e o atrito fictício proveniente do entrosamento de suas partículas. A coesão do solo é efeito das forças eletroquímicas de atração entre suas partículas.

A Figura 3, proposta por Selby (1993), exemplifica o peso (W) do solo sobre uma encosta e, considerando uma largura unitária (análise bidimensional), esta grandeza pode ser representada pela seguinte equação:

$$W = l \cdot p \cdot \rho_s \cdot g \quad (2)$$

Onde l representa o comprimento da encosta [m]; ρ_s representa a densidade do solo úmido [kg/m^3]; g representa a aceleração gravitacional [m/s^2]; e p representa a espessura do solo [m].

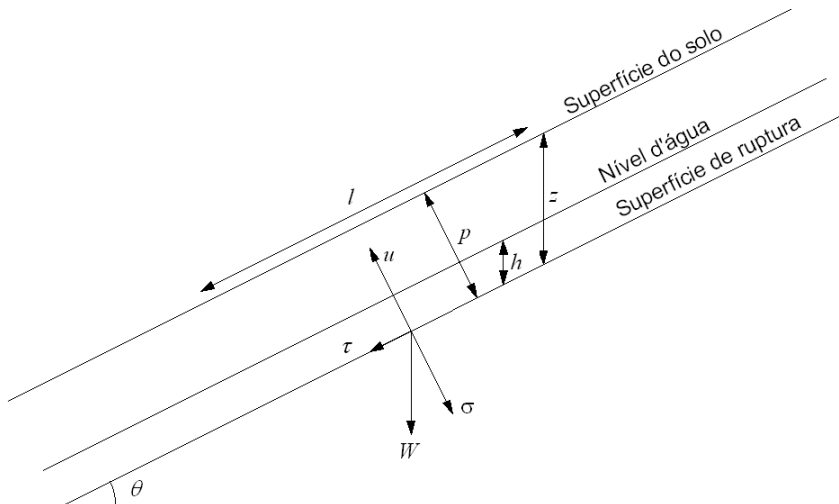


Figura 3 – Representação do modelo de estabilidade de vertente infinita.

A profundidade vertical do solo (z) pode ser representada da seguinte maneira:

$$z = \frac{p}{\cos\theta} \quad (3)$$

Onde θ [graus] representa a declividade da encosta.

A componente do peso paralela a encosta representa a tensão cisalhante (τ), enquanto que a componente do peso perpendicular a encosta representa a tensão normal (σ). Tensões precisam ser expressas em força por unidade de área, portanto, ao decompor os vetores do peso, pressupõem-se uma análise bidimensional de talude infinito, onde é considerada uma largura unitária para a massa de solo e l estendendo-se por toda porção da encosta analisada. Desta maneira, ao dividir as componentes da força peso pelo produto entre a largura unitária e l , obtemos a tensão cisalhante e a tensão normal.

$$\tau = \frac{W \cdot \sin\theta}{l} \quad (4)$$

$$\sigma = \frac{W \cdot \cos\theta}{l} \quad (5)$$

Onde τ [N/m²] representa a tensão cisalhante e σ [N/m²] representa a tensão normal. Substituindo as Equações (2) e (3) nas Equações (4) e (5) obtém-se.

$$\tau = z \cdot \rho_s \cdot g \cdot \cos\theta \cdot \sin\theta \quad (6)$$

$$\sigma = z \cdot \rho_s \cdot g \cdot \cos^2\theta \quad (7)$$

A poro-pressão (u) é caracterizada pela pressão a que está submetida a água situada nos poros do solo e atua no sentido de aliviar a tensão normal do solo. Portanto, a pressão dos poros depende diretamente do peso da coluna d'água presente no solo e pode ser expressa pela Equação (8).

$$u = h \cdot \rho_w \cdot g \cdot \cos^2\theta \quad (8)$$

Onde h [m] representa a altura da coluna d'água dentro da coluna de solo e ρ_w [kg/m³] a densidade da água.

Selby (1993) substituiu as Equações (6), (7) e (8) na Equação (1) aplicando-a a modelos de estabilidade de vertente infinita:

$$\rho_s \cdot g \cdot z \cdot \sin\theta \cdot \cos\theta = c_r + c_s + (\rho_s \cdot g \cdot z \cdot \cos^2\theta - \rho_w \cdot g \cdot h \cdot \cos^2\theta) \cdot \tan\phi \quad (9)$$

Onde c_r é a coesão das raízes [N/m²]; c_s é a coesão do solo [N/m²]; e ϕ é o ângulo de atrito interno do solo [graus].

Através da Equação (9), pode-se obter o FS do modelo de estabilidade de vertente infinita ao dividir a parcela da equação que representa as forças estruturantes do solo (lado direito), pela parcela da equação que representa as forças desestruturantes (lado esquerdo), como demonstrado pela Equação (10).

$$FS = \frac{c_r + c_s + [\rho_s \cdot g \cdot z - \rho_w \cdot g \cdot h] \cdot \cos^2\theta \cdot \tan\phi}{\rho_s \cdot g \cdot z \cdot \sin\theta \cdot \cos\theta} \quad (10)$$

Desta maneira, onde as forças que promovem a estabilidade são exatamente iguais as forças que levam a instabilidade, o FS é igual a 1; onde $FS < 1$, a encosta está propensa a falha; e onde $FS > 1$, a encosta teoricamente está estável. Não se pode designar um valor que representa a estabilidade absoluta, apenas um aumento da probabilidade de estabilidade com o aumento do valor de FS (Selby, 1993).

Observa-se que o FS decai com o aumento da altura da coluna d'água devido à redução das tensões efetivas. Portanto, períodos chuvosos, que elevam a altura do lençol freático, conduzem à redução do FS da encosta, sendo que quanto maior a intensidade e a duração da chuva, maior se torna a probabilidade de formação de superfície de

ruptura no solo. Visto que as condições de estabilidade da encosta são diretamente influenciadas por fatores hidrológicos, há a necessidade de introdução de um modelo hidrológico para determinação da umidade do solo.

3.2. Modelo Hidrológico de Estado Uniforme (Steady State)

O modelo hidrológico de estado uniforme que é utilizado no presente trabalho é baseado no trabalho de Beven e Kirkby (1979) e O'loughlin (1986). O modelo assume um estado uniforme de recarga que simularia o padrão de variação espacial da umidade (altura da coluna d'água) que ocorre durante uma época chuvosa, o qual não está em estado uniforme. A Figura 4 mostra um esquema ilustrativo do modelo hidrológico de estado uniforme.

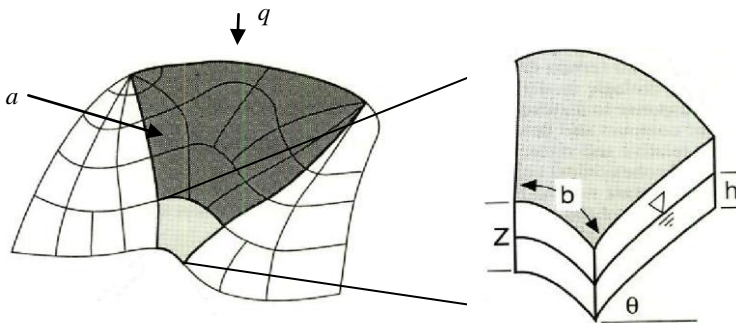


Figura 4 – Elementos usados pelo modelo hidrológico. (Adaptado de Montgomery e Dietrich, 1994).

Na Figura 4, a [m²] representa a área de contribuição a montante, b [m] é o comprimento de contorno da fronteira inferior de cada elemento e q [m/d] é a taxa de recarga uniforme. A quantidade total de água que entra (Q_e) [m³/d] pela área de contribuição é expressa por:

$$Q_e = q \cdot a \quad (11)$$

Diferentemente do TOPMODEL (Beven e Kirkby, 1979), não se assume que a condutividade hidráulica saturada (K_s) diminui com a profundidade. O valor de K_s [m/d] é considerado constante para toda camada de solo acima da rocha impermeável.

A quantidade total da água que sai (Q_s) [m³/d] pela camada saturada, ou seja, pelo escoamento subsuperficial é expressa pelo produto da velocidade do fluxo pela área de saída. A velocidade do fluxo é descrita pela Lei de Darcy. O gradiente hidráulico (i) [m/m]

representa o quociente entre a carga hidráulica e o comprimento do meio poroso a ser percorrido. A carga hidráulica pode ser representada pela diferença altimétrica entre o ponto inicial e o ponto final do escoamento, e o comprimento do meio poroso pelo comprimento da encosta. Desta maneira, o gradiente hidráulico pode ser representado por $\sin \theta$.

$$Q_s = K_s \cdot i \cdot h \cdot \cos \theta \cdot b = K_s \cdot \sin \theta \cdot h \cdot \cos \theta \cdot b \quad (12)$$

Quando ocorre a condição uniforme, a quantidade total da água que entra é igual àquela que sai do sistema, isto é, a Equação (11) é igual à Equação (12).

$$q \cdot a = K_s \sin \theta \cdot h \cos \theta \cdot b \quad (13)$$

Quando o solo está inteiramente saturado, a quantidade da água que sai pela camada de solo se torna máxima, e a Equação (12) modifica-se para:

$$Q_{s_{\max}} = K_s \cdot \sin \theta \cdot z \cdot \cos \theta \cdot b = b \cdot T \cdot \sin \theta \quad (14)$$

$$\therefore T = K \cdot z \cos \theta \quad (15)$$

onde T é a transmissividade [m^2/d] que é o produto entre a K_s [m/d] e a profundidade do solo.

O'Loughlin (1986) definiu a umidade (*wetness*) como a taxa da quantidade de água que entra no sistema em um dado estado uniforme sobre a quantidade máxima da água que sai pela camada de solo deste mesmo sistema, ou seja, o escoamento que ocorre quando o solo está totalmente saturado.

$$w = \frac{Q_e}{Q_{s_{\max}}} = \frac{q \cdot a}{b \cdot T \sin \theta} \quad (16)$$

Onde w representa a umidade do solo [m/m].

Substituindo as Equações (13) e (14) na (16), obtém-se:

$$w = \frac{K_s \sin \theta \cdot h \cdot \cos \theta \cdot b}{b \cdot K_s \cdot z \cdot \cos \theta \cdot \sin \theta} = \frac{h}{z} \quad (17)$$

Assim, juntando as Equações (16) e (17), pode-se reescrever:

$$w = \frac{q \cdot a}{b \cdot T \sin \theta} = \frac{h}{z} \quad (18)$$

3.3. SINMAP

O SINMAP (*Stability Index Mapping*) é um modelo estocástico para mapeamento de índices de estabilidade em encostas que utiliza o conceito de modelo hidrológico de estado uniforme (*steady-state*) e o clássico modelo de vertente infinita para determinação de estabilidade

(Pack *et al.*, 1998). É um modelo gratuito que pode ser obtido pelo sítio eletrônico da Universidade do Estado de Utah (<http://hydrology.usu.edu/sinmap/>). Através do modelo digital do terreno (MDT) são obtidas as variáveis topográficas, declividade e índice geomorfológico. A qualidade destas informações depende da escala do mapeamento básico utilizado. O modelo é aplicado através do software *Arcview 3.2*, onde o índice de estabilidade é calculado para cada célula (*pixel*) separadamente.

O SINMAP faz a classificação da estabilidade do terreno com base na variação espacial da declividade e do índice geomorfológico, e de outros parâmetros ligados às características climáticas e pedológicas. O conjunto de parâmetros ligados ao solo e à precipitação possui uma série de incertezas associadas, relacionadas tanto aos métodos de determinação quanto à variabilidade espacial e necessidade de regionalização dos valores dos parâmetros. Por isso, o modelo trabalha em termos de limites máximos e mínimos para estes parâmetros.

Dessa maneira, o índice de estabilidade (*SI*) é definido como a probabilidade de uma região ser estável, assumindo distribuições uniformes de parâmetros sobre esses intervalos de incerteza. Normalmente os valores de *SI* podem variar entre 0 (mais instável) e 1 (menos instável). No entanto, em locais onde adota-se parâmetros mais conservadores (no sentido de favorecer a desestabilização) e ainda assim resultar em estabilidade, o *SI* assumirá valores superiores a unidade (1) quando considerados os valores médios dos parâmetros (Tabela 2).

Tabela 2 – Definição das classes de estabilidade do SINMAP.

Índice de Estabilidade	Classe	Classes de Estabilidade	Intervalo dos Parâmetros	Possível influência de fatores não modelados
SI > 1,5	1	Incondicionalmente Estável	Instabilidade não prevista	São necessários fatores desestabilizantes significativos para gerar instabilidade
1,5 > SI > 1,25	2	Estabilidade moderada	Instabilidade não prevista	São necessários fatores desestabilizantes moderados para gerar instabilidade
1,25 > SI > 1,0	3	Estabilidade baixa	Instabilidade não prevista	São necessários fatores desestabilizantes mínimos para gerar instabilidade
1,0 > SI > 0,5	4	Limiar inferior de instabilidade	Combinação pessimista prevê instabilidade	Fatores desestabilizantes não são necessários para gerar instabilidade
0,5 > SI > 0,0	5	Limiar superior de instabilidade	Combinação otimista prevê estabilidade	Fatores estabilizantes podem gerar estabilidade
0,0 > SI	6	Incondicionalmente Instável	Estabilidade não prevista	Fatores estabilizadores são necessários para gerar estabilidade

O modelo SINMAP baseia-se na Equação (10) para o cálculo do FS . Posteriormente, para cálculo da altura da coluna d'água dentro da camada de solo, incorpora o modelo hidrológico de estado uniforme. Assumindo que a altura máxima da coluna d'água é igual a altura da coluna do solo, tem-se:

$$W = \text{Min}\left(\frac{q \cdot a}{T \cdot b \cdot \sin \theta}, 1\right) \quad (19)$$

O modelo adota o maior valor de umidade igual a 1, sendo que valores maiores resultam em escoamento superficial.

A relação q/T quantifica a umidade relativa em termos do estado de recarga uniforme, assumido em relação a capacidade do solo para escoamento da água. Apesar do termo 'estado uniforme' ser usado para determinar o fluxo lateral, o valor de q não representa a média de recarga de longos períodos (anual, por exemplo). Pelo contrário, é a taxa de recarga efetiva, para um período crítico de clima úmido, capaz de desencadear deslizamentos de terra. O valor de $(T/q)\sin \theta$ [m] pode ser entendido como o comprimento de uma vertente (plana, não convergente) requerido para desenvolver saturação em períodos chuvosos.

Substituindo a Equação (19) na Equação (10), tem-se a formulação final adotada pelo SINMAP:

$$FS = \frac{c + \cos \theta \cdot [1 - \text{Min}\left(\frac{q \cdot a}{T \cdot b \cdot \sin \theta}, 1\right) \cdot r] \cdot \tan \phi}{\sin \theta} \quad (20)$$

onde c é a forma adimensional da coesão ($c = (\frac{c_r + c_s}{\rho_s \cdot g \cdot h})$); e r é a relação entre a densidade da água e a densidade do solo úmido ($r = \frac{\rho_w}{\rho_s}$).

Alguns parâmetros de entrada do modelo SINMAP são descritos em termos de limites mínimos e máximos. Os parâmetros de entrada são:

- T/q (m) – Representa a relação entre a transmissividade e a taxa de recarga uniforme do solo. Deve ser estimado o limite mínimo e máximo;
- c – Coesão Adimensional. Deve ser estimado o limite mínimo e máximo;

- ϕ – Ângulo de atrito interno do solo. Deve ser estimado o limite mínimo e máximo;
- ρ_s – Densidade do solo úmido.

Devido a variação aleatória dos parâmetros de entrada em seus limites existe uma distribuição de probabilidade do FS superar a unidade. Assumindo-se que a variável T/q seja representada por x , temos que x_1 é seu limite inferior, enquanto x_2 é seu limite superior. Da mesma forma, representando a $\tan\phi$ por t , tem-se que t_1 é seu limite inferior e t_2 seu limite superior. Por fim, c_1 representa o limite inferior da coesão adimensional e c_2 o limite superior.

O menor valor de c e t (ou seja, c_1 e t_1), combinado com o maior valor de x (ou seja, x_2), define o pior cenário (mais conservador) assumindo as incertezas dos parâmetros de entrada. Se, sob esta condição, o FS (mínimo valor possível) é maior que 1, a área é considerada incondicionalmente estável.

$$SI = FS_{\min} = \frac{c_1 + \cos\theta \cdot (1 - \text{Min}\left(x_2 \frac{a}{b \cdot \sin\theta}, 1\right) \cdot r) \cdot t_1}{\sin\theta} \quad (21)$$

Para áreas onde o mínimo fator de segurança é menor que 1, há possibilidade de falha. Para estas regiões o SI é definido por:

$$SI = \text{Prob}(FS > 1) \quad (22)$$

Ainda considerando a distribuição de c , t e x podemos prever o melhor cenário, que combina os limites superiores de c e t (ou seja, c_2 e t_2) e o limite inferior de x (ou seja, x_1), e origina o máximo valor de FS .

$$SI = FS_{\max} = \frac{c_2 + \cos\theta \cdot (1 - \text{Min}\left(x_1 \frac{a}{b \cdot \sin\theta}, 1\right) \cdot r) \cdot t_2}{\sin\theta} \quad (23)$$

Se, sob esta condição, o FS (máximo valor possível) não alcançar a unidade, a probabilidade de o FS ser maior que 1 é nula, e a região é considerada incondicionalmente instável.

3.4. SHALSTAB

O SHALSTAB (*Shallow Landsliding Stability Model*) é um modelo determinístico baseado na combinação do modelo de estabilidade de vertente infinita e no modelo hidrológico de estado uniforme. O modelo pode ser encontrado gratuitamente no sítio eletrônico da Universidade de Berkeley (<http://calm.geo.berkeley.edu/geomorph/>). As simulações do modelo

são realizadas através de uma extensão do *ArcView 3.2*, que utiliza o MDT em formato *raster* para extração dos valores de elevação, pelo qual, posteriormente são calculadas as áreas de contribuição específica e a declividade. Dessa maneira, cada célula contém um valor único dos parâmetros morfométricos, possibilitando a sua análise individualmente.

Apesar do SHALSTAB utilizar os mesmos conceitos do SINMAP, a aplicação das equações é realizada de maneira diferente. A equação (9) é resolvida em função de h/z , que representa a proporção saturada da espessura do solo:

$$\frac{h}{z} = \frac{\rho_s}{\rho_w} \cdot \left(1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi}\right) + \frac{c}{\cos^2 \theta \cdot \tan \phi \cdot \rho_w \cdot g \cdot z} \quad (24)$$

O modelo pode designar instabilidade e estabilidade incondicionais para algumas regiões. A primeira situação ocorre quando a razão h/z na equação é igualada a zero e o ângulo de declividade da encosta permanece maior que a relação entre as outras variáveis (Equação (25)). A segunda situação acontece quando a razão h/z é igualada a um e o ângulo de declividade da encosta é menor que a relação entre as outras variáveis (Equação (26)).

$$\tan \theta \geq \tan \phi + \frac{c}{\cos^2 \theta \cdot \rho_w \cdot g \cdot z} \quad (25)$$

$$\tan \theta \leq \tan \phi \cdot \left(1 - \frac{\rho_w}{\rho_s}\right) + \frac{c}{\cos^2 \theta \cdot \rho_w \cdot g \cdot z} \quad (26)$$

Igualando a Equação (18) e a Equação (24) tem-se o acoplamento do modelo de estabilidade de vertente infinita e o modelo hidrológico de estado uniforme:

$$\frac{q \cdot a}{T \cdot b \cdot \sin \theta} = \frac{\rho_s}{\rho_w} \cdot \left(1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi}\right) + \frac{c}{\cos^2 \theta \cdot \tan \phi \cdot \rho_w \cdot g \cdot z} \quad (27)$$

Ao reescrever a Equação (27) em função das variáveis q e T (variáveis hidrológicas), tem-se a formulação final adotada pelo SHALSTAB.

$$\frac{q}{T} = \frac{b}{a} \cdot \sin \theta \cdot \left\{ \frac{\rho_s}{\rho_w} \cdot \left(1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi}\right) + \frac{c}{\cos^2 \theta \cdot \tan \phi \cdot \rho_w \cdot g \cdot z} \right\} \quad (28)$$

Embora o SHALSTAB use a Equação (28) para designar o grau de estabilidade de uma encosta, nem todas as variáveis apresentadas

nessa equação são parâmetros de entrada do modelo. Os parâmetros de entrada são:

- c – Coesão;
- ϕ – Ângulo de atrito interno do solo;
- ρ_s – Densidade do solo úmido;
- z – Profundidade vertical do solo.

As variáveis a , b e θ são extraídas do MDT. Desta maneira a resposta do modelo é gerada em função de um “parâmetro livre” (q/T) que é responsável pela classificação da estabilidade. Dietrich e Montgomery (1998) originalmente propuseram sete classes de estabilidade em seu modelo. As duas classes extremas são referentes à satisfação das Equações (25) e (26), e representam áreas incondicionalmente instáveis e incondicionalmente estáveis, respectivamente. As outras cinco classes são geradas em função do parâmetro livre q/T . A classificação gerada em função de valores de q/T é útil na comparação do grau de estabilidade de duas áreas, podendo assim hierarquizá-las, porém para contextualizar os resultados gerados pelo modelo, é necessário realizar a estimativa dos parâmetros hidrológicos.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. Área de Estudo

Em novembro de 2008, diversos *municípios* de Santa Catarina, principalmente os localizados no Vale do Itajaí, sofreram com a ocorrência de inúmeros escorregamentos e inundações (Goerl *et al.*, 2009a e 2009b, Rocha *et al.*, 2009, Kobiyama *et al.*, 2010.). O município de Rio dos Cedros foi severamente atingido onde, 96 pessoas ficaram desabrigadas, e 8561 pessoas foram diretamente afetadas por estes eventos. Além disso, 191 casas consideradas de classe popular e 92 de classe média foram danificadas. Os prejuízos econômicos chegaram a R\$ 4.121.940,00, sendo R\$ 2.674.740,00 na agricultura, R\$ 588.800,00 na pecuária, R\$ 78.000,00 na indústria e R\$ 781.000,00 nos serviços básicos. (Goerl *et al.*, 2009). Devido à grande ocorrência de escorregamentos na cidade, optou-se por selecionar uma sub-bacia do município para realizar o trabalho. A bacia do rio Cunha foi selecionada pois nela ocorreram diversos severos escorregamentos (Figura 5).

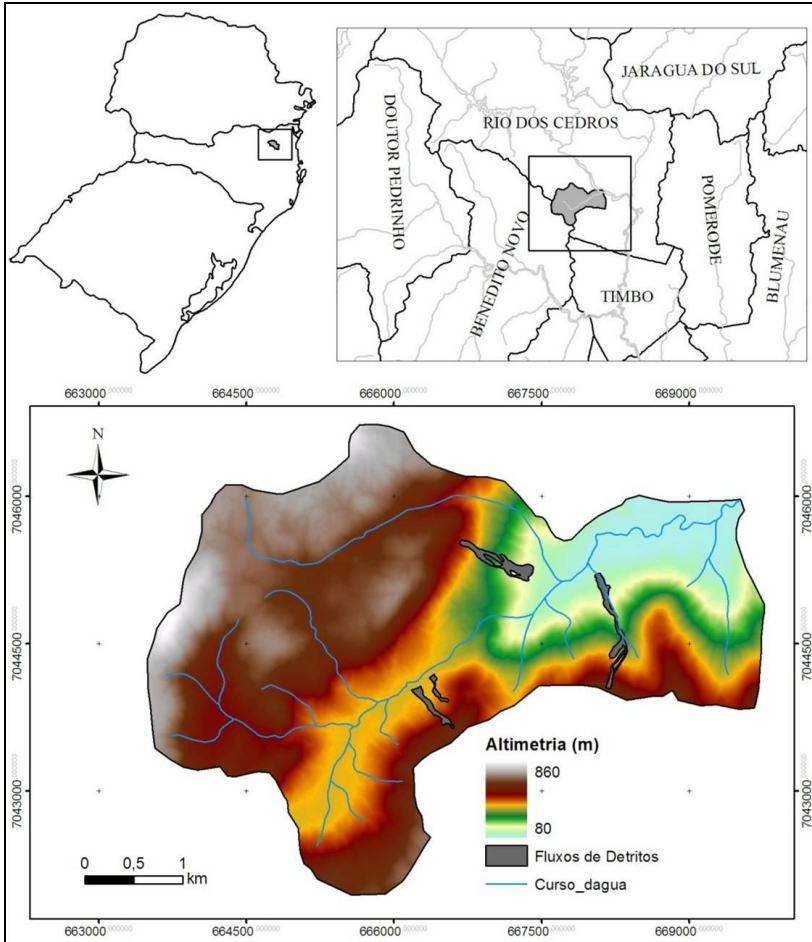


Figura 5 – Local e altimetria da bacia do rio Cunha – SC.

A bacia do Rio Cunha possui a área de 16,2 km² e a altimetria varia de 80 m a 860 m. O rio Cunha apresenta a declividade média de 8% e amplitude altimétrica de 640 m. Conforme o CPRM (2010), encontram-se na bacia Gnaisse (94% da área) e Folhelho (6% da área). Em relação à pedologia, segundo Embrapa (2006) os Cambissolos (Ca32) são predominantes na bacia, ocupando cerca de 65% da área total, associado principalmente ao relevo montanhoso (Figura 6). Ainda segundo EMBRAPA (2006), os cambissolos compreendem solos constituídos por grande heterogeneidade de material mineral, com

horizonte B incipiente subjacente a qualquer tipo de horizonte superficial. A classe comporta desde solos fortemente até imperfeitamente drenados, de rasos a profundos, de diversas colorações, de alta a baixa saturação e atividade química de fração da argila.

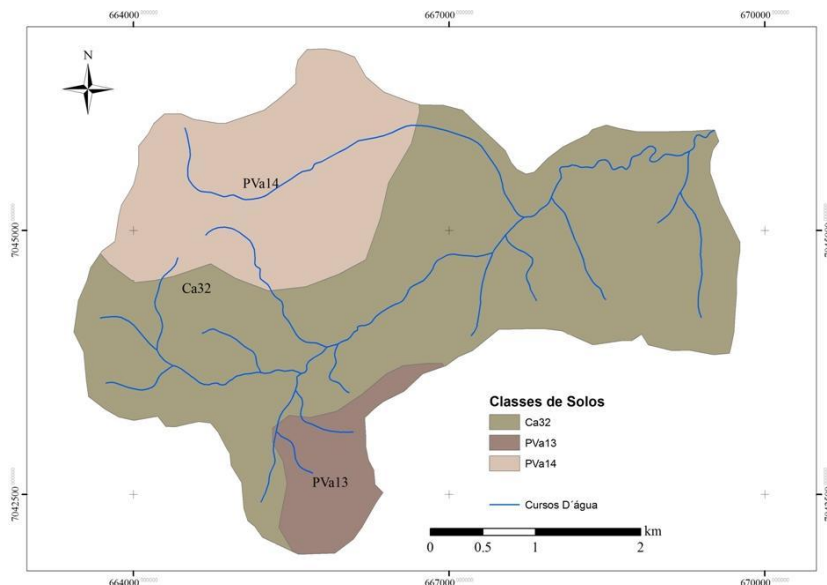


Figura 6 – Mapa das classes de solos da bacia do rio Cunha. Fonte: EMBRAPA 2006.

4.2. Dados Topográficos, de Chuva e Pedológicos

4.2.1. Dados Topográficos

O MDT é a fundamental para realização da análise da estabilidade de encostas com os modelos referidos. A partir do MDT são extraídas as informações de área de contribuição específica e declividade da encosta. A resolução do MDT exerce grande influência nos resultados do modelo, sendo que MDT's de baixa resolução subestimam a declividade das encostas e diminuem a precisão dos resultados (Dietrich e Montgomery, 1998; Guimarães *et.al* 2003). Para a elaboração do MDT foram utilizadas curvas de nível de intervalo de 5 m, obtidas através do perfilamento digital com o sensor Leica ADS-40. As curvas de nível foram interpoladas pela extensão *Topo to Raster* do *ArcGis 9.3* onde gerou-se um *raster* de grade regular com resolução de 5 m.

Além disso, a calibração dos modelos depende da comparação dos seus resultados com dados medidos em campo. Por isso é necessária a elaboração de um inventário de cicatrizes de escorregamentos. As cicatrizes foram determinadas através da análise visual de ortofotos da bacia na escala 1:5000. Além disso, utilizou-se GPS diferencial Trimble R3 e 5700 e estação total Leica TPS-407 para aquisição de pontos de escorregamentos ocorridos na bacia, complementando as informações observadas nas ortofotos.

4.2.2. Dados de Chuva

Um dos parâmetros utilizados na análise do índice de estabilidade de encostas é a precipitação, visto que a mesma é um dos principais fatores deflagradores de escorregamentos. Goerl *et al.* (2009) e Kobiyama *et al.* (2010b) demonstraram que as chuvas anômalas que ocorreram em 2008 foram as principais causadoras de escorregamentos na bacia do rio Cunha.

Os dados foram extraídos de três pluviômetros instalados na cidade de Rio dos Cedros (Tabela 3), conforme Rocha *et al.* (2009). O intervalo dos dados é horário, o que possibilitou uma análise mais crítica da distribuição da chuva ao longo do período.

Tabela 3 – Descrição dos pluviômetros usados no trabalho.

	Barragem Pinhal	Barragem Rio Bonito	Cedro Jusante
Latitude	S26°41'00"	S26°42'00"	S26°38'00"
Longitude	W49°17'00"	W49°18'00"	W49°20'00"
Altitude	800 m	800 m	790 m
Companhia	Ciram/CELESC	Ciram/CELESC	Ciram/CELESC
Código	2104	2105	2107

Grande parte da bacia é florestada e as observações de campo não mostraram sinais de escoamento superficial concentrado (ravinas, sulcos, caminhos preferenciais), portanto o presente trabalho adotou a hipótese de que a taxa de recarga do solo é igual à intensidade de precipitação, ou seja, toda a chuva que cai sobre a bacia infiltra.

A condição climática do segundo semestre de 2008 no município de Rio dos Cedros teve relevante papel no desencadeamento dos escorregamentos. Para o cálculo da recarga efetiva, foram usados os valores de precipitação ocorridos a partir de 01 de Agosto de 2008 até o momento em que ocorreram os escorregamentos na bacia, em 23 de Novembro de 2008 (Figura 7). A precipitação acumulada neste período

chegou a 1200 mm, que representa 2/3 da média anual para a cidade. Percebe-se também o total pluviométrico de aproximadamente 120 mm no dia 04 de outubro, muito acima da normalidade, mesmo para uma época chuvosa como a referida. Portanto, as anomalias relacionadas à pluviosidade exerceram grande influência na ocorrência dos escorregamentos. Este intervalo de tempo foi selecionado pois, a partir de 01 de Agosto de 2008, a série de chuvas da região começou a apresentar significativo diferença incremental em relação a média de precipitação para a região.

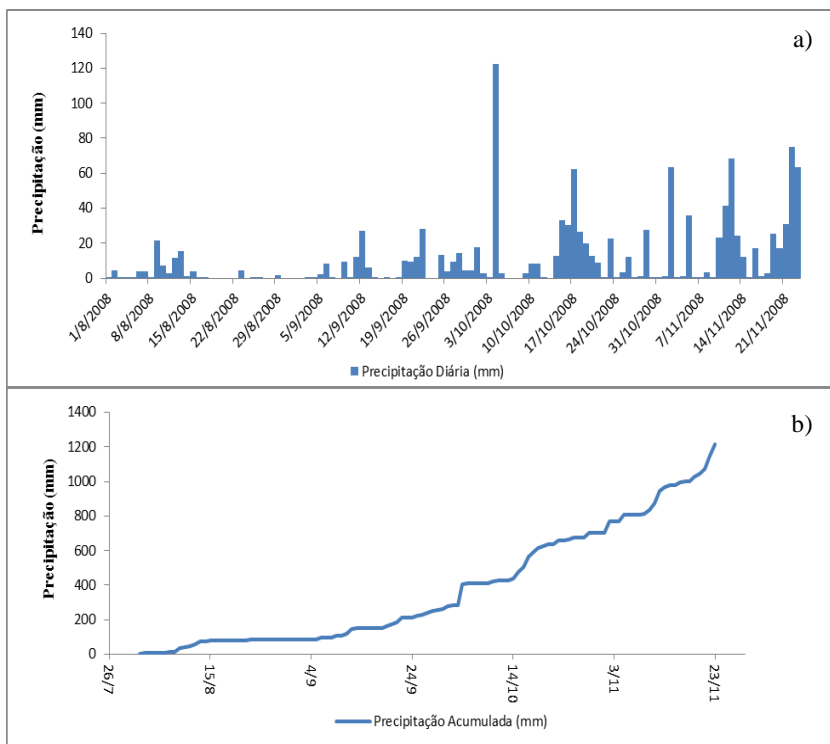


Figura 7 – Dados de precipitação associados aos escorregamentos a) Precipitação diária entre 01/08/2008 e 23/11/2008; b) Precipitação acumulada para o mesmo período.

4.2.3. Dados Pedológicos

As características pedológicas exercem grande influência sobre a estabilidade das encostas, já que ditam a resistência ao cisalhamento dos

solos e a capacidade de transmitir a água que infiltra durante um período chuvoso.

As características do solo da bacia foram determinadas a partir de ensaios de cisalhamento direto, análise granulométrica e determinação da densidade do solo úmido. Foram selecionados em torno de 10 pontos de amostragem, localizados na superfície de ruptura de um dos escorregamentos da bacia do rio Cunha. A metodologia consistiu em coleta de amostras indeformadas e deformadas em campo (Figura 8) e realização de ensaios em laboratório. É importante frisar que os locais onde ocorreram os escorregamentos eram de difícil acesso devido a distância das estradas locais (em torno de 2 km) e acentuada declividade. Os ensaios foram realizados no Laboratório de Mecânica dos Solos do Departamento de Engenharia Civil da Universidade Federal de Santa Catarina. Optou-se por aplicar o valor médio dos parâmetros encontrados para a totalidade da bacia devido à dificuldade de realização de novas medições e discretização destes parâmetros nas interpretações realizadas pelo modelo.



Figura 8 - Coleta de amostras em campo.

4.2.3.1. Ensaio de Cisalhamento Direto

O ensaio de cisalhamento direto consiste em determinar qual a tensão de cisalhamento capaz de provocar a ruptura de uma amostra de solo, submetida a uma tensão normal, situada dentro de uma caixa

bipartida com suas partes deslocáveis entre si (Caputo, 1988). O ensaio foi realizado sob condições drenadas. Duas pedras porosas, uma superior e a outra inferior, permitiram a drenagem da amostra. Durante o ensaio há a aplicação de forças na parte superior da caixa, no sentido de cisalhar a amostra, que sofre um deslocamento com velocidade constante. O ensaio é repetido no mínimo duas vezes para que se obtenha, no mínimo, três pares de valores de tensão cisalhante e tensão normal de consolidação da amostra. Estes pares podem ser plotados em um sistema cartesiano com as tensões normais representadas no eixo horizontal e as tensões cisalhantes no eixo vertical. A envoltória gerada é interpretada e os parâmetros de c (ponto onde a envoltória corta o eixo vertical) e ϕ (inclinação da envoltória) são determinados. A coesão das raízes não foi considerada no presente trabalho, pois as superfícies de ruptura formaram-se em profundidades não afetadas por este parâmetro.

Os procedimentos laboratoriais foram realizados pela mestranda do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil da Universidade Federal de Santa Catarina, Gisele Marilha Pereira Reginatto, e os valores médios para os parâmetros de c e ϕ estão apresentados na Tabela 4. Os valores de c e ϕ para todos pontos de amostragem estão apresentados no anexo 1 do presente trabalho.

Tabela 4 - Valores médios de c e ϕ

Parâmetro	Valor
Ângulo de atrito (ϕ)	31,2°
Coesão (c)	11,9 kPa

4.2.3.2. Condutividade Hidráulica Saturada

A análise granulométrica foi realizada segundo as orientações da NBR 7181 – Solo – Análise Granulométrica, de 1984. A distribuição granulométrica, realizada pela mestranda Gisele Marilha Pereira Reginatto, foi utilizada para estimativa da condutividade hidráulica saturada (K_s) do solo através do *software* HYDRUS-1D, modelo *Rosetta Lite Version 1.1*. Este modelo utiliza as porcentagens de areia, silte e argila no solo, para estimar a K_s . Para Ohta *et al.* (1983), o valor da condutividade hidráulica saturada na modelagem hidrológica pode ser considerado 10 vezes maior que o valor medido. Isto se deve a possível formação de fluxos preferenciais na camada de solo, que aumentarão drasticamente a condutividade real. Mota (2010) também relatou que os valores de K_s estimados com funções de pedotransferência apresentam valores da ordem 10 a 100 vezes menores que os medidos em

laboratório, devido a não consideração de caminhos preferenciais, geometria e dimensão dos poros. Portanto os valores encontrados foram majorados em 10 vezes. O valor médio encontrado para K_s está na Tabela 5. Os valores de distribuição granulométrica e K_s para todos pontos de amostragem estão apresentados no anexo 1 do presente trabalho.

Tabela 5 - Valor médio de K_s

Parâmetro	Valor
Condutividade Hidráulica Saturada (K_s)	3,8 m/d

4.2.3.3. Profundidade do Solo

A estimativa da profundidade do solo da bacia foi realizada através de observações em campo. A profundidade em que se formaram as superfícies de ruptura, em média 10 m, foi adotada como a profundidade do solo na bacia (Figura 9).



Figura 9 – Cabeceira de um dos escorregamentos na bacia do rio Cunha.

4.2.3.4. Densidade do Solo

Para cálculo da densidade do solo úmido, 6 amostras indeformadas de solo, ainda presentes nos moldes, foram saturadas e pesadas. Posteriormente aplicou-se uma relação simples de massa sobre volume para cálculo da densidade do solo úmido. O valor médio encontrado para ρ_s está na Tabela 6. Os valores de ρ_s para todos pontos de amostragem estão apresentados no anexo 1 do presente trabalho.

Tabela 6 - Valor médio de ρ_s .

Parâmetro	Valor
Densidade do solo úmido (ρ_s)	1815 kg/m ³

4.3. Aplicação e Calibração dos Modelos

A calibração dos modelos SHALSTAB e SINMAP é normalmente realizada através da verificação da coincidência espacial entre as cicatrizes de escorregamento, anteriormente mapeadas, e as áreas designadas instáveis pelo modelo. Quanto maior a coincidência entre o inventário de escorregamentos e a área designada instável pelo modelo, melhor é considerado seu desempenho. Porém, a variação do valor dos parâmetros do modelo também gera modificações no total de área classificada como instável e um aumento muito grande desta área leva a resultados que não condizem com a realidade, inviabilizando o seu uso. Portanto deve-se sempre ponderar a variação dos parâmetros para que o total de área classificada como instável não tome proporções absurdas.

Os parâmetros de entrada do modelo baseiam-se em dados topográficos, hidrológicos e pedológicos. O modelo de estabilidade de vertente infinita consegue estabelecer critérios específicos para que uma encosta venha a se desestabilizar através de seu equacionamento determinístico. Desta maneira, os dados pedológicos utilizados como parâmetro de entrada foram mensurados através de ensaios e estimados através de funções de pedotransferência, além disso, são aplicados de maneira direta pelo modelo, por consequência estão menos sujeitos a erros. Os dados de chuva por sua vez, extraídos de pluviômetros situados próximos a bacia em questão, devem ser transformados em uma taxa de recarga uniforme.

Para Pack *et al.* (2005), a recarga uniforme não está relacionada com a chuva média de um longo período (um ano por exemplo) e sim a um período crítico de precipitação capaz de desencadear eventos de

escorregamento. Dhakal e Sidle (2004) comentaram que, de maneira geral, há dois tipos de estudos relacionados às características da precipitação e da recarga associada a escorregamentos. O primeiro tipo de estudo relaciona os escorregamentos à umidade antecedente ocasionada por prolongados períodos de intensas precipitações. O segundo tipo relaciona curtos períodos de precipitação extremamente intensos, demonstrando a importância da relação entre as características do evento de precipitação com as características topográficas e pedológicas que deflagram os escorregamentos. Estes mesmos autores ainda comentam que, apesar desses estudos, a relação entre as características da precipitação (duração e volume) e a deflagração dos escorregamentos ainda não é clara.

Portanto, o presente estudo optou por calibrar os modelos através da variação dos parâmetros hidrológicos (dados de chuva), os quais estão mais sujeitos a erros de interpretação. Para aplicação do modelo SHALSTAB, os dados pedológicos foram diretamente obtidos através do valor médio encontrado nos ensaios realizados com 10 pontos de amostragem e não foram alterados. Para o modelo SINMAP onde os parâmetros de entrada são dispostos em limites de máximo e mínimo, foi realizada uma variação de mais ou menos 20% sobre os valores médios. Esta variação é imposta porque, segundo uma abordagem probabilística, a estimativa dos parâmetros de entrada está sujeita a inúmeras incertezas associadas à variação espacial e a erros de medição em campo ou em laboratório (Hammond *et al.*, 1992).

Através da calibração do modelo SHALSTAB foram obtidos os valores aproximados para os parâmetros hidrológicos. Para o modelo SINMAP, foram variados ($\pm 20\%$) os valores encontrados através do modelo SHALSTAB, estabelecendo assim o limite superior e inferior para os parâmetros hidrológicos. O modelo SHALSTAB foi calibrado através das cicatrizes dos escorregamentos ocorridos em 23 de novembro de 2008 na bacia do Rio Cunha. Para isto, tentou-se detectar qual foi o período chuvoso que desencadeou esta série de escorregamentos, esta série foi denominada de chuva crítica.

4.4. Método de Determinação da Chuva Crítica

A classificação de estabilidade gerada pelo modelo SHALSTAB é realizada em função de um parâmetro livre: q/T . Segundo Dietrich *et al.* (1995), o montante de precipitação necessária para desestabilizar uma encosta é diretamente proporcional a K_s , do solo próximo a superfície, e o valor de K_s é inversamente proporcional à profundidade.

Segundo os mesmos autores, a K_s é um parâmetro de difícil estimativa e tem um grande efeito nos resultados do modelo. Dietrich e Montgomery (1998) originalmente propuseram sete classes de estabilidade em seu modelo. As duas classes extremas são referentes à satisfação das Equações (25) e (26), e representam áreas incondicionalmente instáveis e incondicionalmente estáveis, respectivamente. As outras cinco classes são geradas em função da variável livre q/T . Os valores padrões de q/T para os limiares da classificação foram elaborados através da análise estatística dos escorregamentos ocorridos que se enquadravam a áreas designadas instáveis pelo modelo e o total de área da bacia designada instável pelo modelo na área de estudo de Dietrich *et al.* (1995). Desta maneira, os autores buscaram valores de limiares que englobassem o maior número de escorregamentos e ao mesmo tempo designassem a menor área total de instabilidade dentro da bacia.

Para melhor entendimento dos processos envolvidos no desencadeamento de escorregamentos, as cinco classes intermediárias geradas pelo modelo foram reduzidas a duas. Assim, o presente trabalho classificou o terreno em 4 tipos: incondicionalmente instável, incondicionalmente estável, instável e estável. Esta reclassificação exige que um único valor de q/T seja adotado para o limiar entre as classes instável e estável. Através das Equações (25), (26) e (28), essas 4 classes podem ser descritas como:

- Cronicamente instável: Quando as condições enquadram-se na Equação (25).
- Cronicamente estável: Quando as condições enquadram-se na Equação (26).
- Instável: Quando a porção a esquerda da igualdade na Equação (28) é maior.
- Estável: Quando a porção a direita da igualdade na Equação (28) é maior.

Na simulação, foram comparadas as áreas instáveis geradas pelo modelo com a cabeceira dos escorregamentos inventariados. Quando células classificadas como instáveis coincidiram com o inventário de escorregamentos, o referente valor de q/T foi adotado como o limiar de instabilidade. Dessa maneira, os resultados do SHALSTAB foram reclassificados variando-se o valor do limiar de instabilidade conforme a densidade de células instáveis dentro do inventário de escorregamentos. Esta reclassificação também gera variação das áreas classificadas como instáveis na bacia. Ressalta-se que apesar da variação de q/T , os valores adotados sempre fizeram coincidir as células instáveis com o inventário

de escorregamentos, em maior ou menor densidade. Foram então determinados quatro valores de q/T para inferir a chuva necessária para desencadear os escorregamentos.

Para que o modelo considere que um escorregamento esteja localizado em área instável, basta que uma célula localizada dentro da área delimitada seja classificada desta maneira. Quando dentro de uma mesma área de escorregamento existir diferentes classes de estabilidade, o modelo considera a classe mais instável para sua classificação. Isto pode ser facilmente explicado, pois a desestabilização de apenas uma pequena área, representada por poucas células instáveis, pode acarretar na desestabilização de um volume de solo muito maior devido ao relaxamento das tensões atuantes no maciço, fazendo com que todo o solo a montante desta área também se desestabilize.

O valor de T foi calculado através do produto entre a K_s e a profundidade do solo. Para determinar a taxa de recarga, foi necessário estimar um período de precipitação, assim tem-se a relação entre precipitação acumulada e um período de tempo, originando um valor de q em mm/dia. Este período está relacionado a sucessivos eventos de chuva capazes de desencadear escorregamentos, porém é muito difícil estimar sua amplitude.

Para estimar esse período, pode-se variar o valor de q até que seja encontrado um valor tal que dividido pela T iguale-se ao valor de q/T adotado para o limiar de instabilidade. Este valor de q foi considerado o responsável pelo desencadeamento dos escorregamentos e está fortemente associado a um valor de precipitação acumulada.

A variação de q foi feita com base nos dados dos pluviômetros instalados na região. Assim, foi feita uma acumulação retrospectiva dos dados de precipitação a partir da ocorrência do último evento (segundo moradores às 09:00h da manhã do dia 23 de novembro de 2008), originando diversos valores reais de q que ocorreram na bacia. Os valores encontrados foram testados para verificação da similaridade com os valores de recarga necessários para desencadear os escorregamentos. Quando houve coincidência, foi estabelecido o período vinculado àquela q responsável pelo desencadeamento dos escorregamentos.

4.5. Método de Análise de Sensibilidade

A realização da análise de sensibilidade tem como finalidade auxiliar na identificação dos parâmetros mais importantes para o modelo, podendo servir de guia para futuros usuários planejarem

aplicação de tempo e recurso em ensaios e estudos futuros (Hammond *et al.* 1992).

Para realização da análise de sensibilidade tomou-se os valores dos parâmetros obtidos na calibração como valores centrais ($X_{Central}$). Aplicando-se o modelo com os parâmetros calibrados, obteve-se uma porcentagem de área instável ($A_{I-Central}$) dentro da bacia (valor central). Em seguida, os parâmetros de entrada foram variados dentro de uma faixa pré-estabelecida e sua variação (ΔX) foi computada.

$$\Delta\% X = \frac{X - X_{Central}}{X_{Central}} \cdot 100\% \quad (29)$$

Os modelos foram aplicados com uma combinação de parâmetros na qual variava-se o valor de um dos parâmetros, enquanto os outros eram mantidos constantes. A variação dos parâmetros de entrada gerou uma variação da porcentagem de área designada como instável (ΔA_I) pelo modelo.

$$\Delta\% A_I = \% A_I - \% A_{I-Central} \quad (30)$$

Com o intuito de visualizar a sensibilidade do modelo à variação dos parâmetros construiu-se um gráfico composto pela variação percentual dos parâmetros no eixo horizontal e a variação percentual da área designada instável pelo modelo no eixo vertical.

4.6. Método de Comparação entre os Modelos

Para realizar a comparação entre o desempenho dos dois modelos e analisar sua eficácia, foram elaborados dois índices propostos por Sorbino *et al.* (2010) denominados de Índice de Acerto (*IA*) e Índice de Erro (*IE*). O *IA* representa a porcentagem de área definida como instável pelo modelo que coincide com a área de ocorrência de escorregamentos, ou seja, o inventário de cicatrizes (Equação 31). O *IE* representa a razão percentual entre as áreas computadas como instáveis pelo modelo que não coincidem com o inventário de cicatrizes e áreas da bacia que não foram afetadas por escorregamentos (Equação 32). A Figura 10 ilustra como são definidas as áreas para a realização do cálculo dos índices.

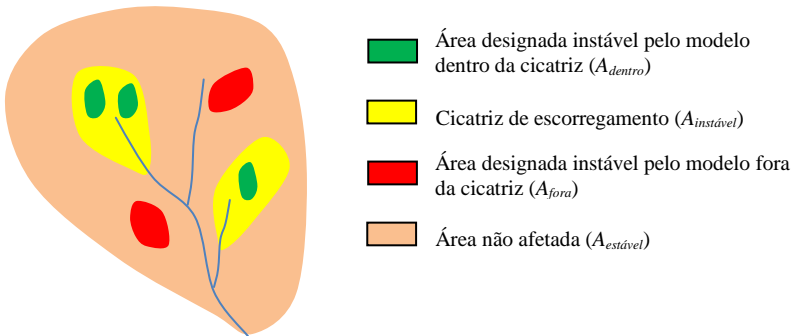


Figura 10 – Definição das áreas usadas no cálculo de IA e IE – Apadtado de Sorbino et al. (2010).

$$IA = \frac{A_{dentro}}{A_{instável}} \cdot 100 \quad (31)$$

$$IE = \frac{A_{fora}}{A_{estável}} \cdot 100 \quad (32)$$

Além disso, a eficácia dos modelos também pode ser avaliada em função de sua capacidade de detectar locais de ocorrência de escorregamento e classifica-los como instáveis e, ao mesmo tempo, designar uma pequena quantidade de áreas instáveis dentro da bacia. Desta maneira o modelo mais eficaz seria aquele que, com menor área classificada como instável, enquadrasse todos os escorregamentos nestas classes.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Uma das grandes contribuições que os modelos utilizados no presente trabalho trouxeram à análise de estabilidade de encostas foi o uso do SIG, através do qual pode-se calcular as condições a que cada célula da bacia está submetida. A avaliação da estabilidade de uma encosta é diretamente influenciada pelos fatores topográficos (geomorfológicos) da bacia, tais como declividade e área de contribuição específica, portanto são parâmetros de extrema importância. Através do MDT obteve-se o mapa com a declividade (θ) da bacia (Figura 11).

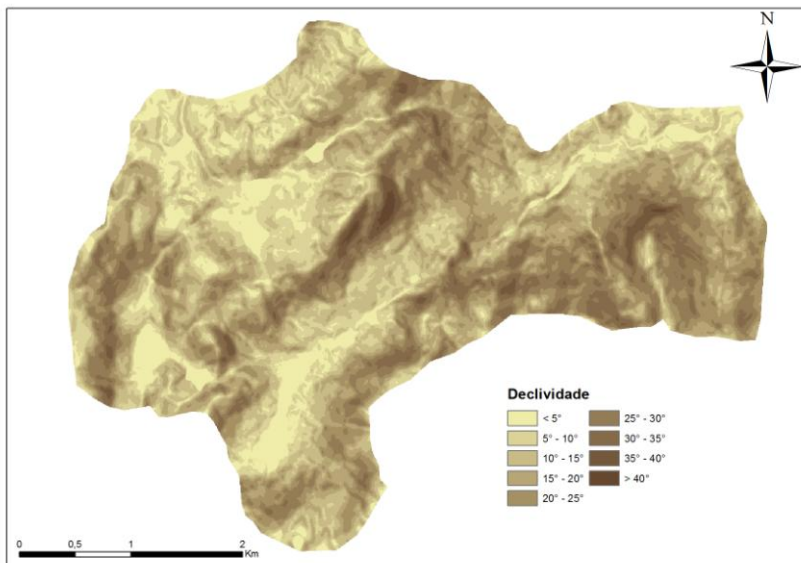


Figura 11 – Mapa de declividade da bacia do Rio Cunha.

A bacia apresenta pontos de alta declividade, superando 45 graus (100%) em diversos pontos. Segundo Borga *et al.* (2002), a declividade da encosta é o principal fator determinante de sua estabilidade, sendo que locais com declividade acentuada tendem a sofrer constantemente processos erosivos. Dietrich e Montgomery (1998) mostraram, através de seus estudos, que quanto mais declivosa é uma encosta, menos chuva é necessária para causar instabilidade, tornando encostas íngremes mais propensas a ocorrência de escorregamentos. Por outro lado, a alta declividade aumenta a velocidade do fluxo da água no interior do solo, gerando menor acumulação e diminuindo o altura da coluna d'água no interior da camada de solo.

Através do MDT também foi extraído o mapa de área de contribuição a montante (*a/b*) (Figura 12).

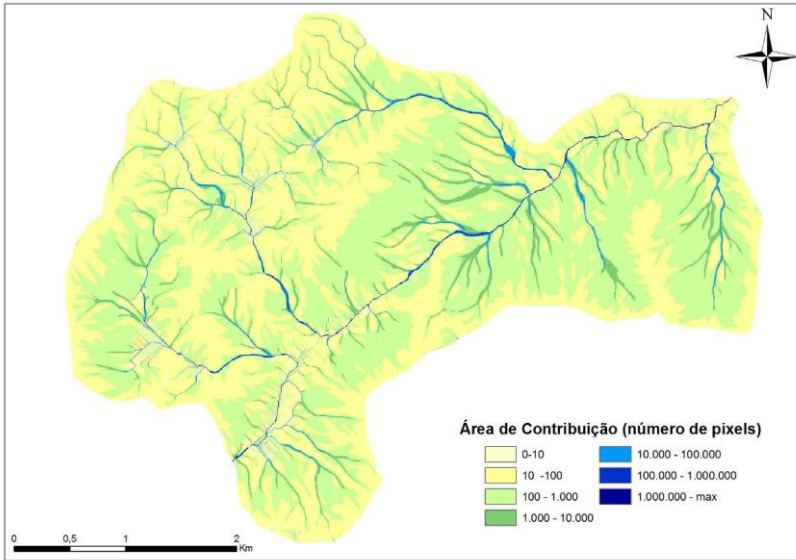


Figura 12 – Mapa da área de contribuição a montante da bacia do Rio Cunha.

O mapa da área de contribuição a montante deve capturar o efeito da topografia no fluxo da água, por consequência tem forte correlação com a rede de drenagem da bacia. A Figura 12 mostra que os valores da área de contribuição aumentam em locais onde a geomorfologia é côncava, pois este tipo de relevo tende a unir linhas de fluxo menores formando um canal principal. Em uma mesma linha de fluxo, pontos a jusante tendem a ter maiores valores para a área de contribuição, já que englobam o valor do fluxo a montante mais a sua própria contribuição.

5.1. Resultados do SHALSTAB

De posse dos dados topográficos, o modelo SHALSTAB foi aplicado com os seguintes parâmetros de entrada apresentados na Tabela 7. Estes parâmetros representam a média dos parâmetros dos 10 pontos de amostragem.

Tabela 7 – Parâmetros de Entrada do modelo SHALSTAB

Parâmetro	Valor
Ângulo de atrito (ϕ)	31,2°
Coesão (c)	11,9 kPa
Densidade do solo úmido (ρ_s)	1815 Kg/m ³
Profundidade (z)	10 m

A simulação gerou o mapa de estabilidade da bacia do rio Cunha (Figura 13) hierarquizado nas 7 classes estabelecidas por Dietrich e Montgomery (1998). Como estes valores são expressos por números muito pequenos, para um entendimento mais simples dos dados, os mesmos são representados pela função logarítmica decimal. O modelo estabelece a condição de estabilidade para todas as áreas planas, mesmo em condições de alta umidade. Áreas com maior declividade têm grande relação com a instabilidade, mesmo com baixa umidade. Isto fica evidenciado pela área classificada como incondicionalmente instável pelo modelo, que tem forte correlação com as áreas de maior declividade da Figura 11. O tamanho da área de contribuição influencia fortemente na classificação realizada pelo modelo, visto que regiões que têm concentração de linhas de fluxo, ou seja, onde o relevo é convergente, quase sempre geram padrões de classificação com menores níveis de estabilidade.

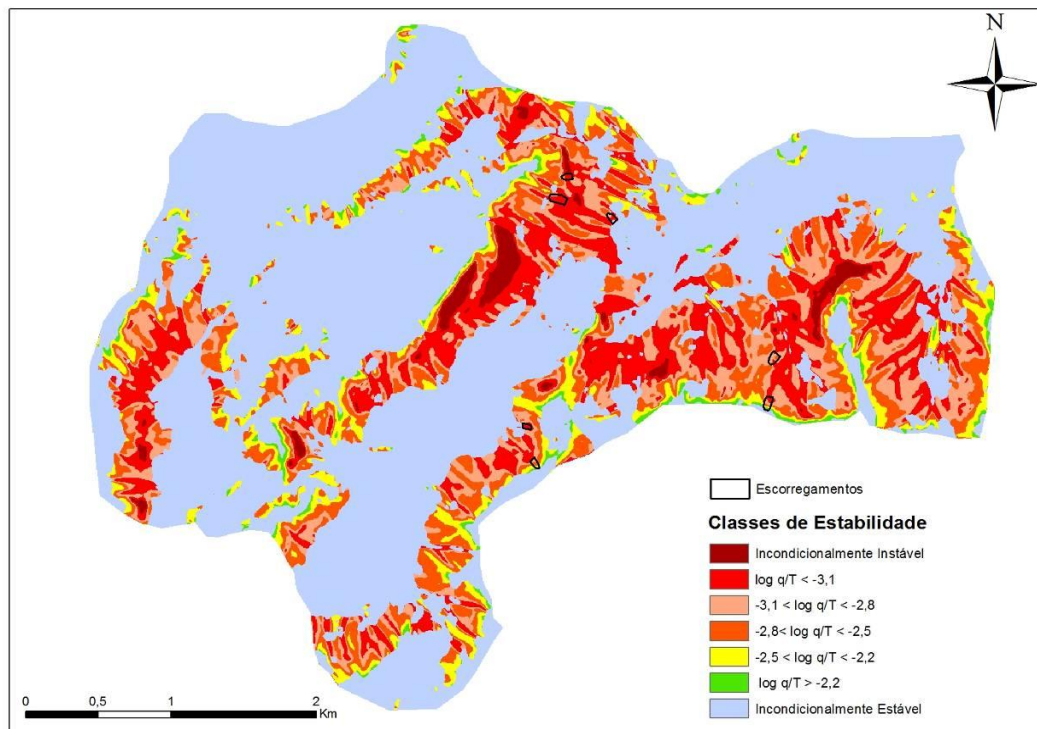


Figura 13 – Mapa de Estabilidade da Bacia do Rio Cunha (SHALSTAB).

A Tabela 8 mostra a distribuição de área em cada classe, bem como a distribuição dos escorregamentos.

Tabela 8 – Distribuição da área e dos escorregamentos.

Classe	Área (km ²)	Área (%)	N ° de Esc.	Esc. (%)
Incond. Instável	0,23	1,43%	1	14,29%
log $q/T < -3,1$	1,85	11,41%	6	85,71%
-3,1 < log $q/T < -2,8$	1,73	10,67%	0	0,00%
-2,8 < log $q/T < -2,5$	1,69	10,45%	0	0,00%
-2,5 < log $q/T < -2,2$	0,91	5,65%	0	0,00%
log $q/T > -2,2$	0,20	1,21%	0	0,00%
Incond. Estável	9,58	59,17%	0	0,00%
Total	16,2	100%	7	100%

Observa-se que todos os escorregamentos coincidiram com as duas classes de maior instabilidade. Dos escorregamentos mapeados, um foi enquadrado na classe incondicionalmente instável e os outros seis na segunda classe de maior instabilidade. Em contrapartida, apenas 12,84% da área total da bacia foi enquadrada nestas duas classes. Isto demonstra que, embora a classe incondicionalmente instável não tenha sido a classe com maior incidência de escorregamentos, a resposta do modelo foi satisfatória.

Para que uma célula seja enquadrada na classe incondicionalmente instável, algumas condições específicas devem ser estabelecidas, como a permanência de uma camada de solo espessa sobre uma superfície de grande declividade. Muitas vezes esta combinação de fatores não pode ser encontrada na realidade, pois grandes declividades geralmente implicam em grandes taxas de erosão, limitando a espessura do solo. Portanto, esta condição pode ser descrita matematicamente, porém é uma incoerência física.

As classes geradas que ficam em função do parâmetro livre q/T são as que utilizam os parâmetros hidrológicos para o cálculo da estabilidade. O enquadramento da maioria dos escorregamentos na classe mais instável dependente de q/T e uma porcentagem pequena de área enquadrada nesta classe (11,41%), demonstra que o modelo capturou corretamente os fatores topográficos e hidrológicos que governam a estabilidade das encostas na bacia.

5.2. Determinação da Chuva Crítica

A condição climática do segundo semestre de 2008 no município de Rio dos Cedros teve relevante papel no desencadeamento dos escorregamentos. Porém, apenas os dados de precipitação não são suficientes para descrever o grau de estabilidade de uma bacia. Para o modelo SHALSTAB, a estabilidade da encosta depende da relação q/T . Esta relação representa a capacidade do solo da bacia de transmitir a água que está infiltrando sobre a forma de taxa de recarga uniforme. Quanto maior for esta relação, maior será o índice de umidade do solo e consequentemente a maior a probabilidade de uma região se desestabilizar. Por isso, a efetiva aplicação dos resultados gerados pelo modelo requer a estimativa de T do solo. Assim, a variável q capaz de desestabilizar uma região está diretamente relacionada com T .

Através dos dados obtidos em campo, estimou-se o valor de T (Equação (15)) para a bacia do Rio Cunha. Portanto foi possível calcular a q necessária para obter o correto valor da relação q/T para os locais onde ocorreram escorregamentos a partir dos resultados do SHALSTAB. No entanto, a obtenção do correto valor da relação q/T depende da relação do inventário de cicatrizes com a área designada instável pelo modelo.

Para obtenção do valor de q/T , o mapa de estabilidade gerado pelo modelo foi reclassificado mantendo-se as classes extremas e mais outras duas classes limitadas por um único valor de $\log q/T$. Este valor de $\log q/T$ foi variado quatro vezes de modo a obter diferentes padrões de classificação. O valor usado para $\log q/T$ em cada reclassificação foi respectivamente: -3,4, -3,3, -3,1 e -2,8. Conforme se variava o valor de $\log q/T$, variava também a densidade de células classificadas como instáveis dentro da delimitação dos escorregamentos (Figura 14), bem como a área total considerada instável pelo modelo (Tabela 9).

Mesmo com a variação do valor de $\log q/T$, todos os escorregamentos continuaram se enquadrando nas duas classes mais instáveis. Os limites dos valores usados na reclassificação basearam-se em alguns critérios. Para estabelecer o menor valor de $\log q/T$ o critério foi reduzi-lo até que restasse pelo menos uma célula instável dentro da delimitação de cada escorregamento. O maior valor foi obtido quando a porcentagem da área da bacia classificada como instável tornou-se maior que a porcentagem da área classificada como estável.

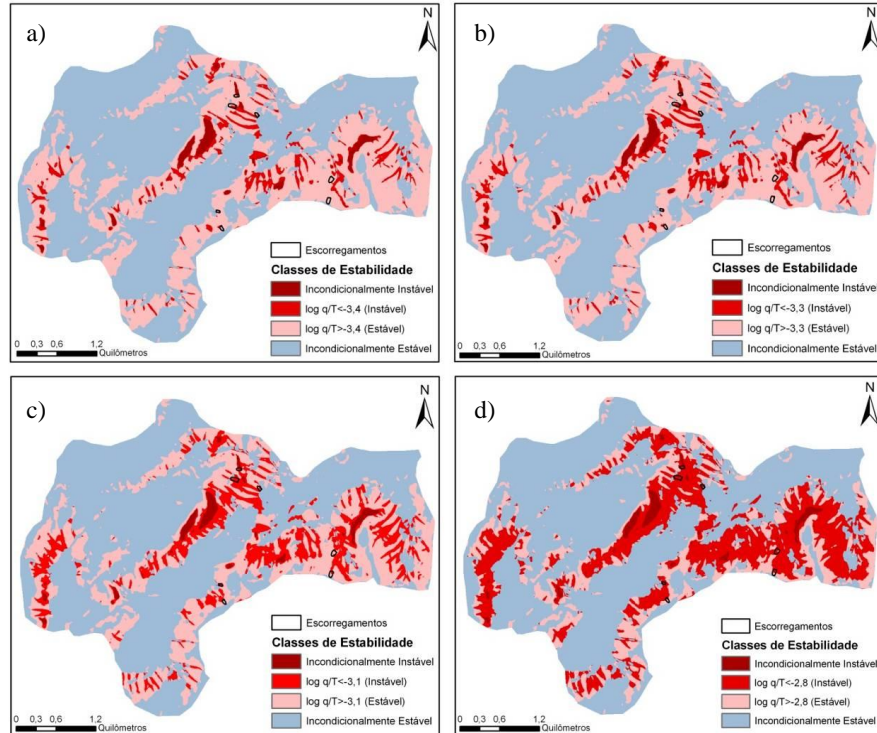


Figura 14 – Reclassificações do mapa de estabilidade para $\log q/T$: a) -3,4; b) -3,3; c) -3,2; d) -2,8.

Tabela 9 – Porcentagem de área em cada classe de estabilidade.

Classe	Área Percentual (%)			
	$\log q/T = -3,4$	$\log q/T = -3,3$	$\log q/T = -3,1$	$\log q/T = -2,8$
Incond. Instável	1,43	1,43	1,43	1,43
Instável	4,95	7,96	11,41	22,08
Estável	34,45	32,87	27,99	17,32
Incond. Estável	59,17	59,17	59,17	59,17

A Figura 15 apresenta um gráfico composto pelos valores da declividade no eixo horizontal e os valores da área de contribuição no eixo vertical onde é possível representar todas as células que compõem uma bacia. Também é possível traçar linhas que representam os valores de $\log q/T$ estabelecidos pela Equação (28) considerando os parâmetros de entrada utilizados para a simulação. As linhas verticais representam as fronteiras das condições estabelecidas pelas Equações (25) e (26). Plotando-se neste gráfico as células que representam as cicatrizes de escorregamento da bacia do Rio Cunha pode-se observar sua relação com os valores de $\log q/T$ (Figura 15). Observa-se que todos os pontos do inventário de escorregamentos estão situados em área instável para qualquer valor de $\log q/T$ representado.

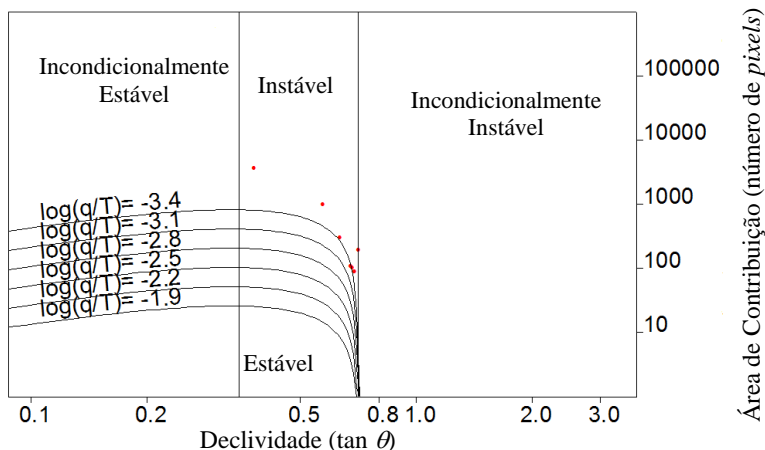


Figura 15 – Gráfico de declividade pela área de contribuição.

Obtidos os valores de q/T e conhecendo o valor de T , foram calculados os valores de q que pudessem satisfazer a relação, bem como o período necessário para atingi-los e o total pluviométrico de cada período (Tabela 10).

Tabela 10 – Valores de q/T , seus respectivos períodos e precipitação acumulada.

$\log q/T$	q (mm/d)	n. de dias	Acumulado (mm)
-3,4	15,33	68	1042,55
-3,3	19,06	28	533,66
-3,1	27,01	8	216,76
-2,8	55,59	3	166,76

Após determinado o número de dias e o acumulado de precipitação associado ao evento de 23/11/2008, foi analisada a serie histórica desde 1941 procurando encontrar períodos análogos com uma precipitação similar àquela indicada pela relação $\log q/T$ para verificar a singularidade de cada acumulado, ou seja, analisando se já havia ocorrido outro evento de igual magnitude desde 1941. Nota-se na Tabela 11 que para uma precipitação acumulada de 1042,55 mm em 68 dias nenhum período similar foi encontrado. Já para os demais valores de $\log q/T$ foram encontrados diversos períodos com uma precipitação acumulada igual ou maior que a ocorrida em 2008. Após a ocorrência

dos escorregamentos, foi relatado por moradores e pela mídia que não aconteceram eventos de semelhante magnitude naquela bacia. Assim, através das análises relacionadas à precipitação, pode-se supor que a precipitação de 68 dias com o acumulado de 1042,55 possui um alto grau de possibilidade de ser a responsável pelo desencadeamento dos escorregamentos na bacia do rio Cunha, SC.

A Tabela 11 mostra que as maiores taxas de recarga aconteceram com um período de acumulação referente a curtos períodos anteriores aos escorregamentos, porém estas não condiziam com os valores calculados através da relação q/T gerada pelo modelo. Isto pode ser um indício de que para desencadear escorregamentos é necessário um conjunto de fatores que incluem um longo período chuvoso, e não apenas um pequeno intervalo de tempo com elevada intensidade de chuva.

Tabela 11 – Períodos de tempo similares ao acumulado pluviométrico para diferentes $\log q/T$.

$\log q/T$	n. dias	Acumulado A (mm)	q (mm/d)	Período similar da série histórica*	Acumulado B (mm)	B - A (mm)
-3,4	68	1042,55	15,33	-	-	-
				1/08/1983 – 05/07/1983	571,80	38,14
-3,3	28	533,66	19,06	02/08/1983 – 06/07/1983	594,20	60,54
				21/01/1990 – 25/12/1989	541,20	7,54
				22/01/1990 – 26/12/1989	559,20	25,54
				23/01/1990 – 27/12/1989	579,20	45,54
				25/02/1958 – 18/02/1958	248,00	31,24
-3,1	8	216,76	27,01	14/02/1966 – 07/02/1966	249,40	32,64
				24/03/1974 – 17/03/1974	254,40	37,64
				13/07/1983 – 06/07/1983	345,20	128,44
				27/01/1997 – 20/01/1997	277,50	60,74
				02/04/1954 – 31/03/1954	198,80	32,04
-2,8	3	166,76	55,59	02/11/1961 – 31/10/1961	197,20	30,44
				08/08/1984 – 06/08/1984	220,70	53,94
				04/07/1999 – 02/07/1999	174,00	7,24
				16/02/2000 – 14/02/2000	189,40	22,64

*Para os valores de $\log q/t$ -3,3, -3,1 e -2,8 foram encontrados 6, 65 e 15 períodos análogos correspondentes, mas apenas os 5 mais representativos foram apresentados.

Ressalta-se que as análises realizadas ainda possuem grande incerteza. Por mais que se consiga determinar matematicamente e através da modelagem o total precipitado associado aos escorregamentos, ainda não se pode determinar fisicamente qual precipitação desencadeou os movimentos de massa. Neste evento, como demonstrado por Rocha *et al.* (2009), a precipitação foi acima da média desde agosto de 2008 e os escorregamentos ocorreram apenas no final de novembro. Dessa maneira, muito se tem a avançar na previsão e conhecimento deste fenômeno, que está vinculado principalmente à precipitação e à dinâmica da água no solo.

Embora o modelo tenha apresentado grande analogia com o inventário de cicatrizes, ainda existem muitas incertezas relacionadas aos seus resultados. Como os parâmetros de entrada não podem ser discretizados pelo modelo para as diferentes formações da bacia, os mesmos precisam ser regionalizados, gerando incoerências nos resultados. Além disso, é muito difícil realizar medições de todos os parâmetros de entrada para cada particularidade da bacia. Como foram usadas as médias das medições de cada parâmetro, seus valores podem subestimar ou superestimar o grau de estabilidade de alguma região. Isto pode ser observado no fato de que muitas áreas classificadas como instáveis pelo modelo não apresentaram sinais de escorregamentos.

As incertezas do modelo também podem acarretar na escolha errada dos valores de q/T capazes de gerar regiões instáveis que condizem com o inventário de escorregamentos. Neste caso, o erro seria propagado para o cálculo da taxa de recarga e do período de chuva relacionado. Como estes valores estão expressos pelo logaritmo, pequenas variações podem gerar grande alteração nos valores da taxa de recarga.

A classificação gerada pelo modelo SHALSTAB em função dos valores de q/T demonstra a necessidade da regionalização dos resultados, pois a taxa de recarga necessária para desencadear escorregamentos em cada região dependerá da transmissividade do solo.

5.3. Resultados do SINMAP

Diferentemente do SHALSTAB, o SINMAP é um modelo probabilístico que trabalha com limites mínimos e máximos para cada parâmetro. Os parâmetros pedológicos utilizados para aplicação do modelo SINMAP foram obtidos através da variação ($\pm 20\%$) da média

dos valores encontrados para os 10 pontos de amostragem. O parâmetro hidrológico (taxa de recarga uniforme) foi obtido através da variação ($\pm 20\%$) do valor encontrado com a calibração do modelo SHALSTAB. Os parâmetros de entrada utilizados estão apresentados na Tabela 12.

A simulação realizada com o SINMAP gerou 6 classes de estabilidade. Cada classe representa uma faixa de valores de índice de estabilidade, representando a probabilidade de uma célula alcançar um fator de segurança maior que um. O mapa do índice de estabilidade gerado pelo SINMAP está apresentado na Figura 15. A Tabela 13 mostra a distribuição de área e escoamentos em cada classe de estabilidade. Devido à similaridade das equações utilizadas pelos dois modelos, os resultados gerados são bastante semelhantes. Áreas com alta declividade têm menores índices de estabilidade, bem como as regiões com relevo côncavo, que tendem a ter maiores áreas de contribuição e consequentemente maior umidade.

Tabela 12 – Períodos de tempo similares ao acumulado pluviométrico para diferentes $\log q/T$.

Parâmetro	Limite Mínimo	Limite Máximo
Ângulo de atrito (ϕ)	24,96°	37,44°
Coesão Adimensional (c)	0,037	0,125
T/q	1324,6 m	4470,6 m
Densidade do solo úmido (ρ_s)	1815 kg/m ³	

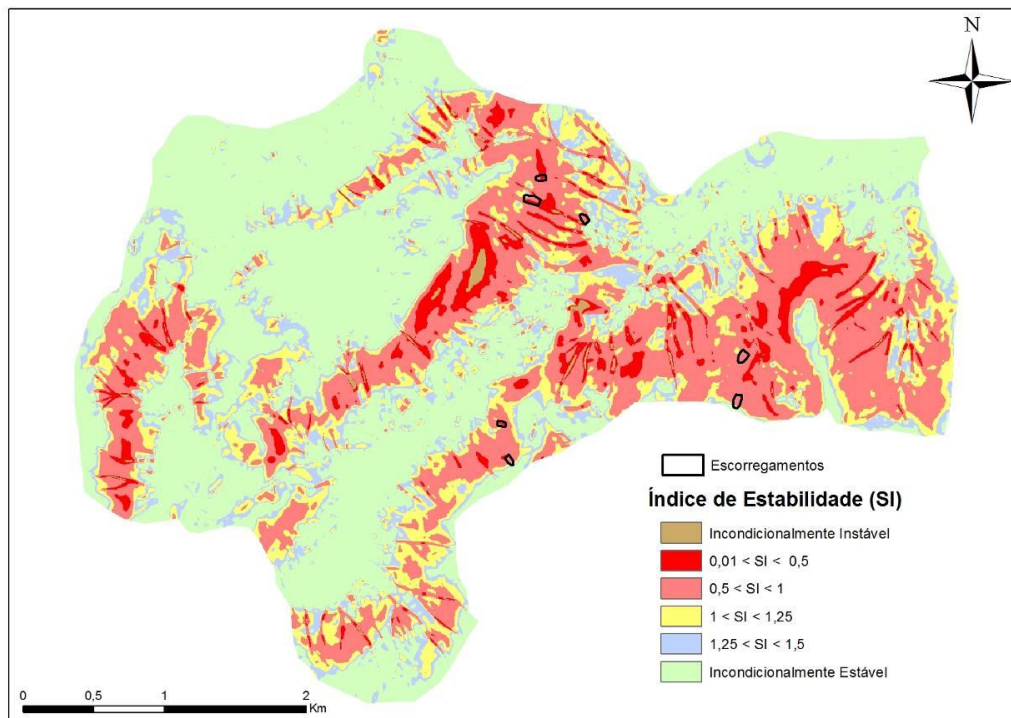


Figura 16 – Mapa de estabilidade da bacia do Rio Cunha gerado com SINMAP.

Os escorregamentos enquadraram-se nas 3 classes de menor estabilidade, onde, segundo a classificação gerada pelo SINMAP, o índice de estabilidade é menor que um. A classe incondicionalmente instável não teve incidência de escorregamentos, sendo que, da mesma maneira que no modelo SHALSTAB, o enquadramento de células nesta classe depende de condições específicas como certa espessura de solo e alta declividade. A classe com maior número de escorregamentos foi o limiar superior de instabilidade ($0,0 < SI < 0,5$), com 5 escorregamentos, seguida pelo limiar inferior de instabilidade com 2 escorregamentos. O enquadramento de 71,43% dos escorregamentos na classe mais instável dependente das relações hidrológicas e a pequena área (4,4%) classificada desta maneira sugere que o modelo SINMAP está capturando corretamente os fenômenos topográficos e hidrológicos que governam a estabilidade das encostas na bacia. Em contraponto, para que todos os escorregamentos incidissem em áreas consideradas instáveis, mais de 30% da área da bacia teve que ser classificada desta maneira.

Tabela 13 – Distribuição da área e dos escorregamentos.

Classe	Área (km ²)	Área (%)	N ° de Esc.	Esc. (%)
Incond. Instável	0,03	0,20%	0	0,00%
0,0 < SI < 0,5	0,71	4,40%	5	71,43%
0,5 < SI < 1,0	4,16	25,70%	2	28,57%
1,0 < SI < 1,25	2,43	15,00%	0	0,00%
1,25 < SI < 1,5	1,80	11,10%	0	0,00%
Incond. Estável	7,08	43,70%	0	0,00%
Total	16,2	100%	7	100%

5.4. Análise de Sensibilidade

Na análise de sensibilidade os parâmetros de entrada do modelo foram variados de modo a se observar a variação da quantidade de área classificada como instável pelo modelo. Para o modelo SHALSTAB a área instável foi representada pela soma das áreas nas classes “incondicionalmente instável” e “ $\log q/T < -3,4$ ”. A Tabela 14 mostra os valores centrais para os parâmetros de entrada bem como suas faixas de variação.

Tabela 14 – Variação dos parâmetros na análise de sensibilidade (SHALSTAB).

Parâmetro (X)	Valor Central ($X_{Central}$)	Faixa de Variação	
		De	Até
ϕ	31,2°	15,6°	46,8°
c	11,9 kPa	0 kPa	23,8 kPa
ρ_s	1815 kg/m ³	1089 kg/m ³	2541 kg/m ³
z	10 m	1 m	20 m
k_s	3,8 m/d	0,76 m/d	6,84 m/d
q	15,3 mm/d	3,06 mm/d	27,54 mm/d

A variação na área instável gerada como resultado na mudança dos parâmetros de entrada está apresentada pela Figura 17. Algumas conclusões acerca da análise de sensibilidade são evidentes como a redução do ϕ e c e aumento da taxa de recarga levam a um incremento da porcentagem de área instável. Entretanto, pode-se observar pela análise que uma alteração no ϕ gera variações muito maiores na área instável que uma mudança na c . A redução da ρ_s , mesmo traduzindo-se em alívio das tensões cisalhantes, leva ao aumento das áreas instáveis devido ao alívio concomitante da tensão normal e o conseqüente aumento da efetividade da pressão dos poros exercida pela presença de água.

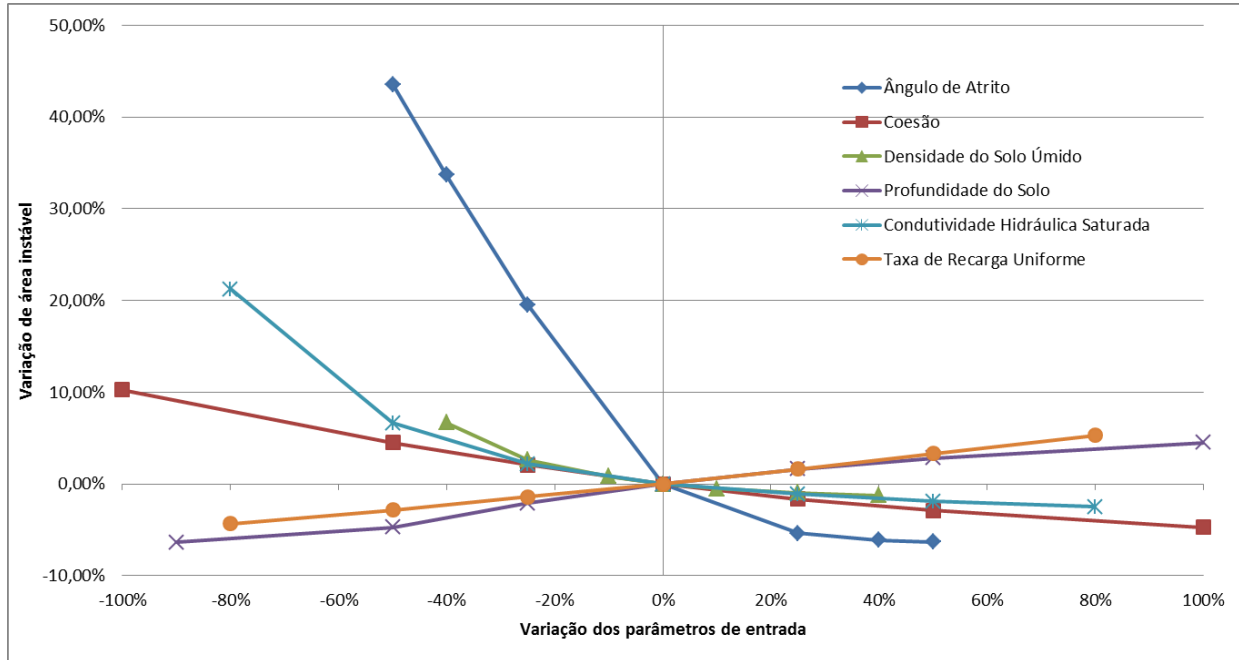


Figura 17 – Análise de sensibilidade com SHASLTAB.

O ϕ é o parâmetro que tem maior influência nos resultados do SHALSTAB. A comparação entre a variação de área instável gerada pelo aumento e pela redução dos parâmetros de entrada mostra que, para alguns dos parâmetros como ϕ , o modelo é mais sensível à redução, enquanto que para outros, a variação é linear. A redução de 25% do valor do ϕ leva a um aumento de aproximadamente 20% de área instável, enquanto que o aumento de 25% do ϕ diminui aproximadamente 5% de área instável. Segundo Hammonnd *et al.* (1992), a escolha dos valores centrais dos parâmetros pode alterar consideravelmente as curvas de sensibilidade, por exemplo, os modelos são mais sensíveis ao parâmetro de c quando o valor central usado para z é pequeno. Desta maneira entende-se que solos rasos são mais sensíveis a coesão do que solos profundos.

Para o modelo SINMAP a área instável foi representada pela soma das áreas nas 3 classes de menor estabilidade, ou seja, “incondicionalmente instável”, “ $0,0 < SI < 0,5$ ” e “ $0,5 < SI < 1,0$ ”. Os valores centrais e a faixa de variação de parâmetros utilizados para análise de sensibilidade do SINMAP estão descritos na Tabela 15.

Tabela 15 – Variação dos parâmetros na análise de sensibilidade (SINMAP)

Parâmetro (X)	Valor Central ($X_{Central}$)		Faixa de Variação			
	Limite Mínimo	Limite Máximo	De		Até	
			Limite Mínimo	Limite Máximo	Limite Mínimo	Limite Máximo
ϕ	24,96 °	37,44 °	12,48 °	18,72 °	37,44 °	56,16 °
c	0,037	0,125	0	0	0,074	0,251
T/q	1324,6 m	4470,6 m	264,9 m	894,1 m	2384,3 m	8047,1 m
ρ_s	1815 Kg/m ³		1089 Kg/m ³		2541 Kg/m ³	

A variação na área instável gerada como resultado na mudança dos parâmetros de entrada está representada pela figura 18.

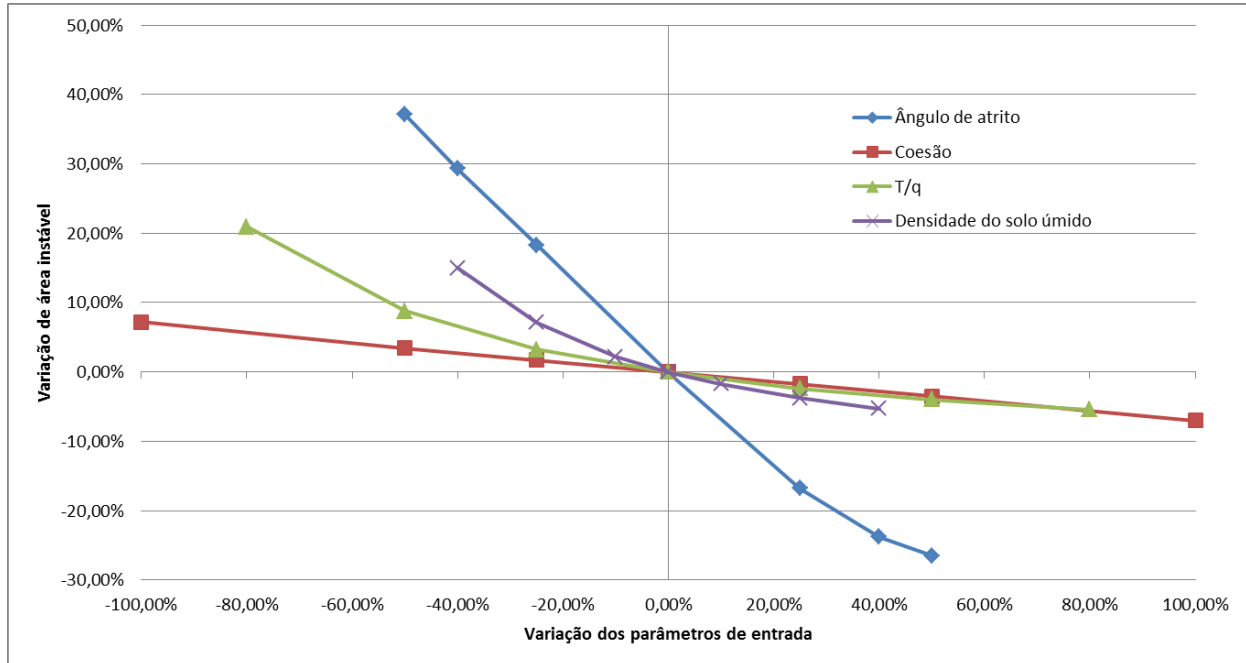


Figura 18 – Análise de Sensibilidade com SINMAP.

A análise de sensibilidade do SINMAP demonstrou que o modelo é mais sensível ao parâmetro ϕ . Porém, neste caso, a sensibilidade à redução do parâmetro é muito similar ao seu aumento, provavelmente por que o valor central da área instável é consideravelmente maior para o modelo SINMAP. Para os parâmetros de entrada utilizados, a c mostra-se o parâmetro menos sensível, sendo que a sensibilidade não muda para aumento ou redução do valor deste parâmetro. Uma redução de 100% no valor da c gera aproximadamente 7% a mais de áreas instáveis enquanto que um aumento de 100% gera uma redução de aproximadamente 7% de áreas instáveis.

5.5. Comparação entre os Modelos

Os valores de IA e IE para os dois modelos foram elaborados e estão representados na Tabela 16.

Tabela 16 – Índice de Acerto e de Erro para os modelos SHALSTAB e SINMAP.

	SHALSTAB	SINMAP
Índice de Acerto (IA)	19,55%	94,12%
Índice de Erro (IE)	6,35%	30,22%

Embora baseado em princípios semelhantes, os dois modelos apresentaram os valores de IA e IE bastante diferentes. Isto ocorreu devido ao processo de calibração utilizado e a tipologia de cada modelo. O SHALSTAB é um modelo determinístico, no qual a resposta é dada em termos de ocorrência de falha ou não. Seu processo de calibração resultou numa grande redução de área instável dentro da bacia, até o ponto em que apenas algumas células instáveis restassem dentro do inventário de escorregamentos. Isto levou a um baixíssimo IE , visto que poucas áreas dentro da bacia foram classificadas como instáveis, porém refletiu em um IA relativamente baixo quando comparado ao modelo SINMAP.

O SINMAP é um modelo probabilístico e sua resposta é dada em termos de probabilidade de falha. A distribuição probabilística realiza inúmeras combinações com os parâmetros de entrada, desta maneira as áreas instáveis, ou seja, aquelas que apresentam probabilidade de falha, ocupam uma área consideravelmente grande dentro da bacia. Isto elevou a aproximadamente 94% o IA do modelo, o que representa um altíssimo índice de acerto, porém também refletiu em um alto IE , o que indica que

grande parte da área dita instável pelo modelo não apresentou ocorrência de escorregamentos.

Para Sorbino *et al.* (2010), o modelo que melhor descreve o fenômeno seria aquele que obtivesse a maior relação IA/IE . Os valores de IA/IE para os modelos SHALSTAB e SINMAP foram 3,08 e 3,11, respectivamente. Baseado neste princípio pode-se dizer que o SINMAP obteve melhor desempenho que o SHALSTAB. Porém, os valores obtidos pela relação IA/IE são muito parecidos, sendo insuficientes para levar a uma conclusão definitiva. Além disso, o IA e IE são calculados com base na área do inventário de cicatrizes e considerando-se a complexidade do fenômeno estudado, não se pode concluir que toda a área da cicatriz tenha se formado de uma só vez. A desestabilização de apenas uma pequena área, representada por poucas células instáveis, pode acarretar na desestabilização de um volume de solo muito maior devido ao relaxamento das tensões atuantes no maciço, fazendo com que todo o solo a montante desta área também se desestabilize.

Desta maneira, outro método de comparação foi estabelecido. Uma metodologia utilizada por Dietrich *et al.* (2001) demonstra que a melhor adaptação de um modelo a uma bacia se dá quando o inventário de escorregamentos coincide com as áreas classificadas como instáveis e ao mesmo tempo estas áreas representam uma pequena porcentagem da bacia. A Figura 19 mostra um gráfico relacionando as classes de estabilidade dos modelos e a porcentagem cumulativa de área e escorregamentos em cada classe.

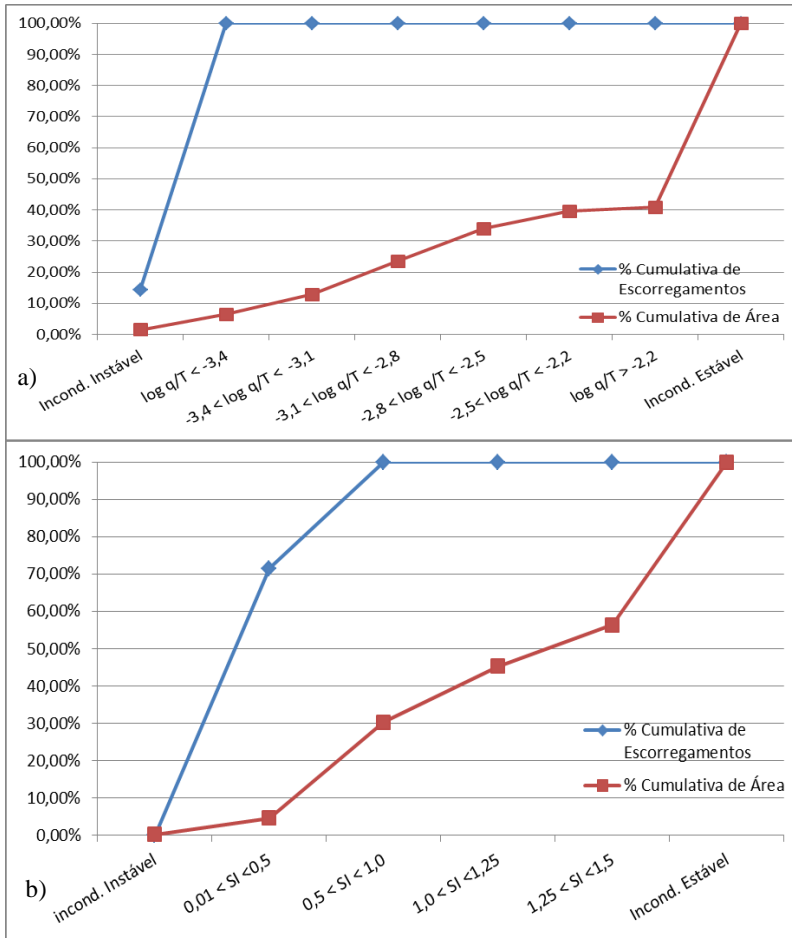


Figura 19 – Porcentagem cumulativa de área e de escorregamentos mapeados em cada classe de estabilidade. a) SHALSTAB; b) SINMAP.

A Figura 19a mostra que, para o modelo SHALSTAB, todos os escorregamentos estão enquadrados nas classes “incondicionalmente instável” e “ $\log q/T < -3,4$ ”. Tomando-se este valor como o limiar da estabilidade, apenas aproximadamente 6% da área da bacia foi classificado como instável. Para o SINMAP, os escorregamentos foram todos enquadrados até a classe “ $0,5 < SI < 1,0$ ”. Tomando-se este valor como limiar de estabilidade, a soma da área classificada como instável na bacia é de aproximadamente 30%.

Através da avaliação dos resultados obtidos com os dois modelos pode-se dizer que o SHALSTAB, quando calibrado corretamente, pode ser usado no delineamento exato de locais propícios a escorregamentos translacionais. O SINMAP, embora tenha apresentado resultados satisfatórios quanto à classificação das áreas apresentadas no inventário de cicatrizes, não teve a capacidade de delimitá-las precisamente, sendo seu uso mais propício à avaliação de perigo e gestão territorial. Desta maneira, por conseguir representar os efeitos topográficos e hidrológicos da bacia e enquadrar todos os pontos de escorregamento em classes de baixa estabilidade sem classificar demasiada área desta maneira, o SHASLTAB está mais apto a detectar áreas susceptíveis a escorregamentos translacionais na bacia do Rio Cunha.

5.6. Mapa de Estabilidade da Bacia do Rio Cunha

A classificação gerada pelo modelo SHALSTAB é realizada em função de $\log q/T$. Conhecendo o valor de T , pode-se representar as classes de estabilidade em função da taxa de recarga uniforme (q) necessária para causar instabilidade, gerando-se o mapa representado pela Figura 20.

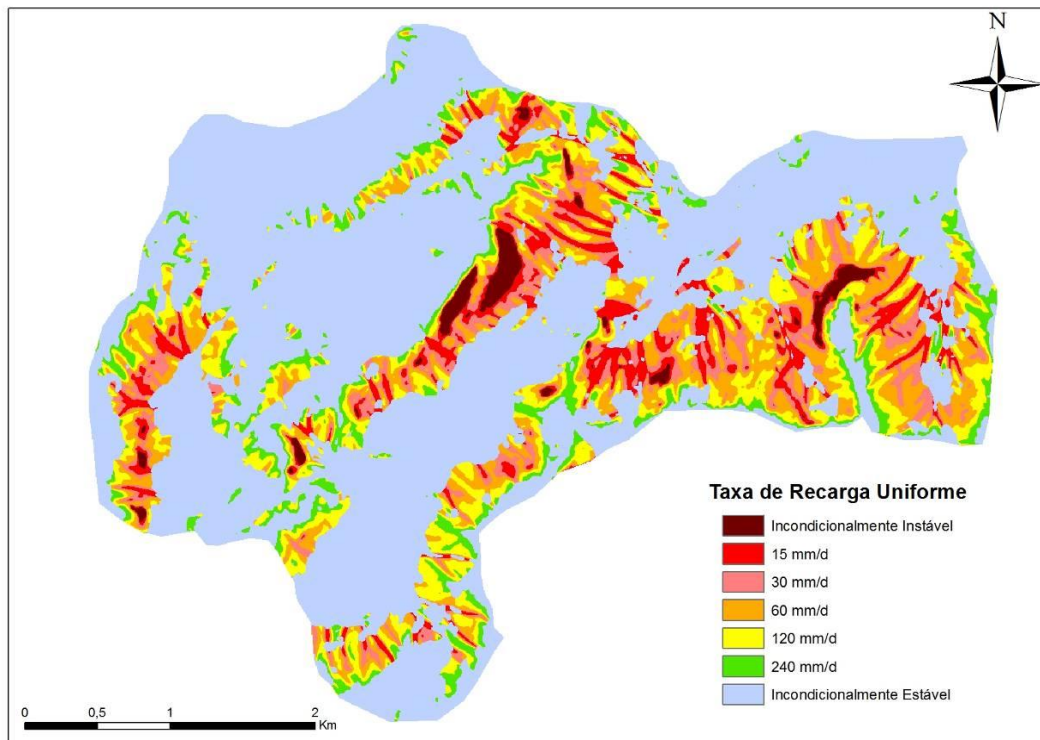


Figura 20 – Mapa de estabilidade da bacia do Rio Cunha em função de q .

6. CONCLUSÃO

Os escorregamentos são fenômenos naturais que fazem parte da dinâmica natural da evolução da paisagem, porém a ocupação de áreas susceptíveis a este tipo de fenômeno tem causado grande impacto na sociedade e na economia. O mapeamento de áreas susceptíveis a escorregamentos é uma importante ferramenta na prevenção destes desastres, devido, principalmente, ao seu baixo custo e ampla aplicabilidade, inclusive no planejamento da expansão urbana e gestão territorial.

A ocorrência de escorregamentos depende de inúmeros fatores e a modelagem matemática tenta, através da análise de dados topográficos, pedológicos e hidrológicos, descrever os processos envolvidos na estabilidade das encostas. Os modelos SINMAP e SHALSTAB apresentaram desempenhos satisfatórios quando aplicados a bacia do Rio Cunha. Os dados topográficos são de extrema importância nos cálculos realizados pelos modelos. A topografia, além de representar a declividade do terreno, rege as linhas de fluxo, indicando os locais onde haverá maior concentração de água e conseqüentemente maior probabilidade de falha. É evidente a necessidade de dados topográficos de qualidade que tenham a capacidade de gerar um MDT que represente verdadeiramente as condições do relevo local.

Os dados pedológicos representam as características de resistência ao cisalhamento do solo da bacia. Os parâmetros de resistência do solo geram padrões de estabilidade, sendo que a variação destes parâmetros acarreta em uma mudança brusca dos padrões. A análise de sensibilidade demonstrou que o ângulo de atrito interno do solo é o parâmetro de entrada que gera maior influência sob o resultado dos modelos. Portanto ensaios geotécnicos com a finalidade de mensurar corretamente o valor deste parâmetro são relevantes para realização do mapeamento de áreas susceptíveis. Em contraponto, esforços despendidos para aumentar a precisão de certos parâmetros de entrada podem não gerar alterações significativas nos resultados dos modelos.

A consideração dos parâmetros hidrológicos na modelagem de estabilidade de encostas é fundamental já que no Brasil os escorregamentos são sempre desencadeados por grandes acumulados de chuva e/ou chuvas intensas. Isto ficou evidenciado através dos grandes desastres ocorridos em Santa Catarina em 2008 e no Rio de Janeiro em 2011. Na tentativa de encontrar o período de acumulação relacionado aos escorregamentos, algumas taxas de recarga foram calculadas. O

único valor de precipitação acumulada, relacionado a uma taxa de recarga, ou seja, a um período de tempo, que não havia se repetido na série histórica foi aproximadamente 1042 mm. Este período condiz com a menor taxa de recarga encontrada. Isto representa a importância da acumulação da água na camada de solo, já que taxas de recarga maiores, que tendem a se concentrar em períodos mais curtos, se repetiram diversas vezes desde 1941.

A comparação direta entre os dois modelos levou a conclusão que o SHALSTAB teve melhor desempenho aplicado a Bacia do Rio Cunha devido a sua capacidade de detectar os pontos de escorregamento sem designar grandes porcentagens de área instável dentro da bacia. A discretização dos parâmetros de entrada para as diferentes formações da bacia poderia melhorar a resposta dos modelos, portanto recomenda-se que para trabalhos futuros as diferentes características da bacia sejam consideradas. Desta maneira, recomenda-se a aplicação do SHALSTAB para delineamento de áreas susceptíveis a escorregamentos translacionais rasos e a aplicação do SINMAP para fins menos específicos, como zoneamento de perigo e orientação da expansão urbana. Ainda que o conhecimento científico relacionado à previsão de escorregamentos esteja avançando e os modelos matemáticos utilizados consigam realizar boas aproximações, os escorregamentos são fenômenos de alta complexidade. A exatidão nos resultados ainda é uma meta a ser alcançada.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AUGUSTO FILHO, O. **Cartas de risco de escorregamentos: uma proposta metodológica e sua aplicação no município de Ilhabela, SP.** São Paulo. Dissertação (Mestrado em Engenharia), Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, 1994, 162p.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 7181 – Solo – Análise Granulométrica.** Rio de Janeiro, 1984.

BEVEN, K.J.; KIRKBY, M.J. **A physically based, variable contributing area model of basin hydrology.** Bulletin of Hydrological Sciences, v. 24, 1979, p. 43-69.

BISHOP, A. W. **The use of the slip circle in the stability analysis of slopes.** Geotechnique, 1955, p. 7-17.

CAPUTO, H.P. **Mecânica dos solos e suas aplicações: fundamentos.** 6.ed. Rio de Janeiro, Livros Técnicos e Científicos, 1988. 234p.

CASTRO, A. L. C. **Manual de desastres: desastres naturais.** Brasília: MIN, 2003, 174 p.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. **Mapa Geológico do Brasil.** Disponível em: <http://geobank.sa.cprm.gov.br/>, acesso em Fev. de 2011.

DHAKAL, A. S.; SIDLE, R. C. **Distributed simulations of landslides for different rainfall conditions.** Hydrological Processes, n. 18, 2004, p.757-776.

DIETRICH, W .E.; REISS, R.; HSU, M.; MONTGOMERY, D. R. **A process-based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data.** Hydrological Processes, v. 9, 1995, p. 383-400.

DIETRICH, W. E.; MONTGOMERY, D. R. **SHALSTAB: a digital terrain model for mapping shallow landslide potential.** NCASI (National Council of the Paper Industry for Air and Stream Improvement) Technical Report, 1998, 29p.

DIETRICH, W.E.; BELLUGI D.; REAL DE ASUA R.. **Validation of the shallow landslide model, SHALSTAB, for forest management.** in M.. S. Wigmosta , and S. J. Burges, editors, Land Use and Watersheds: Human influence on hydrology and geomorphology in urban and forest areas, Amer. Geoph. Union , Water Sciene and Application 2, 2001, p.195-227.

EM-DAT. **The International Disaster Database**. Disponível em: <http://www.emdat.be/database>, acesso em novembro de 2011.

EMBRAPA. Centro Nacional e Pesquisa em Solos. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Brasília: Embrapa-SPI; Rio de Janeiro: Embrapa-Solos, 2006, 306 p.

GOERL, R.F.; KOBİYAMA, M.; CORREA, G.P.; ROCHA, H.L.; GIGLIO, J.N. **Desastre hidrológico resultante das chuvas intensas em Rio dos Cedros – SC**. In XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos (2009: Campo Grande) Campo Grande: ABRH, Anais. CD-rom. 2009a, 19p.

GOERL, R.F.; KOBİYAMA, M.; LOURENÇO, L.L.; GRANDO, A. **Características gerais dos escorregamentos ocorridos em novembro de 2008 nos municípios de Brusque, Rio dos Cedros e Timbó – SC**. In: XIII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada (2009: Viçosa) Viçosa: UFV, Anais. CD-rom. 2009b, 16p.

GUIDICINI G.; NIEBLE, C. M. **Estabilidade de taludes naturais e de escavação**. São Paulo: Edgard Blücher, 1993, 196p.

GUIMARÃES, R.F.; FERNANDES N.F.; GOMES R.A.T.; CARVALHO O.A.J. **Fundamentação teórica do modelo matemático para previsão de escorregamentos rasos shallow stability**. Espaço e Geografia, Vol.6, No 2, ISSN: 1516-9375, 2003, p. 133-150.

HAMMOND, C.; HALL D.; MILLER S.; SWETIK P. **Level I Stability Analysis (LISA) Documentation for Version 2.0**. General Technical Report INT-285, USDA Forest Service Intermountain Research Station, 1992.

KOBİYAMA, M.; REGINATTO, G.M.P.; MICHEL, G.P. **Contribuição da engenharia de sedimentos ao planejamento territorial com ênfase em redução de desastres hidrológicos**. In: IX Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos (2010: Brasília) Brasília: EMBRAPA, Anais., (CD-rom) 2010a, 18p.

KOBİYAMA, M.; GOERL, R.F.; CORREA, G.P.; MICHEL, G.P. **Debris flow occurrences in Rio dos Cedros, Southern Brazil: meteorological and geomorphic aspects**. In: WRACHIEN, D.; BREBBIA, C.A. (Orgs.) Monitoring, Simulation, Prevention and Remediation of Dense Debris Flows III. Southampton: WITpress., 2010b, p.77-88.

KOBİYAMA, M.; MENDONÇA, M.; MORENO, D.A.; MARCELINO, I.P.V.O.; MARCELINO, E.V.; GONÇALVES, E.F.; BRAZETTI, L.L.P.;

GOERL, R.F.; MOLLERI, G.; RUDORFF, F. **Prevenção de desastres naturais: Conceitos básicos**. Curitiba: Organic Trading. 2006, 109 p.

MACDONALD, R. **Introduction to Natural and Man-made Disasters and their Effects on Buildings**. Oxford: Elsevier. 2003, 257p.

MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E. **A physically-based model for topographic control on shallow landsliding**, Water Resources Research, vol.30, no.4, 1994, p. 1153-1171.

MOTA, A.A. **Avaliação da Dinâmica da Água na Zona Vadosa em Solos de Diferentes Usos com o Modelo HYDRUS-1D**. Florianópolis: UFSC/CTC/ENS, 2010. 45p. Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso em Engenharia Sanitária e Ambiental - UFSC).

O'LOUGHLIN, E. M. **Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis**. Water Resources Research. v. 22, 1986, p. 794-804.

OHTA, T.; FUKUSHIMA, Y.; SUZUKI, M. **Research on runoff from hillsides by one-dimensional transient saturated-unsaturated flow**. J. Jap. For. Soc., Tokyo, v.65, 1983 p. 125-134.

PACK, R. T.; TARBOTON, D. G.; GOODWIN, C. N.; PRASA A.. **SINMAP 2. A Stability Index Approach to Terrain Stability Hazard Mapping, technical description and users guide for version 2.0**. Utah State University. Canada (www.tclbc.com), 1998.

PACK, R. T.; TARBOTON, D. G.; GOODWIN, C. N. **Terrain Stability Mapping with SINMAP, technical description and users guide for version 1.00**. Report Number 4114-0, Terratech Consulting Ltd., Salmon Arm, B.C. Canada (www.tclbc.com), 1998.

ROCHA, H.L.; KOBIYAMA, M.; SILVA, C.G. **Análise estatística de chuvas intensas ocorridas nos municípios de Blumenau e Rio dos Cedros, SC, no período de agosto de 2008 a janeiro de 2009**. In XVIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos (2009: Campo Grande) Campo Grande: ABRH, Anais, 2009. CD-rom. 14p. 2009.

SELBY, M. **Hillslope Materials and Processes**. Oxford University Press, Oxford. 1993, 289p.

SIDLE, R.C.; OCHIAI, H. **Landslides: Processes, Prediction, and Land Use.** Am. Geophysical Union, Water Resour. Monogr. No. 18, AGU, Washington, D.C., 2006, 312 p.

SORBINO, G.; SICA, C.; CASCINI L. **Susceptibility analysis of shallow landslides source áreas using physically based models.** Natural Hazards, n. 53, 2010, p. 313-332.

VARNES, D.J. **Slope movement types and processes.** In: R.J. Schuster and R.J. Krizek (eds), Landslides, Analysis and Control. Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Washington, DC. Special Report 176, 1978, p. 11-33.

8. ANEXOS

8.1. Anexo 1 – Resultado dos Ensaio de Caracterização do Solo

As Tabelas 17, 18 e 19 mostram os valores c e ϕ , distribuição granulométrica, K_s e ρ_s para os pontos de amostragem na bacia do rio Cunha.

Tabela 17 - Valores de c e ϕ

Ensaio de Cisalhamento Direto		
Amostra	c [kPa]	ϕ [graus]
1	15,2	29,1
2	8,6	34,2
3	-	30,0
4	10,7	29,6
5	10,5	31,4
6	14,0	33,4
7	11,1	30,0
8	12,3	27,2
9	14,51	32,8
10	10,08	33,8

Tabela 18 - Distribuição granulométrica e K_s .

Análise Granulométrica			HYDRUS-1D	
Amostra	% Areia	% Silte	% Argila	K_s [m/d]
1	33,49	26,78	39,73	0,06
2	76,04	23,51	0,45	1,05
3	59,43	39,71	0,86	0,82
4	36,31	43,25	20,44	0,13
5	37,22	31,58	31,20	0,05
6	52,87	41,45	5,69	0,44
7	63,64	31,78	4,59	0,61
8	40,37	37,29	22,35	0,08
9	33,87	24,13	42,00	0,07
10	62,05	31,46	6,49	0,50

Tabela 19 - Valores de ρ_s **Densidade do solo úmido**

Amostra	ρ_s [kg/m ³]
1	1836,88
2	1899,33
3	1783,40
4	1808,74
5	1779,33
6	1776,78