

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA  
CENTRO TECNOLÓGICO  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA  
AMBIENTAL**

Gean Paulo Michel

**MODELAGEM DE ESTABILIDADE DE ENCOSTAS COM  
CONSIDERAÇÃO DO EFEITO DA VEGETAÇÃO**

Florianópolis  
2013



Gean Paulo Michel

**Modelagem de estabilidade de encostas com consideração do efeito da vegetação**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal de Santa Catarina para a obtenção do Grau de Mestre em Engenharia Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Masato Kobiyama

Florianópolis  
2013

Michel, Gean Paulo

Modelagem de estabilidade de encostas com consideração do efeito da vegetação / Gean Paulo Michel ; orientador, Masato Kobiyama - Florianópolis, SC, 2013.  
152 p.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa Catarina, Centro Tecnológico. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental.

Inclui referências

1. Engenharia Ambiental. 2. Escorregamentos. 3. Vegetação. 4. Modelagem. I. Kobiyama, Masato. II. Universidade Federal de Santa Catarina. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental. III. Título.

**“Modelagem de Estabilidade de Encostas com Consideração do Efeito de Vegetação”**

GEAN PAULO MICHEL

Dissertação submetida ao corpo docente do Programa de Pós - Graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal de Santa Catarina como parte dos requisitos necessários para obtenção do grau de

**MESTRE EM ENGENHARIA AMBIENTAL**

na Área de Engenharia Ambiental.

Aprovado por:



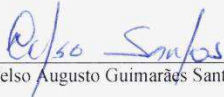
Prof. Masato Kobiyama, Dr.  
(Orientador)



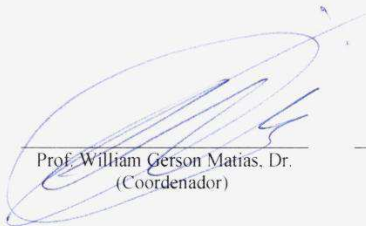
Prof. Davide Franco, Dr.



Profª. Nádia Bernardi Bonumá, Drª.



Prof. Celso Augusto Guimarães Santos, Dr.



Prof. William Gerson Matias, Dr.  
(Coordenador)



Prof. Rafael Augusto dos Reis Higashi, Dr.

FLORIANÓPOLIS, SC – BRASIL  
MARÇO/2013



## AGRADECIMENTOS

A Deus, pelas bênçãos que fizeram com que esta dissertação pudesse ser finalizada.

À minha família, pelo apoio incondicional.

À minha companheira, Pâmela, pelo amor, carinho, compreensão e auxílio.

Ao meu orientador, Professor Masato Kobiyama, pela confiança, orientação e amizade.

Aos integrantes do Laboratório de Hidrologia da UFSC, pelo auxílio na pesquisa e amizade.

Aos grandes amigos pelos momentos de descontração.

Aos professores da pós-graduação em engenharia ambiental, pelos grandes ensinamentos repassados.

À secretaria da pós-graduação em engenharia ambiental, pelo auxílio e competência demonstrada na resolução dos percalços.

Aos funcionários da Prefeitura de Rio dos Cedros e moradores da bacia do rio Cunha pela parceria durante o trabalho.

Ao CNPq pela concessão de bolsa durante o mestrado.





## RESUMO

Inúmeros são os mecanismos envolvidos na estabilidade das encostas e desencadeamento de escorregamentos de terra. A vegetação pode desempenhar papel relevante nestes mecanismos. O presente trabalho teve como principal objetivo a verificação e quantificação da influência da vegetação sobre a estabilidade das encostas através da inserção de parâmetros relacionados à vegetação no fator de segurança ( $FS$ ) e no modelo SHALSTAB. O efeito da vegetação pode ser de caráter mecânico ou hidrológico. Dentre os efeitos mecânicos, a coesão das raízes ( $c_r$ ), a sobrecarga gerada pelo peso das árvores ( $S_w$ ) e a tensão gerada pela incidência do vento na copa das árvores ( $V_e$ ) foram inseridos na equação do  $FS$ . Ao realizar uma análise de sensibilidade do equacionamento, observou-se que a influência da vegetação é dependente da profundidade do solo da encosta ( $z$ ), sendo que solos rasos mostraram-se mais sensíveis à variação dos parâmetros inseridos. Dentre estes parâmetros,  $c_r$  e  $S_w$  geraram maior influência sobre o  $FS$ . O valor de  $FS$  é pouco sensível a  $V_e$ . Posteriormente, os parâmetros  $c_r$  e  $S_w$  foram inseridos no modelo SHALSTAB. O modelo modificado foi aplicado à bacia do rio Cunha, município de Rio dos Cedros/SC. A análise de sensibilidade do modelo modificado demonstrou similaridade à do  $FS$ . Em relação aos aspectos mecânicos da vegetação, a influência de  $c_r$  e  $S_w$  é mais relevante em solos rasos. Os aspectos hidrológicos da presença da vegetação foram contemplados através do modelo de recarga uniforme. O aumento da recarga uniforme gera crescimento no percentual de áreas instáveis na bacia. Um efeito contrário foi observado com a transmissividade do solo. Entretanto, a abordagem hidrológica utilizada pelo modelo SHALSTAB é limitada, o que dificulta a contextualização destes resultados.

**Palavras-chave:** Escorregamentos, vegetação, fator de segurança, SHALSTAB.



## ABSTRACT

Many mechanisms are involved in slope stability and triggering of landslides, in which the vegetation plays a relevant role. The present work aimed mainly to verify and quantify the vegetation influence on the slope stability through the insertion of parameters related to vegetation in the factor of safety ( $FS$ ) and in the slope stability model SHALSTAB. The vegetation may exercise mechanic or hydrological influence. Among mechanic effects, root cohesion ( $c_r$ ), tree surcharge ( $S_w$ ) and surface shear stress due to wind load ( $V_e$ ) were inserted in the  $FS$  equation. A sensitivity analysis of  $FS$  indicated the vegetation influence depends on the soil depth ( $z$ ). Thin soils were more sensitive to the variation of inserted parameters. The most significant influence on the  $FS$  was exercised by  $c_r$  and  $S_w$  while the least expressive parameter was  $V_e$ . Further,  $c_r$  and  $S_w$  were inserted in SHALSTAB. The modified model was applied to the Cunha river basin, Rio dos Cedros/SC, and the results of sensitivity analysis showed similarity to the  $FS$  results. Regarding vegetation mechanics aspects, the main influence of  $c_r$  and  $S_w$  took place in thin soils. The hydrological aspects of vegetation were covered by the steady state hydrological model. The increasing of steady state recharge raises the unstable areas in the basin. The opposite effect was observed with soil transmissivity. However, the hydrological approach used by SHALSTAB is based in faulty concepts, making the results discussion difficult.

**Keywords:** Landslides, vegetation, factor of safety, SHALSTAB.



## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Fluxograma representativo da organização do trabalho .....	23
Figura 2 – Tipos de Escorregamentos (Modificado de USGS, 2004).....	26
Figura 3 – Variação do $FS$ em função de corte e replantio de árvores nas encostas. (Modificado de Tsukamoto e Minematsu, 1987).....	32
Figura 4 – Pedogênese e floresta. (Fonte: Kobiyama <i>et al.</i> , 2012) .....	33
Figura 5 – Processo de ancoragem pelas raízes (Modificado de Tsukamoto e Kusakabe, 1984). .....	35
Figura 6 – Representação do Modelo de Encosta Infinita .....	42
Figura 7 – Efeito do reforço do solo originado pelas raízes (Adaptado de Coppin e Richards, 1990).....	45
Figura 8 – Modelo de raiz elástica (Modificado de Coppin e Richards, 1990).....	46
Figura 9 – Variação da $RAR$ com aumento da profundidade do solo.....	48
Figura 10 – Efeito gerado pela sobrecarga da encosta pela presença da vegetação (Adaptado de Selby, 1993) .....	49
Figura 11 – Variação da velocidade do vento a partir das bordas de uma floresta (Modificado de Hsi e Nath, 1970) .....	51
Figura 12 – Coeficiente de arrasto medido vs. distância longitudinal para a copa das árvores dentro da floresta (Modificado de Hsi e Nath, 1970).....	52
Figura 13 – Variação da tensão cisalhante com $\theta$ .....	53
Figura 14 – Análise de Sensibilidade do $FS$ (Valor central de $z$ igual a 1 m)....	60
Figura 15 – Análise de Sensibilidade do $FS$ (Valor central de $z$ igual a 2 m)....	60
Figura 16 – Análise de Sensibilidade do $FS$ (Valor central de $z$ igual a 5 m)....	61
Figura 17 – Análise de Sensibilidade do $FS$ (Valor central de $z$ igual a 10 m).....	61
Figura 18 – Amplitude de variação do $FS$ devido a variação dos parâmetros de entrada para diversos valores centrais de $z$ .....	64
Figura 19 – Variação do $FS$ em função de $z$ . Condição de ausência de forças coesivas e $V_e$ .....	65
Figura 20 – Variação do $FS$ em função de $z$ . Condição de existência de forças coesivas e $V_e$ .....	66
Figura 21 – Análise de sensibilidade de $FS$ à variação de $c_r$ para diferentes profundidades de solo .....	67
Figura 22 – Análise de sensibilidade de $FS$ à variação de $S_w$ para diferentes profundidades de solo .....	67
Figura 23 – Análise de sensibilidade de $FS$ à variação de $V_e$ para diferentes profundidades de solo .....	68
Figura 24 – Evolução hipotética do $FS$ após a ocorrência de um escorregamento .....	70
Figura 25 – Evolução hipotética do $FS$ após a ocorrência de um escorregamento (sem vegetação) .....	71
Figura 26 – Representação do modelo hidrológico (Modificado de Montgomery e Dietrich, 1994).....	75
Figura 27 – Localização e altimetria da bacia do rio Cunha – SC .....	80
Figura 28 – Tipos de solo da bacia do rio Cunha e pontos de amostragem .....	81

Figura 29 – Uso do solo da bacia do rio Cunha (Modificado de Reginatto <i>et al.</i> , 2011).....	83
Figura 30 – Coleta de amostras, levantamento topográfico e amostras no laboratório .....	85
Figura 31 – Imagens dos escorregamentos na bacia do rio Cunha .....	86
Figura 32 – Mapa de $\theta$ da bacia do rio Cunha .....	87
Figura 33 – Mapa de $a/b$ da bacia do rio Cunha .....	88
Figura 34 – Mapas de estabilidade da bacia do rio Cunha para diferentes cenários. a) $z = 1$ m; b) $z = 2$ m; c) $z = 5$ m; e d) $z = 10$ m.....	92
Figura 35 – Variação da área instável em função da variação de cada parâmetro ( $z = 1$ m) .....	94
Figura 36 – Variação da área instável em função da variação de cada parâmetro ( $z = 2$ m) .....	94
Figura 37 – Variação da área instável em função da variação de cada parâmetro ( $z = 5$ m) .....	95
Figura 38 – Variação da área instável em função da variação de cada parâmetro ( $z = 10$ m) .....	95

## **LISTA DE TABELAS**

Tabela 1 – Influência relativa da vegetação na estabilidade das encostas.....	30
Tabela 2 – Parâmetros utilizados na análise de sensibilidade do FS.....	59
Tabela 3 – Valor médio dos parâmetros medidos e estimados .....	86
Tabela 4 – Valores centrais dos parâmetros utilizados na modelagem .....	90
Tabela 5 – Porcentagem de área por classe de estabilidade .....	93





## LISTA DE SÍMBOLOS

<b>Símbolo</b>	<b>Descrição</b>	<b>Unidade</b>
$A$	Área da seção do solo	m <sup>2</sup>
$a$	Área de contribuição a montante	m <sup>2</sup>
$A_c$	Área da copa das árvores	m <sup>2</sup>
$AI$	Área instável da bacia	%
$AI_{central}$	Área instável da bacia utilizando o valor central	%
$A_r$	Área da seção ocupada pelas raízes	m <sup>2</sup>
$b$	Comprimento de contorno	m
$C$	Coesão total	N/m <sup>2</sup> ; Pa
$CC$	Porcentagem de cobertura da copa	%
$C_D$	Coefficiente de arrasto do vento	-
$c_r$	Coesão das raízes	N/m <sup>2</sup> ; Pa
$c_s$	Coesão do solo	N/m <sup>2</sup> ; Pa
$D$	Parâmetro adimensional de decaimento de $c_r$	-
$E$	Taxa de evaporação	mm/d
$k, f, g_r, h_r$	Constantes empíricas (crescimento de $c_r$ )	-
$ea$	Pressão de saturação do vapor d'água	mmHg
$ed$	Pressão de saturação real do vapor no ar	mmHg
$E_p$	Evapotranspiração potencial	mm/d
$F$	Fator de correção de $E$ para a região	-
$f(U)$	Função do vento	-
$FS$	Fator de segurança	-
$g$	Aceleração gravitacional	m/s <sup>2</sup>
$h$	Altura da coluna d'água	m
$h/z$	Parcela saturada do solo	-
$h_a$	Altura das árvores	m
$i$	Gradiente hidráulico	-
$i_z, j$	Parâmetros curva de crescimento do solo	-
$K$	Condutividade hidráulica	m/d
$k, n$	Constantes empíricas (decaimento de $c_r$ )	-
$K_e$	Razão entre a área da vegetação e a área projetada	-
$K_s$	Condutividade hidráulica saturada	m/d
$l$	Comprimento da encosta	m
$p$	Espessura do solo	m
$P$	Precipitação	mm
$PI$	Precipitação interceptada	mm
$q$	Taxa de recarga uniforme	m/d
$Q_e$	Quantidade total de água que entra na encosta	m <sup>3</sup> /d
$Q_s$	Quantidade total da água que sai da encosta	m <sup>3</sup> /d
$R$	Parâmetro adimensional de crescimento de $c_r$	-
$Rad_n$	Radiação líquida	mm/d
$RAR$	Razão de área de raízes	-
$S_i$	Capacidade de armazenamento da vegetação	mm

<b>Símbolo</b>	<b>Descrição</b>	<b>Unidade</b>
$S_w$	Sobrecarga devido ao peso da vegetação	N/m <sup>2</sup> ; Pa
$t$	Tempo	anos
$T$	Transmissividade do solo	m <sup>2</sup> /d
$T_e$	Duração do evento	d
$T_r$	Tensão atuante na raiz	N/m <sup>2</sup> ; Pa
$t_r$	Tensão média das raízes por unidade de área do solo	N/m <sup>2</sup> ; Pa
$t_v$	Pressão exercida pelo vento	N/m <sup>2</sup> ; Pa
$u$	Porosidade	N/m <sup>2</sup> ; Pa
$U$	Velocidade do vento	m/s
$V_e$	Tensão cisalhante devido a incidência de vento	N/m <sup>2</sup> ; Pa
$W$	Peso do solo	N
$w$	Umidade do solo	%
$W_p$	Fator de ponderação de $E$ relacionado com a temperatura e a altitude	-
$z$	Profundidade vertical do solo	m
$z(t)$	Profundidade do solo em metros no tempo $t$	m
$z_\infty$	Limite superior de acréscimo de solo	m
$z_o$	Profundidade do solo no $t_o$	m
$\Delta AI$	Varição percentual da área instável	%
$\Delta S$	Reforço originado pela presença das raízes	N/m <sup>2</sup> ; Pa
$\theta$	Declividade da encosta	graus
$\rho_a$	Massa específica do ar	kg/m <sup>3</sup>
$\rho_{ds}$	Massa específica do solo seco	kg/m <sup>3</sup>
$\rho_s$	Massa específica do solo úmido	kg/m <sup>3</sup>
$\rho_w$	Massa específica da água	Kg/m <sup>3</sup>
$\sigma$	Tensão normal do solo	N/m <sup>2</sup> ; Pa
$\sigma_r$	Tensão normal na raiz	N/m <sup>2</sup> ; Pa
$\tau$	Tensão cisalhante do solo	N/m <sup>2</sup> ; Pa
$\tau_r$	Tensão cisalhante na raiz	N/m <sup>2</sup> ; Pa
$\phi$	Ângulo de atrito interno do solo	graus

## SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	21
1.1.	GERAL	21
1.2.	OBJETIVOS	22
1.2.1.	Objetivo Geral	22
1.2.2.	Objetivos Específicos	22
1.3.	ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO	23
2.	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	25
2.1.	CLASSIFICAÇÃO DOS ESCORREGAMENTOS	25
2.2.	FATORES QUE INFLUENCIAM A OCORRÊNCIA DE ESCORREGAMENTOS	27
2.3.	INFLUÊNCIA DA VEGETAÇÃO	29
2.4.	MODELAGEM	39
3.	AVALIAÇÃO DOS EFEITOS DA VEGETAÇÃO NO FS	41
3.1.	FORMULAÇÃO BÁSICA DO FS	41
3.2.	PAPÉIS DA VEGETAÇÃO NO FS	44
3.2.1.	Aspectos mecânicos	45
3.2.1.1.	Reforço do solo gerado pelas raízes	45
3.2.1.2.	Sobrecarga pelo peso da vegetação	48
3.2.1.3.	Ação do vento	50
3.2.2.	Aspectos Hidrológicos	54
3.2.2.1.	Interceptação e Evapotranspiração	54
3.2.2.2.	Infiltração	55
3.3.	INSERÇÃO DOS PARÂMETROS RELACIONADOS À VEGETAÇÃO NO FS	56
3.4.	ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DO FS	58
3.5.	RESULTADOS E DISCUSSÃO	59
4.	APLICAÇÃO DO SHALSTAB	73
4.1.	FORMULAÇÃO DO SHALSTAB	73
4.2.	MODIFICAÇÕES DO MODELO	77
4.3.	ÁREA DE ESTUDO	79
4.4.	DADOS DE ENTRADA	83
4.5.	RESULTADOS E DISCUSSÃO	86
5.	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	99
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	101
	APÊNDICES	113
A.1.	Resultados dos ensaios	113
A.2.	Resultados da análise de sensibilidade	114
A.3.	Tutorial para aplicação do algoritmo modificado do SHALSTAB	149



# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1. GERAL

Os escorregamentos de terra, embora atuem como processos naturais modeladores da paisagem, podem trazer inúmeros impactos ambientais, sociais e econômicos. Petley (2012) mostrou que a distribuição espacial dos escorregamentos fatais ao redor do mundo se dá principalmente devido a três fatores: (i) disposição do relevo; (ii) ocorrência de precipitações; e (iii) presença de vítimas em potencial. Estes fatores fazem com que a maior ocorrência destes desastres seja registrada na Ásia (Sul do Himalaia, Índia, Sri Lanka e China entre outros). Porém, há uma crescente ocorrência destes fenômenos na América do Sul, principalmente nos países situados na costa do Oceano Pacífico e no Brasil.

No Brasil, nos últimos anos, os escorregamentos de terra vitimaram centenas de pessoas, sendo que eventos muito significativos ocorreram na região serrana do Rio de Janeiro, em janeiro de 2011 (Avelar *et al.*, 2011; Coelho Netto *et al.*, 2011) e no Vale do Itajaí em Santa Catarina em novembro de 2008 (Frank e Sevegnani, 2009). A identificação e mapeamento de áreas susceptíveis a escorregamentos são procedimentos importantes no gerenciamento de bacias hidrográficas. Eles podem contribuir na elaboração de mapas de risco, estimativa de produção de sedimentos e planejamento de medidas estruturais para proteção de infraestruturas (Korup, 2005).

Os escorregamentos são um dos principais processos erosivos em encostas e, portanto, tem um importante papel na produção de sedimentos na bacia (Burton e Bathurst, 1998). Os impactos de escorregamentos e a alta produção de sedimentos podem ser significativos, implicando, por exemplo, em alta taxa de sedimentação em reservatórios e assoreamento do leito dos rios (Bathurst *et al.*, 2005).

Há uma crescente carência de aplicação de medidas para redução dos impactos (ambientais, sociais e econômicos) causados por estes fenômenos. As medidas não estruturais, como o mapeamento de áreas susceptíveis a escorregamentos, são ideais por não exigirem grandes investimentos em infraestrutura e oferecerem vasta aplicabilidade. O mapeamento de áreas susceptíveis a escorregamentos requer entendimento dos processos envolvidos no desencadeamento deste fenômeno. Desta maneira, o desenvolvimento da pesquisa relacionada a escorregamentos pode auxiliar na elaboração de medidas para minimização desses impactos. Uma importante ferramenta utilizada na

detecção de áreas susceptíveis a escorregamentos e posterior elaboração de mapas de risco é a modelagem de estabilidade de encostas.

Existem diversos modelos de estabilidade de encostas. A maioria destes considera parâmetros geomorfológicos, geotécnicos e hidrológicos em suas formulações. Este tipo de modelo geralmente é estruturado através da combinação entre equações da mecânica dos solos (equilíbrio limite e fator de segurança) e hidrologia. Entretanto, na maioria das vezes, a influência exercida pela vegetação presente nas encostas não é considerada.

A vegetação pode interferir na estabilidade das encostas de diversas maneiras. Em relatório elaborado por Vianna e Souza (2009) sobre os escorregamentos ocorridos no vale do Itajaí em Santa Catarina no final de 2008, foi sustentado que os movimentos de massa deram-se em locais onde houve supressão da vegetação nativa. Dentre estes locais, a maior incidência de escorregamentos foi nas áreas de reflorestamento e plantação de bananeiras. Entretanto, a descrição e quantificação dos processos referentes à influência da vegetação e seu manejo na estabilidade destas encostas não foram contempladas. Assim, ainda há uma necessidade de avaliar os efeitos positivos e negativos da vegetação na estabilidade das encostas.

## 1.2. OBJETIVOS

### 1.2.1. Objetivo Geral

Verificar a influência da presença da vegetação na estabilidade das encostas através da aplicação do fator de segurança (*FS*) e do modelo SHALSTAB - *Shallow Landsliding Stability Model* (Dietrich e Montgomery, 1998).

### 1.2.2. Objetivos Específicos

- Inserir parâmetros relacionados à presença da vegetação na equação do *FS*.
- Inserir parâmetros relacionados à presença de vegetação no modelo SHALSTAB.
- Realizar uma análise de sensibilidade dos equacionamentos propostos.
- Investigar o comportamento dos equacionamentos aplicados a uma bacia hidrográfica.

### 1.3. ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO

Primeiramente, o presente trabalho apresenta uma revisão sobre escorregamentos e a possível influência da vegetação na ocorrência destes fenômenos (Capítulo 2). Posteriormente, o trabalho foi dividido em duas etapas. A primeira etapa consistiu em inserir parâmetros relacionados à presença de vegetação na equação do *FS* e realizar uma análise de sensibilidade da formulação proposta (Capítulo 3). Os resultados foram discutidos e iniciou-se a segunda etapa, na qual os parâmetros considerados relevantes para o *FS* foram inseridos na formulação do modelo SHALSTAB (Capítulo 4). O modelo modificado foi aplicado a uma bacia de estudo e também foi realizada uma análise de sensibilidade do mesmo. Foram discutidos os resultados e deu-se a conclusão do trabalho. A Figura 1 demonstra o fluxograma do trabalho.

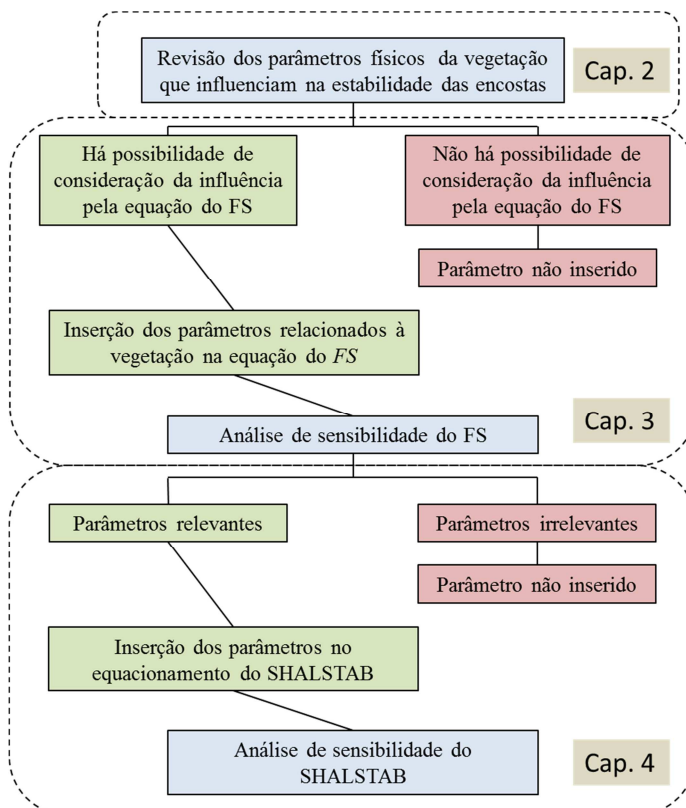


Figura 1 – Fluxograma representativo da organização do trabalho





## 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1. CLASSIFICAÇÃO DOS ESCORREGAMENTOS

Os escorregamentos de terra são um tipo de movimento de massa. Os movimentos de massa são caracterizados pelo movimento, encosta abaixo, de material composto por solo e rocha sob influência da aceleração da gravidade (Selby, 1993). A classificação dos movimentos de massa tem sido realizada por diversos autores, sendo que a classificação mais difundida é a de Varnes (1978) que os distingue em cinco tipos em função da velocidade e composição do movimento: queda (*fall*), tombamento (*topple*), escorregamento (*slide*), espalhamento (*spread*) e fluxo (*flow*). Além disso, podem ocorrer combinações entre as diferentes classificações devido ao tipo de material. Um único movimento de massa pode passar por inúmeras fases conforme avança encosta abaixo, algumas destas fases podem ser extremamente complexas, como o fluxo de detritos, porém geralmente um tipo predomina em diferentes partes do movimento e em diferentes períodos do deslocamento (Sidle e Ochiai, 2006). Posteriormente Cruden e Varnes (1996) incluíram outra categoria em sua classificação: o rastejo (*creep*).

No Brasil, a classificação mais vastamente utilizada foi proposta por Augusto Filho (1994), onde os movimentos de massa são classificados em rastejo, escorregamento, fluxo e queda (Figura 2). Esta classificação foi adotada pelo presente trabalho.

Os rastejos são movimentos de velocidades muito baixas (< 1 cm/ano) a baixas que decrescem com aumento da profundidade. Podem exibir vários planos de deslocamento e não tem uma geometria definida. Podem ser constituídos de solos, depósitos ou rochas alteradas ou fraturadas.

Os escorregamentos, propriamente ditos, são movimentos que apresentam velocidades médias (m/h) a altas (m/s). Podem deslocar grandes quantidades de material e sua geometria e material é variável. Os escorregamentos de geometria circular geralmente apresentam profundidades elevadas com material homogêneo e rochas muito fraturadas. Os escorregamentos de geometria planar, também chamados de escorregamentos translacionais, geralmente ocorrem em profundidades relativamente pequenas com um plano de ruptura plano e bem definido. Os escorregamentos translacionais são a forma mais comum de escorregamento. Apresentam essencialmente superfícies de ruptura com larguras 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).

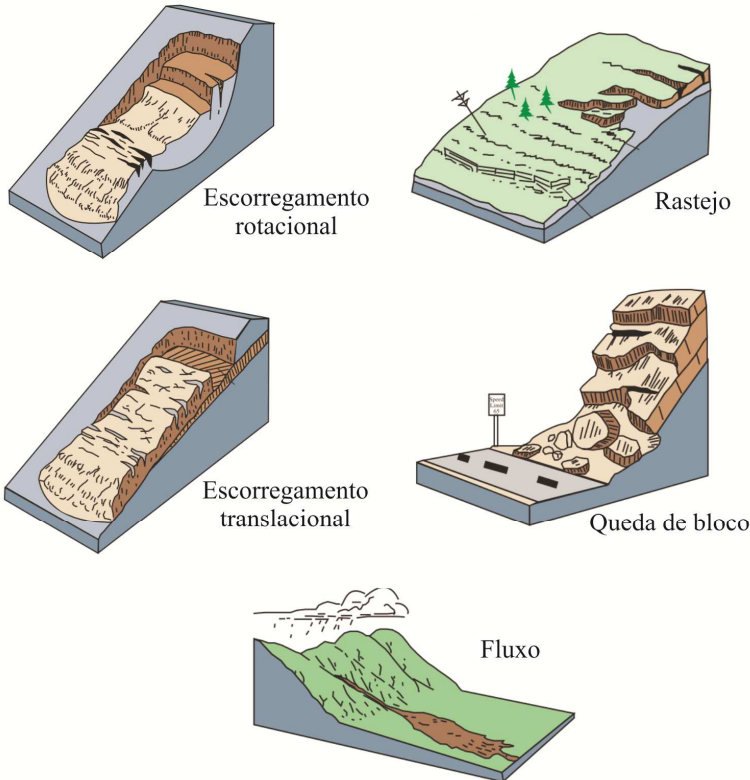


Figura 2 – Tipos de Escorregamentos (Modificado de USGS, 2004)

As quedas não apresentam planos de deslocamento. São movimentos que se aproximam da queda livre apresentando velocidades muito altas (vários m/s). São constituídas essencialmente por material rochoso de volume (pequenos a médios) e geometria (lascas, placas, blocos, etc.) variáveis.

Os fluxos são movimentos similares ao escoamento de líquidos viscosos que geralmente movem-se ao longo da drenagem das encostas. Apresentam velocidades que vão de médias a altas e podem ser compostos de solo, rocha, detritos, água e ar. Normalmente tem grande volume e seu alcance é extenso, inclusive em áreas planas.

## 2.2. FATORES QUE INFLUENCIAM A OCORRÊNCIA DE ESCORREGAMENTOS

Muitos fatores influenciam a ocorrência de movimentos de massa, sendo que raramente um escorregamento pode ser atribuído a uma única causa definitiva, embora seja possível identificar um efeito dominante ou desencadeador (Selby, 1993). Estes fatores têm diferentes origens, e os mais relevantes podem ser agrupados em fatores geológicos, pedológicos, geomorfológicos, hidrológicos, de cobertura vegetal ou até mesmo antrópicos.

Alguns estudos associam a ocorrência de movimentos de massa a atributos geológicos do terreno como rocha constituinte (rocha vulcânica ou sedimentos não consolidados), já que a presença de certos minerais na rocha matriz pode alterar significativamente as condições do regolito. Características estruturais como falhas, acamadamentos, descontinuidades, orientação, e inclinação das camadas também são de grande relevância, pois influenciam diretamente na formação dos possíveis planos de ruptura (Highland e Bobrowsky, 2008). Mapas geológicos são úteis para determinar a susceptibilidade geral de certas litologias a escorregamentos em regiões específicas, porém, estes mapas não são aplicáveis para detectar a extensão espacial e temporal de falhas em encostas (Sidle e Ochiai, 2006).

A análise dos fatores pedológicos está entre as mais relevantes no estudo de estabilidade de encostas. As características pedológicas do solo determinam a resistência ao cisalhamento da encosta e influenciam diretamente no grau de saturação da camada do solo (Fiori e Camignani, 2001; Sidle e Ochiai, 2006). Segundo a equação de Coulomb, a resistência ao cisalhamento dos solos depende basicamente do ângulo de atrito interno do solo e da coesão do mesmo. O ângulo de atrito interno do solo abrange o atrito físico real entre as partículas e o atrito fictício oriundo do entrosamento entre as mesmas. A coesão pode ser dividida entre coesão aparente, resultante da pressão capilar da água contida nos solos, e coesão verdadeira, oriunda das forças eletroquímicas de atração entre as partículas de argila (Caputo, 1988). O arranjo estrutural das partículas de solo influencia diretamente na sua porosidade, afetando parâmetros como condutividade e permeabilidade do mesmo (Fiori e Carmignani, 2001).

Muitos estudos apontam que os fatores geomorfológicos, como por exemplo a declividade da encosta, afetam amplamente a análise de escorregamentos (Borga *et al.*, 2002; Hammond *et al.*, 1992). Outros parâmetros geomorfológicos como forma e orientação da encosta

também desempenham papel significativo. A forma da encosta (divergente, plana ou convergente) orienta as linhas de drenagem e faz com que a encosta apresente diferentes padrões de saturação, desta maneira, encostas convergentes tem maior probabilidade de ocorrência de escorregamentos. Portanto, nos chamados *hollows* (canais de ordem zero), há uma tendência de rápida acumulação de material coluvionar e linhas de fluxo d'água, o que torna estes locais mais propensos a processos de escorregamento (Montgomery e Dietrich, 1994).

A orientação das encostas afeta fortemente os processos hidrológicos em virtude das mudanças nas taxas de evapotranspiração e seus efeitos nos processos de intemperismo e desenvolvimento da vegetação, especialmente em regiões mais secas (Sidle e Ochiai, 2006). As faces das encostas voltadas para a linha do equador recebem maiores taxas de insolação. As faces voltadas para os polos da terra, por receberem menos insolação, mantêm maiores taxas de saturação que variam menos ao longo do tempo. As maiores taxas de saturação sustentam maior intemperismo e conseqüentemente há formação de solos mais profundos que requerem maiores precipitações para que um escorregamento seja iniciado. Selby (1993) associa a grande ocorrência de escorregamentos nas faces de encostas voltadas para o equador ao aumento dos ciclos de saturação e secagem do solo, o que aumenta o craqueamento do mesmo resultando em aumento da macroporosidade e conseqüentemente da infiltração e pressão dos poros. Crozier *et al.* (1980) relataram que em sua área de estudo, na Nova Zelândia, aproximadamente 60% dos escorregamentos ocorreram em encostas voltadas para o norte, sendo que estas encostas representavam apenas 35% da área total. No Brasil, Fernandes *et al.* (2004) não encontraram correlação relevante entre orientação da encosta e ocorrência de escorregamentos.

Os aspectos hidrológicos são os que contribuem de maneira mais acentuada para a deflagração de escorregamentos (Selby, 1993; Sidle e Ochiai, 2006). Os principais processos envolvidos incluem a precipitação, recarga do lençol freático (fluxo lateral e vertical), interceptação e evapotranspiração (os dois últimos relacionados à cobertura vegetal). A água pode gerar diversos efeitos como hidratação da argila, erosão do pé das encostas ou intemperismo, porém o efeito mais relevante encontra-se no aumento da pressão dos poros originado por sua presença.

Em relação à precipitação, quatro são os atributos que devem ser observados: altura acumulada; intensidade; precipitação antecedente; e duração (Sidle e Ochiai, 2006). Durante qualquer evento chuvoso a

maioria dos escorregamentos acontece após algum limiar de precipitação acumulada e máxima intensidade de precipitação. Alguns estudos abordam metodologias empíricas para determinar padrões de chuva (intensidade e duração) capazes de desencadear escorregamentos para inúmeros locais no mundo (Caine, 1980; Guzzetti *et al.*, 2008; Chien-Yuan *et al.*, 2005; Saito *et al.*, 2010). Recentemente, metodologias apoiadas em modelos de base física também contribuem para a determinação de padrões de precipitação capazes de desencadear escorregamentos sempre considerando características hidrológicas dos solos das encostas (Baum *et al.*, 2002; Dhakal e Sidle, 2004; Simoni *et al.*, 2008).

Para Sidle e Ochiai (2006), as propriedades físicas do solo mais importantes na determinação da estabilidade das encostas são aquelas que governam as taxas de movimento da água. Entretanto, há uma enorme dificuldade em estabelecer parâmetros hidrológicos do solo capazes de descrever corretamente os padrões de saturação em diferentes condições. A caracterização hidrológica do solo de uma encosta através de propriedades de pequena escala (distribuição granulométrica e porosidade) não é capaz de representar a influência de larga escala (fluxos preferenciais) (Selby, 1993; Sidle e Ochiai, 2006; Hencher, 2010).

Na análise de estabilidade de encostas, em geral, assume-se que o fluxo da água no interior da camada de solo se dá em função da condutividade hidráulica do solo. A condutividade hidráulica varia temporal e espacialmente conforme a variação da umidade volumétrica do solo e da profundidade do mesmo. Um pressuposto muito utilizado na modelagem é assumir os valores máximos de condutividade para determinado tipo de solo (condutividade hidráulica saturada) (Pack *et al.*, 1998; Montgomery e Dietrich, 1994).

### 2.3. INFLUÊNCIA DA VEGETAÇÃO

A vegetação presente nas encostas provê uma camada de proteção entre a atmosfera e o solo desempenhando assim um importante papel nos fenômenos mecânicos e hidrológicos das encostas (Styczen e Morgan, 1995). A vegetação influencia na maneira com que a água é transferida da atmosfera para o solo, lençol freático e sistemas de drenagem superficial. Afetando o volume e a taxa de fluxo de água por diferentes caminhos, a vegetação altera o processo e a extensão dos escorregamentos e da erosão. Modificando a saturação do solo, a

vegetação também influencia em sua resistência final. Mecanicamente, a vegetação aumenta a resistência do solo e conseqüentemente contribui para sua estabilidade (Coppin e Richards, 1990). Os principais efeitos da vegetação na estabilidade das encostas e sua contribuição relativa para a estabilidade das encostas estão na Tabela 1.

Tabela 1 – Influência relativa da vegetação na estabilidade das encostas. “++” denota efeito benéfico; “+” denota efeito ligeiramente benéfico; “--” denota efeito maléfico; e “-“ denota efeito ligeiramente maléfico

<b>Mecanismo</b>	<b>Tipo de Escorregamento</b>	
	<b>Raso</b>	<b>Profundo</b>
<b>Mecanismos Hidrológicos</b>		
1- Interceptação da chuva pela copa das árvores, promovendo evaporação e reduzindo a água disponível para infiltração.	++	++
2- Extração da água do solo pelo sistema radicular via transpiração ocasionando menores níveis de saturação.	++	++
3- Aumento da rugosidade superficial (por raízes, caules, e aglomerados orgânicos) e capacidade de infiltração.	-	-
4- Fissuras resultantes da redução da umidade aumentam a infiltração e conduzem a água a planos mais profundos.	-	-
<b>Mecanismos Mecânicos</b>		
5- Ancoragem de camadas frágeis a substratos estáveis promovida pela penetração das raízes axiais.	++	+
6- Aumento da resistência ao cisalhamento do solo originado pela coesão das raízes.	++	++
7- Sobrecarga originada pelo peso das árvores aumentam as forças normais e cisalhantes atuantes na encosta.	-, +	-, +
8- Incidência do vento na copa das árvores é transmitida para o solo através do tronco das árvores.	--	-

Modificado de Greenway, 1987

A Tabela 1 mostra que nem sempre a vegetação presente nas encostas gera efeitos positivos sobre sua estabilidade. A complexidade da disposição dos elementos presentes na vegetação e a diversidade dos processos envolvidos geram também efeitos adversos que devem ser considerados. A maioria dos escorregamentos em encostas está associada aos locais com vegetação natural onde há grande variabilidade das condições do solo e da cobertura vegetal, acarretando em um comportamento substancialmente diferente de encostas modificadas pelo homem em busca de reforço estrutural (Chok, 2008). As análises atuais de estabilidade de encostas que tomam por base as equações de equilíbrio limite desconsideram a grande variabilidade destes parâmetros, o que gera uma abordagem inconsistente do fator de segurança.

Por muitos anos acreditou-se que a vegetação exercia um papel irrelevante na estabilidade das encostas, entretanto Terzaghi (1950), de maneira qualitativa, já alertava sobre a ocorrência de escorregamentos após o desmatamento das florestas. Posteriormente, na década de 1960, Bishop e Stevens (1964) iniciaram uma análise mais quantitativa da contribuição da vegetação e demonstraram o relevante papel da vegetação na estabilidade das encostas.

A importância da cobertura vegetal é demonstrada pelo efeito de sua remoção. Nos anos que sucedem a derrubada de uma floresta, a erosão do solo e incidência de escorregamentos aumenta drasticamente. Selby (1993) relata que frequentemente após o desmatamento, severos escorregamentos ocorreram em regiões como Nova Zelândia, Alaska, Columbia Britânica, Himalaia e Japão. Tsukamoto e Minematsu (1987) avaliaram computacionalmente a variação do fator de segurança de uma encosta em função da retirada das árvores seguida pelo reflorestamento (Figura 3). Logo após o desmatamento, a raiz começa a perder lentamente a sua função na estabilidade, devido aos processos de decomposição. No caso do cedro japonês, após o corte, a perda da funcionalidade leva aproximadamente 20 anos. Supondo que o plantio das mudas seja feito logo após o desmatamento, as novas raízes iniciam lentamente a sua função na estabilidade e adquirem o máximo desempenho aproximadamente 20 anos após o plantio. Então, combinando o corte das árvores e em seguida o replantio, os autores concluíram que 10 anos após o desmatamento a encosta alcançará a condição de menor estabilidade. No período de 20 a 30 anos após o replantio, a estabilidade da encosta será máxima. Após este período a estabilidade diminui lentamente.

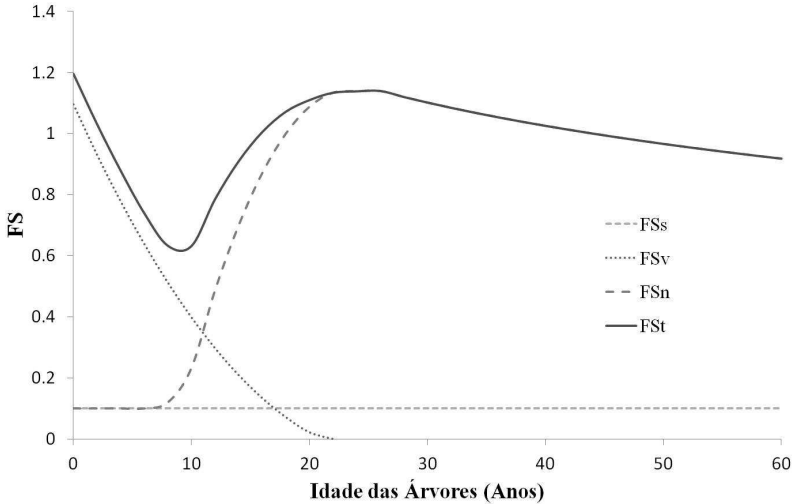


Figura 3 – Variação do *FS* em função de corte e replantio de árvores nas encostas. “*FSs*” é o *FS* para o solo sem raízes; “*FSv*” é o *FS* do solo com cobertura vegetal extraída e raízes em decomposição; “*FSn*” é o *FS* do solo com a nova cobertura vegetal; e “*FSr*” é o somatório dos anteriores. (Modificado de Tsukamoto e Minematsu, 1987)

Além dos efeitos já citados, a vegetação contribui em inúmeros outros processos nas encostas. Kobiyama *et al.* (2012) relataram que ao diminuir a erosão superficial, a vegetação permite a água infiltrar mais profundamente, favorecendo a pedogênese. Assim, enquanto a pedogênese continua ativa, a espessura do solo cresce. Além disso, O’loughlin e Ziemer (1982) demonstraram que a camada superficial do solo das florestas, composta de material orgânico acumulado e húmus entre outras coisas, protege as camadas inferiores, contribuindo também para aumento da espessura do solo. Contudo, há um limite para o crescimento desta espessura determinado pela estabilidade da encosta, ou seja, o solo perderá parte ou totalidade de seu volume em um determinado momento. Neste momento, os escorregamentos ocorrem. Em outras palavras, a pedogênese é acelerada pela presença da floresta. Entretanto, quando o solo torna-se pesado ou espesso o suficiente para se movimentar, ocorre o escorregamento e a pedogênese volta ao seu estágio inicial. Este processo está demonstrado na Figura 4.



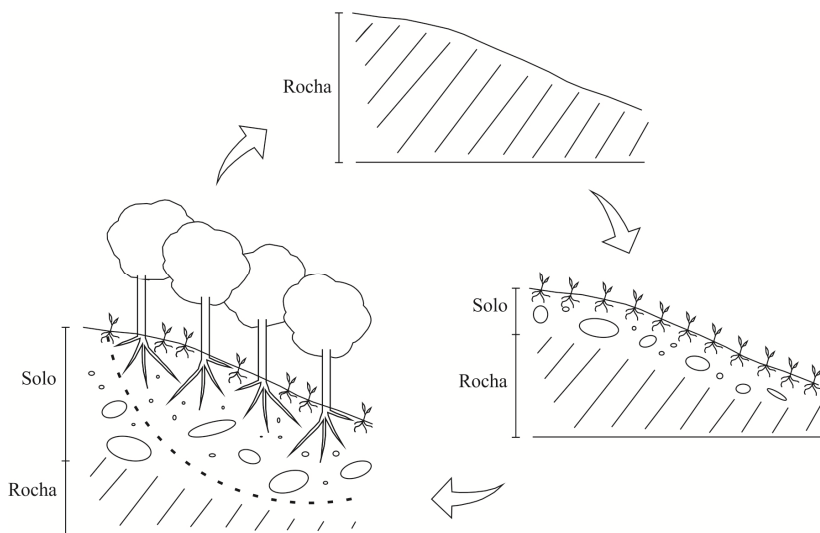


Figura 4 – Pedogênese e floresta. (Fonte: Kobiyama *et al.*, 2012)

A influência da vegetação sobre a estabilidade das encostas pode ser agrupada em duas categorias: (i) mecânica, oriunda da interação entre a vegetação e o solo da encosta; e (ii) hidrológica, advinda da modificação da umidade do solo causada pelas alterações no ciclo hidrológico.

### 2.3.1. Influência Mecânica

Tratando-se da influência mecânica, destacam-se os efeitos do reforço do solo pela presença das raízes através do aumento da coesão do solo (coesão das raízes) e da ancoragem realizada pelas raízes profundas; da sobrecarga transmitida à encosta devido ao peso das árvores; e da tensão cisalhante transmitida ao solo devido à incidência de vento na copa das árvores.

As raízes das árvores incorporam um material fibroso de alta resistência à tração e elevada adesão à uma matriz de menor resistência, o solo. Este processo é análogo a sistemas artificiais de reforço do solo, onde uma massa de solo é estabilizada pela inclusão de materiais metálicos, sintéticos ou naturais (Coppin e Richards, 1990). Desta maneira, a resistência ao cisalhamento da massa de solo com presença de raízes é elevada. Este efeito pode estender-se até vários metros de profundidade, porém está sempre relacionada à concentração de raízes

por unidade de volume do solo. Este efeito mecânico pode ser entendido como aquele capaz de elevar a tensão confinante e a resistência da encosta ao escorregamento através da interação entre o solo e as raízes.

Coppin e Richards (1990) comentam que outra maneira de interpretar o reforço do solo pelas raízes é pelo provimento de alívio das sobre tensões existentes em alguns pontos do solo através da transferência destas para regiões submetidas a menores esforços cisalhantes.

Estes autores ainda esclarecem que a magnitude do reforço gerado no solo depende de diversas condições relacionadas às raízes, são elas: densidade; resistência à tração, elasticidade, comprimento, diâmetro, rugosidade, alinhamento (angulação) e orientação. Evidentemente há uma grande variabilidade destas condições em situações reais e a quantificação do reforço gerado pelas raízes depende de algumas condições de contorno.

A coesão das raízes ( $c_r$ ) vem sendo estudada por diversos autores ao longo dos anos (O'loughlin, 1974; Wu *et al.*, 1979; Watson *et al.*, 1999; Schmidt *et al.*, 2001; Roering *et al.*, 2003; Sakals e Sidle *et al.*, 2004; Baets *et al.*, 2008; Bischetti *et al.*, 2009; Ji *et al.*, 2012). As principais conclusões a respeito da resistência das raízes comuns a estes trabalhos são que: (i) individualmente, as raízes de árvores e arbustos podem ter altíssimas resistências à tração (até 75 MN/m<sup>2</sup> para o amieiro); (ii) dentro de uma mesma espécie há uma grande variabilidade na resistência, dependendo do tamanho, idade e condição da raiz e estação do ano; e (iii) o aumento da coesão da encosta proporcionado pelas raízes depende da quantidade de raízes presentes em determinada área.

Assim, o aumento da coesão do solo devido à presença das raízes varia diretamente com a densidade ou concentração destas raízes no solo (podendo ser medida diretamente em termos de massa de raízes por unidade de volume do solo). Além disso, apenas as raízes com diâmetros menores que 15~20 mm contribuem para o aumento da coesão do solo (O'loughlin, 1984). O aumento da coesão proporcionada pelas raízes pode alcançar valores próximos de 20 kPa para algumas espécies (Burroughs e Thomas, 1977).

As raízes mais largas exercem papel mais relevante na ancoragem do solo. Algumas raízes podem penetrar até camadas mais profundas do solo e até mesmo alcançar a rocha matriz. Estas raízes podem gerar um efeito de ancoragem (ou estaqueamento) no solo, evitando assim o processo de escorregamento. As raízes axiais agem da mesma maneira que estacas ou tirantes utilizadas pela engenharia. O quanto estas raízes

contribuem para evitar processos de escorregamento depende de quanto elas podem penetrar no manto de solo. A Figura 5 mostra as possíveis disposições das raízes na camada de solo e o efeito gerado.

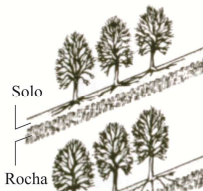



Situação	Descrição	Efeito estabilizante
	A. Camada de solo relativamente fina, completamente reforçada pelas raízes, disposta sobre a rocha impenetrável	Superficial, plano de ruptura forma-se na interface solo rocha
	B. Similar ao tipo A, porém a rocha contém discontinuidades que permitem a penetração das raízes; raízes e troncos agem como estacas	Alto
	C. Manto de solo mais espesso com uma camada de transição com densidade e resistência ao cisalhamento aumentando com a profundidade; raízes penetram a camada de transição e elevam a resistência	Considerável
	D. Solo mais espesso que a profundidade de alcance das raízes, árvores sem contato com a rocha	Efeito pequeno para as superfícies de ruptura que formam-se a elevadas profundidades

Figura 5 – Processo de ancoragem pelas raízes (Modificado de Tsukamoto e Kusakabe, 1984).

A vegetação das encostas também gera uma sobrecarga devido ao seu peso. Este efeito normalmente é considerado apenas para árvores, já que o peso das pastagens e da vegetação rasteira é relativamente pequeno (Styczen e Morgan, 1995). Embora geralmente considerado um efeito adverso, a sobrecarga gerada pelo peso das árvores pode gerar efeitos benéficos a estabilidade, dependendo da geometria da encosta, da distribuição da vegetação ao longo da encosta e das propriedades do solo (Coppin e Richards, 1990). Bishop e Stevens (1964) mostraram que as árvores poderiam aumentar a tensão normal na encosta em até 5 kPa, porém apenas metade deste valor contribuiria para aumentar a tensão cisalhante. Wu *et al.* (1979) obtiveram em seus experimentos um valor médio de 5,2 kPa para a sobrecarga gerada pelas árvores distribuídos uniformemente sobre a encosta.

Em uma encosta, o peso das árvores aumenta as forças cisalhantes que levam a escorregamentos, em contraponto, as forças normais e a aderência entre as possíveis superfícies de ruptura também aumenta. Em se tratando de uma superfície de ruptura circular, a

presença de vegetação no topo da encosta favorece a ocorrência de escorregamentos. Para o mesmo caso, a presença de vegetação na base da encosta aumenta sua estabilidade.

Árvores grandes também podem gerar efeitos adversos à encosta quando submetidas a uma pressão exercida pela força do vento. A pressão exercida pelo vento na copa das árvores é transmitida ao solo pelo tronco das mesmas, aumentando a tensão cisalhante na encosta (Coppin e Richards, 1990). Entretanto, este efeito somente é significativo quando o vento sopra na direção da inclinação da encosta e com velocidades acima de 40 km/h. Ventos soprando encosta abaixo aumentam as tensões cisalhantes e podem perturbar as camadas superficiais do solo e então diretamente iniciar escorregamentos. Ventos soprando encosta acima, se suficientemente fortes, podem levar ao movimento de rotação e tombamento das árvores e transmitir um momento desestabilizante à encosta. A tensão cisalhante transmitida pelo tronco das árvores ao solo devido à incidência do vento na copa das árvores foi estudada por Hsi e Nath (1970) em experimentos com modelos reduzidos de florestas. Selby (1993), baseado no estudo destes pesquisadores, concluiu que os efeitos gerados pelo vento nas encostas na grande maioria das vezes não é significativo, pois ventos de 90 km/h soprando encosta abaixo geram tensões cisalhantes menores que 1 kPa.

Existem também outros efeitos mecânicos de menor relevância originados pela vegetação. O entrelaçamento das raízes a profundidades rasas pode formar uma rede de emaranhados contínua que contribui significativamente na redução do rastejamento do solo. Este efeito é importante para a estabilidade das margens de rios (Coppin e Richards, 1990). Outro efeito adverso é o fissuramento das rochas causado pelo avanço das raízes das árvores em busca de água. As fissuras podem fragilizar a encosta e contribuir para o aumento da infiltração da água. Além disso, no caso de morte da árvore, o apodrecimento das raízes que se adentram a encosta pode desencadear quedas de bloco devido à ausência de elos de conexão entre os mesmos.

### **2.3.2. Influência Hidrológica**

A presença da vegetação gera grande influência no ciclo hidrológico de uma encosta. Segundo Selby (1993), as árvores modificam a umidade do solo através do rebaixamento do lençol freático que é resultado da transpiração e interceptação e, portanto, atrasam a saturação do solo. Desta maneira, a grande maioria dos autores acredita que em termos hidrológicos a vegetação auxilia na estabilidade das

encostas devido principalmente ao processo de evapotranspiração (Selby, 1993; Sidle e Ochiai, 2006; Coppin e Richards, 1990). Em contraponto, para outros autores, a presença da vegetação pode levar a maior ocorrência de escorregamentos (Ploey, 1985; Ploey e Cruz, 1979). Estes autores investigaram a ocorrência de escorregamentos das serras do Mar e da Mantiqueira no estado de São Paulo, Brasil. Concluíram que, em se tratando de períodos muito chuvosos onde a evapotranspiração é negligenciável, a vegetação favorece a ocorrência de escorregamentos devido ao aumento da condutividade hidráulica do solo gerada pela presença dos sistemas radiculares e à grande quantidade de água armazenada no manto de alteração.

A vegetação intercepta uma porção da precipitação e parte desta água é armazenada nas folhas e troncos das plantas, retornando à atmosfera como resultado da evaporação. A interceptação varia consideravelmente conforme a intensidade e duração da chuva e a cobertura vegetal. Em termos anuais, a interceptação pelas árvores pode acumular até 30% da precipitação (Dingman, 1994). O processo de interceptação também modifica a distribuição espacial da chuva. As gotas de chuva interceptadas e que são excedentes à capacidade de armazenamento das folhas e do troco juntam-se formando gotas de maior proporção. A concentração do fluxo, oriundo do volume de água excedente das folhas e dos troncos, pode resultar em altas intensidades de precipitação localizadas pontualmente sob árvores e arbustos. Vegetações rasteiras, por sua vez, produzem um padrão de distribuição espacial da chuva mais uniforme sobre a superfície (Coppin e Richards, 1990).

A evapotranspiração nas encostas pode ser dividida em três mecanismos: (i) evaporação da chuva interceptada pela copa das árvores; (ii) transpiração da água absorvida pela vegetação por demanda fisiológica; e (iii) evaporação da superfície do solo. Diferentes coberturas vegetais apresentam diferentes balanços destes processos de perda de água. Tratando-se da interação entre vegetação e estabilidade de encostas, os dois primeiros processos são mais importantes, já que o terceiro depende da altura do lençol freático, distribuição e tamanho dos poros do solo e taxas locais de calor (Sidle e Ochiai, 2006). A transpiração é o processo dominante pelo qual a umidade do solo, em terrenos densamente vegetados, é convertida em vapor.

A vegetação aumenta a permeabilidade e infiltração da camada superior do solo. Material orgânico, crescimento e apodrecimento de raízes, buracos de minhocas, cupins e outros animais, e um alto nível de atividade biológica no solo, ajudam a manter um sistema poroso

contínuo e conseqüentemente uma maior condutividade hidráulica (Styczen e Morgan, 1995). Desta maneira, a camada superficial do solo adquire uma maior rugosidade, menores densidades e melhores padrões estruturais, facilitando a infiltração da água.

Através do aumento da taxa de infiltração e da umidade e capacidade de armazenamento do solo, a vegetação reduz o fluxo superficial gerado durante um evento chuvoso além de atrasar o início do escoamento superficial. O fluxo subsuperficial, por sua vez, em locais com espessa camada orgânica e presença de raízes, aumenta, podendo representar até 80% do fluxo total da encosta. A permeabilidade horizontal de solos vegetados é na maioria maior que a vertical (Coppin e Richards, 1990). O fluxo subsuperficial, portanto, desvia a água infiltrada e, embora a infiltração em solos vegetados seja maior que em solos expostos, a profundidade da infiltração pode ser muito mais rasa.

Coppin e Richards (1990) ainda comentam que a habilidade que a vegetação tem de modificar os níveis de umidade do solo estende-se além da extensão física das raízes. Como resultado da redução dos níveis de umidade do solo e da pressão dos poros há o aumento da sucção e isto contribui significativamente para a estabilidade da encosta. Algumas plantas são caracterizadas pelas altas taxas de transpiração. Estas plantas são oriundas de ambientes úmidos e frequentemente são utilizadas na estabilização de encostas com altos valores de pressão dos poros.

Ainda existem outros fatores relacionados à vegetação, mencionados pelos trabalhos já citados aqui, que apresentam influência mais branda sobre a estabilidade das encostas: (i) modificação do microclima; (ii) alteração do processo de intemperismo; (iii) craqueamento pela falta de umidade; entre outros. Estes fatores não estão diretamente vinculados aos processos de deflagração de escorregamentos em encostas e por isso não serão abordados pelo presente trabalho.

Para Coppin e Richards (1990), a magnitude da influência dos processos hidrológicos relacionados à vegetação nas encostas é menor que a dos processos mecânicos. Entretanto, Chok (2008) ressalta a importância das condições hidrológicas na estabilidade das encostas principalmente por seu efeito a longo prazo.

Desta maneira, é necessário entender como a vegetação interage com as camadas de solo nas encostas e afeta os processos mecânicos e hidrológicos. Esta interação pode ser avaliada através da inserção de parâmetros relacionados à vegetação no cálculo do fator de segurança da

encosta para diferentes cenários. Assim, é possível determinar o quão significativas são as alterações nos processos mecânicos e hidrológicos originados pela presença da vegetação. A verificação da sensibilidade do *FS* a alguns parâmetros relacionados à vegetação já foi demonstrada por alguns autores (Hammond *et al.*, 1992; Borga *et al.* 2002). Uma abordagem mais complexa pode ser realizada por meio de modelos de estabilidade de encostas.

## 2.4. MODELAGEM

Muitas metodologias vêm sendo propostas para avaliar a susceptibilidade a escorregamentos em nível de bacia hidrográfica, incluindo mapa de inventário, abordagens heurísticas, classificação estatística e modelos com embasamento físico (Guzzetti *et al.*, 2006). A modelagem de estabilidade de encostas é uma ferramenta que vem sendo cada vez mais utilizada para representação do perigo oriundo de fenômenos naturais. Os modelos de estabilidade para escorregamentos obtiveram grande repercussão e aplicabilidade após o advento dos Sistemas de Informações Geográficas (SIG) (Carrara *et al.*, 1991). A modelagem de escorregamentos é a técnica de avaliação de susceptibilidade que gera melhores informações quantitativas e por consequência pode ser usado diretamente em projetos de engenharia ou na quantificação de risco (Safaei *et al.*, 2011). O contraponto é a exigência de inúmeros parâmetros de entrada oriundos de ensaios de laboratório e medições de campo que implica na aplicação destes modelos a pequenas áreas (Westen *et al.*, 2006).

Em se tratando de modelos com embasamento físico, muitos deles vêm sendo aplicados em bacias do mundo inteiro, apresentando resultados satisfatórios (Godt *et al.*, 2008; Dietrich *et al.* 2001; Burton e Bathurst, 1998; Casadei *et al.* 2003; entre outros). Os modelos que atualmente mais se destacam são: SHALSTAB (Dietrich e Montgomery, 1998), SINMAP (Pack *et al.*, 1998), TRIGRS (Baum *et al.*, 2002), CHASM (Collison e Anderson., 1996), GEOTOP-*FS* (Simoni *et al.*, 2008), dSLAM/IDSSM (Wu e Sidle, 1995), SHETRAN (Ewen *et al.*, 2000), SUSHI (Capparelli e Versace, 2011).

Os modelos utilizados para avaliar a susceptibilidade a escorregamentos geralmente são o produto do acoplamento de um modelo mecânico (modelo de estabilidade de encostas) e um modelo hidrológico. Tratando-se especificamente de escorregamentos translacionais, o modelo mecânico utilizado é o modelo de encosta infinita, descrito detalhadamente por Selby (1993). Os modelos

hidrológicos podem ser estacionários ou dinâmicos. Os modelos estacionários são mais simples e as relações hidrológicas que ocorrem na bacia são limitadas a um fluxo subsuperficial permanente paralelo a encosta. Os modelos dinâmicos consideram a infiltração transiente e a redistribuição dos padrões de saturação do solo ao longo do tempo (Safaei *et al.*, 2011). Dentre os modelos com abordagem hidrológica estacionária destaca-se o SHALSTAB.

O SHALSTAB vem sendo utilizado na identificação de áreas susceptíveis a escorregamentos translacionais em diversos locais (D'amato Avanzi *et al.*, 2009; Listo *et al.*, 2012; Tarolli *et al.*, 2011). Uma técnica elaborada recentemente por Goetz *et al.* (2011) utiliza o SHALSTAB juntamente com metodologias empírico-estatísticas baseadas em informações oriundas do modelo digital do terreno e características de uso do solo objetivando uma melhoria no mapa de susceptibilidade gerado. Aronica *et al.* (2012) aplicaram o modelo SHALSTAB para delimitação de áreas de escorregamentos translacionais que posteriormente dariam início a fluxos de detritos. No Brasil, o modelo vem sendo aplicado em diversos estados gerando bons resultados (Gomes *et al.*, 2009; Guimarães *et al.*, 2003; Vieira *et al.*, 2009).

Em comparações do modelo SHALSTAB com o modelo SINMAP (modelo probabilístico), Meisina e Scarabelli (2007) e Andriola *et al.* (2009) concluíram que os resultados obtidos com o SHALSTAB são mais realistas do que aqueles obtidos com o modelo probabilístico. Vieira *et al.* (2009) ao comparar o SHALSTAB com o TRIGRS (modelo com abordagem hidrológica dinâmica) afirmou que os resultados obtidos com os dois modelos são muito semelhantes. Entretanto, após realizar comparação similar, Sorbino *et al.* (2010) concluíram que o TRIGRS apresenta melhor desempenho.



### 3. AVALIAÇÃO DOS EFEITOS DA VEGETAÇÃO NO *FS*

#### 3.1. FORMULAÇÃO BÁSICA DO *FS*

Na investigação de estabilidade de encostas é desejável que se conheça as causas de possíveis instabilidades para que se possa planejar maneiras de evitar grandes impactos. O Fator de Segurança (*FS*) (Equação (0)) é uma relação muito utilizada para avaliar a probabilidade de ocorrência de falhas em encostas. É expresso pela relação entre a soma das forças resistentes e cisalhantes de uma encosta.

$$FS = \frac{\text{Soma das forças resistentes}}{\text{Soma das forças cisalhantes}} \quad (0)$$

Desta maneira, quando as forças que promovem a estabilidade são exatamente iguais às forças que promovem a instabilidade, o *FS* é igual a 1; quando o *FS* é menor que 1, a encosta está em condição de falha; e quando *FS* é maior que 1, a encosta está estável. Há uma grande dificuldade em determinar exatamente o valor das forças envolvidas no cálculo de *FS*, portanto não há como assegurar estabilidade absoluta quando *FS* é maior que 1, apenas um aumento de probabilidade de estabilidade conforme o valor de *FS* aumenta.

Devido aos diferentes tipos de escorregamentos, o *FS* pode assumir diversos equacionamentos. Para análise de escorregamentos translacionais, emprega-se a teoria de estabilidade de encostas infinitas (Selby, 1993). No modelo de encostas infinitas considera-se uma possível superfície de ruptura. A profundidade dessa superfície é considerada relativamente pequena comparada ao comprimento da encosta e por isso esta é chamada de encosta infinita. Há também o pressuposto de que a superfície do lençol freático é paralela à superfície de ruptura e à superfície do solo. Esta superfície de ruptura muitas vezes forma-se em locais onde a água encontra dificuldade para infiltrar verticalmente devido a um alto contraste na condutividade hidráulica. Desta maneira há fluxo lateral, e nestas condições a suposição de fluxo paralelo à superfície torna-se razoável. A Figura 6 mostra um esquema do modelo de encosta infinita.

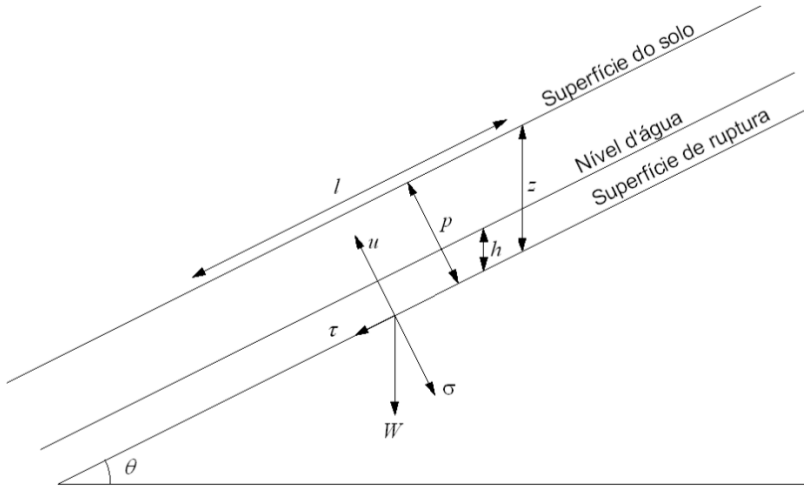


Figura 6 – Representação do Modelo de Encosta Infinita

A formulação do modelo de estabilidade de encosta infinita baseia-se na lei de Mohr-Coulomb em uma abordagem bidimensional, 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  $\tau$  é a tensão cisalhante no momento da ruptura;  $C$  é a coesão total;  $\sigma$  é a tensão normal;  $u$  é a poro-pressão; e  $\phi$  é o ângulo de atrito interno do solo.

O peso do solo por unidade de largura pode ser expresso por:

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

onde  $l$  é o comprimento da encosta [m];  $\rho_s$  é a densidade do solo úmido [ $\text{kg}/\text{m}^3$ ];  $g$  é a aceleração gravitacional [ $\text{m}/\text{s}^2$ ]; e  $p$  é a espessura do solo [m].

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

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

onde  $\theta$  é a declividade da encosta [graus].

A componente do peso paralela à encosta representa a tensão cisalhante ( $\tau$ ), enquanto que a componente do peso perpendicular a encosta representa a tensão normal ( $\sigma$ ). 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 estendendo-se por toda extensão ( $l$ ) da encosta analisada. Desta maneira, ao dividir as componentes da força peso por  $l$ , obtém-se a tensão cisalhante e a tensão normal por unidade de largura.

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

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

onde  $\tau$  [N/m<sup>2</sup>] é a tensão cisalhante e  $\sigma$  [N/m<sup>2</sup>] é a tensão normal. Substituindo as Equações (2) e (3) nas Equações (4) e (5) obtém-se.

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

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

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. Esta variável pode ser expressa de diversas maneiras e sua formulação depende da complexidade com a qual os fenômenos hidrológicos que ocorrem na bacia serão abordados. A pressão dos poros pode ser expressa por:

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

onde  $\rho_w$  é a densidade da água [kg/m<sup>3</sup>] e  $h$  é a altura da coluna d'água dentro da camada de solo [m].

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

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

Considerando que a expressão apresentada antes da igualdade na Equação (9) representa as forças cisalhantes e a expressão apresentada após a igualdade representa as forças estabilizantes, a razão entre as duas expressões gera o chamado Fator de Segurança (*FS*).

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

A Equação (10) é a formulação para o fator de segurança de uma encosta infinita através de uma abordagem bidimensional. Nela são desconsiderados os efeitos gerados pelas laterais do bloco de solo a ser desestabilizado. Esta aproximação é válida para blocos de solo com larguras superiores a 10 m (Hammond *et al.*, 1992). Em rupturas mais estreitas que 10 m, a análise bidimensional pode ser considerada conservadora, pois prediz fatores de segurança menores do que os reais ou aqueles calculados através de uma análise tridimensional.

### 3.2. PAPÉIS DA VEGETAÇÃO NO FS

A presença da vegetação gera inúmeros efeitos ao meio ambiente, portanto ela também exerce papel relevante na estabilidade das encostas. A influência da vegetação pode ser positiva ou negativa dependendo das condições em que se encontra a encosta e o tipo de vegetação presente. Os principais itens relacionados à vegetação são coesão das raízes, sobrecarga gerada pelo peso, tensão cisalhante transmitida ao solo pela vegetação devido à incidência do vento, interceptação da chuva, mudanças nas taxas de evapotranspiração e alterações nas taxas de infiltração da água no solo.

Estes elementos podem ser separados em duas categorias: mecânicos e hidrológicos.

### 3.2.1. Aspectos mecânicos

#### 3.2.1.1. Reforço do solo gerado pelas raízes

A Figura 7 mostra o efeito da presença das raízes no solo de uma encosta em relação a sua resistência ao cisalhamento. O efeito mecânico das raízes consiste no aumento da resistência pela ligação das fibras das raízes com o solo, gerando a chamada coesão das raízes ( $c_r$ ). O  $\phi$  permanece inalterado neste processo.

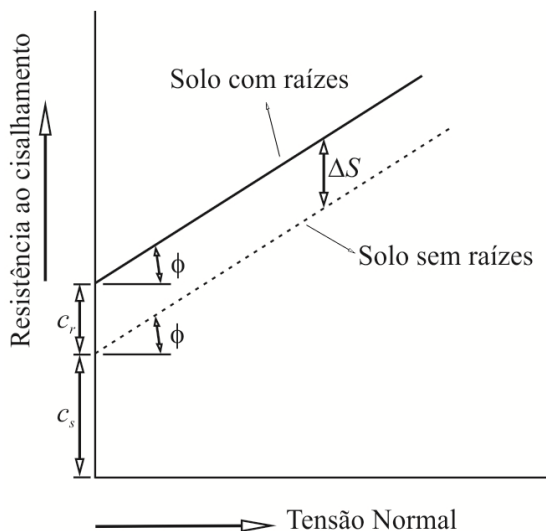


Figura 7 – Efeito do reforço do solo originado pelas raízes (Adaptado de Coppin e Richards, 1990)

Neste caso, o reforço originado pela presença das raízes ( $\Delta S$ ) é igual a  $c_r$ , já que  $\phi$  é igual nas parcelas de solo com e sem presença de raízes. A interação entre raízes e solos pode ser quantificada usando um simples modelo de raiz perpendicular (Wu *et al.*, 1979) (Figura 8).

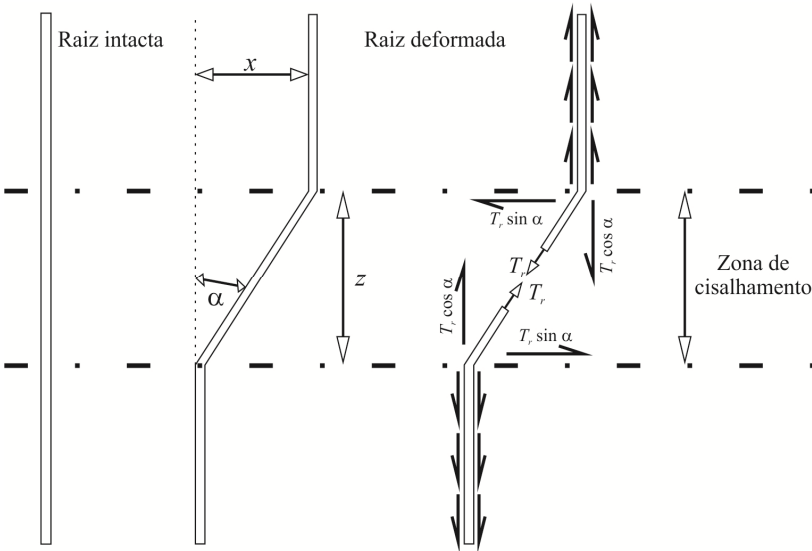


Figura 8 – Modelo de raiz elástica (Modificado de Coppin e Richards, 1990)

Através do esquema representado pela Figura 8 é possível quantificar o aumento na resistência ao cisalhamento devido à presença das raízes. Inicialmente a raiz está em uma posição vertical e posteriormente sofre uma deformação. A tensão  $T_r$  atuando na raiz pode ser decomposta em componente perpendicular e paralela à superfície de ruptura. Considerando que  $t_r$  é a tensão média da raiz por unidade de área do solo têm-se:

$$t_r = T_r \left( \frac{A_r}{A} \right) \quad (11)$$

$$\sigma_r = t_r \cdot \cos \alpha \quad (12)$$

$$\tau_r = t_r \cdot \sin \alpha \quad (13)$$

onde  $A_r/A$ , também chamada de  $RAR$ , é a razão entre a área ocupada pelas raízes ( $A_r$ ) e a área do solo ( $A$ );  $\sigma_r$  e  $\tau_r$  são a tensão normal e cisalhante, respectivamente, aplicadas no solo por  $T_r$ ; e  $\alpha$  é o ângulo de rotação do movimento. Portanto, a contribuição das raízes para a resistência ao cisalhamento da encosta,  $\Delta S$ , pode ser descrita como:

$$\Delta S = \sigma_r \cdot \tan \phi + \tau_r = t_r \cdot (\cos \alpha \cdot \tan \phi + \sin \alpha) \quad (14)$$

O valor de  $\alpha$  depende da espessura da zona de ruptura e da extensão da raiz na ruptura. Wu *et al.* (1979) comentaram que o valor de  $\alpha$  pode variar de 48° a 72°, porém a porção entre parênteses da Equação (14) é insensível à variação de  $\alpha$ . Desta maneira, esta parcela quase sempre assemelha-se a 1,2. Portanto, a Equação (14) pode ser expressa por:

$$\Delta S = c_r = 1,2 \cdot t_r \quad (15)$$

Como demonstrado pela Equação (11), a resistência ao cisalhamento cresce com o aumento da concentração de raízes presentes no solo (Wu *et al.*, 1979). Esta relação, entre a área ocupada pelas raízes ( $A_r$ ) e a área total ( $A$ ), é frequentemente denominada Razão de Área de Raízes (*RAR*). A *RAR* proporciona uma medida da concentração das raízes dentro do solo e, como consequência, é fortemente influenciada pelo solo local, pelas características climáticas, pelo manejo e uso do solo e principalmente pelas espécies vegetais. Em geral, *RAR* decresce com o aumento da profundidade do solo e da distância até o tronco da árvore (Greenway, 1987; Bischetti *et al.*, 2005).

A *RAR* apresenta grande variabilidade espacial tanto no plano vertical quanto no plano horizontal. Enquanto as raízes de gramíneas encontram-se em sua grande maioria nos centímetros mais superficiais do solo, as raízes de arbustos de árvores estendem-se normalmente até uma profundidade de 3 metros (Coppin e Richards, 1990). Entretanto, Williams e Pidgeon (1983) relataram raízes de eucaliptos alcançando profundidades de até 30 m.

Diversos autores comentaram que a *RAR* pode atingir valores próximos de 1% da área total do solo (Bischetti, 2005; Ji *et al.*, 2012; Abernethy e Rutherford, 2001). Baets *et al.* (2008) relataram que a *RAR* é mais importante, até mesmo, que a resistência à tração individual de cada raiz para o aumento da resistência do solo ao cisalhamento. Para demonstrar o padrão de distribuição da *RAR* ao longo do perfil do solo, foi realizada uma compilação dos resultados obtidos por Bischetti *et al.* (2005) na avaliação da influência da coesão das raízes de diversas espécies de plantas na resistência do solo dos alpes italianos (Figura 9).

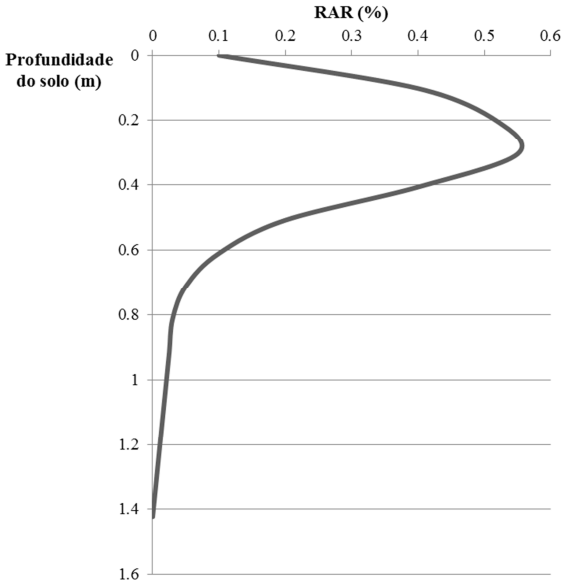


Figura 9 – Variação da RAR com aumento da profundidade do solo. Distribuição obtida através da análise dos dados de Bischetti *et al.*, (2005).

Os estudos pioneiros da contribuição de  $c_r$  para a estabilidade das encostas indicavam que o valor deste parâmetro encontrava-se em torno de 5 kPa (Wu *et al.*, 1979; Waldron, 1977). Atualmente, acredita-se que  $c_r$  pode alcançar valores muito mais significativos (próximos de 100 kPa e em alguns casos ultrapassando 300 kPa) sob determinadas circunstâncias (Bischetti *et al.*, 2009; Ji *et al.*, 2012; Baets *et al.*, 2008).

### 3.2.1.2. Sobrecarga pelo peso da vegetação

A presença da vegetação nas encostas gera uma sobrecarga devido ao peso das mesmas ( $S_w$ ). Esta sobrecarga tem uma componente paralela à encosta, a qual favorece o cisalhamento do solo, e uma componente perpendicular à encosta, a qual favorece sua estabilização. Em geral considera-se o peso das árvores distribuído uniformemente sobre a encosta. Bishop e Stevens (1964) estimaram uma tensão média aplicada pelo peso das árvores em toda a extensão da encosta. O valor encontrado aproximava-se de 2,5 kPa. Wu *et al.* (1979), através de medições e contagens em campo, obtiveram um valor médio de 5,2 kPa para  $S_w$ .



A  $S_w$  pode exercer influência positiva ou negativa a uma encosta. O efeito depende das características do solo e de  $\theta$ . Selby (1993) comentou que a tensão cisalhante atuante em uma encosta pode ser expressa por  $S_w \cdot \sin \theta$  e a tensão normal por  $S_w \cdot \cos \theta$ . Desta maneira, o efeito da vegetação sobre a encosta pode ser expresso pela seguinte equação e depende apenas do ângulo de atrito interno do solo e da declividade da encosta:

$$\text{Efeito da sobrecarga} = \frac{S_w \cdot \cos \theta \cdot \tan \phi}{S_w \cdot \sin \theta} = \frac{\tan \phi}{\tan \theta} \quad (16)$$

Aplicando a Equação (16) para um solo com  $\phi$  igual a  $30^\circ$  obtém-se o padrão de comportamento representado pela Figura 10. Observa-se que para  $\theta$  menor que  $30^\circ$  (valor de  $\phi$ ),  $S_w$  gera um efeito benéfico para a encosta. Para encostas mais declivosas que  $30^\circ$  o efeito gerado é prejudicial se não compensado por um aumento satisfatório da resistência das raízes.

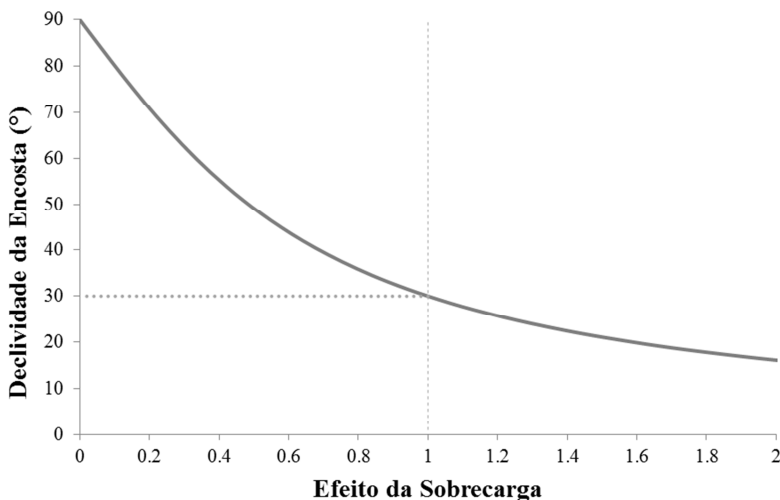


Figura 10 – Efeito gerado pela sobrecarga da encosta pela presença da vegetação (Adaptado de Selby, 1993)

### 3.2.1.3. Ação do vento

A incidência do vento na copa das árvores gera uma tensão cisalhante no solo ( $V_e$ ). Baseado nos estudos de Hsi e Nath (1970), esta tensão pode ser quantificada da seguinte maneira.

Para correntes de ar movimentando-se paralelamente a uma superfície plana, a tensão cisalhante por unidade de área da copa transmitida para o solo devido à pressão exercida pelo vento ( $t_v$ ) pode ser descrita por:

$$t_v = 0,5 \cdot \rho_a \cdot U^2 \cdot C_D \quad (17)$$

onde  $\rho_a$  é densidade do ar (1,22 kg/m<sup>3</sup> a 20°C e 1013 mb de pressão);  $U$  é a velocidade do vento [m/s] e  $C_D$  é o coeficiente de arrasto. Hsi e Nath (1970) demonstraram que embora o perfil de velocidade do vento que incide diretamente na copa das árvores nas bordas de uma floresta seja variável, em meio a uma floresta este perfil torna-se praticamente uniforme (Figura 11). O coeficiente de arrasto foi definido por Hsi e Nath (1970) a partir da medição da tensão cisalhante causada na superfície do solo pela incidência do vento na copa das árvores do modelo reduzido de floresta. Os resultados foram elaborados em termos de adimensionais, possibilitando sua aplicação a florestas reais. A Figura 12 mostra uma compilação dos resultados obtidos por Hsi e Nath (1970) para os coeficientes de arrasto.

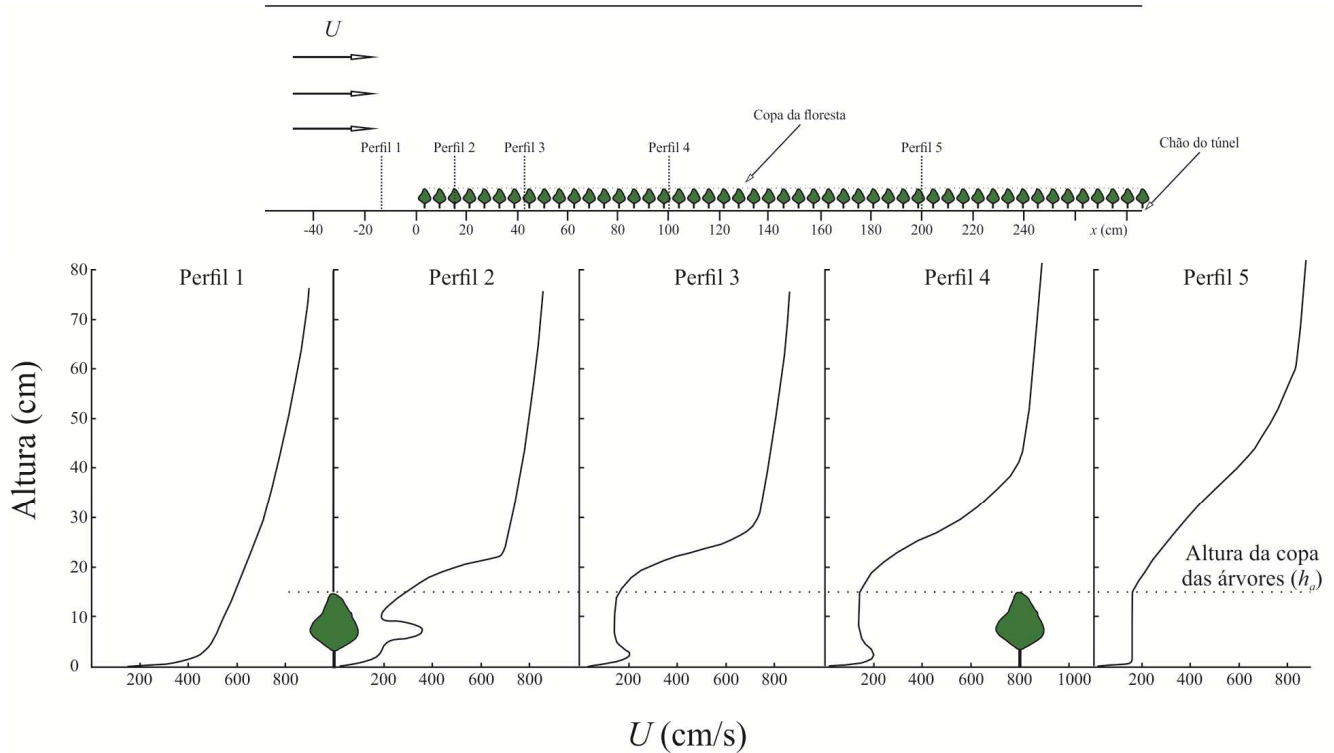


Figura 11 – Variação da velocidade do vento a partir das bordas de uma floresta (Modificado de Hsi e Nath, 1970)

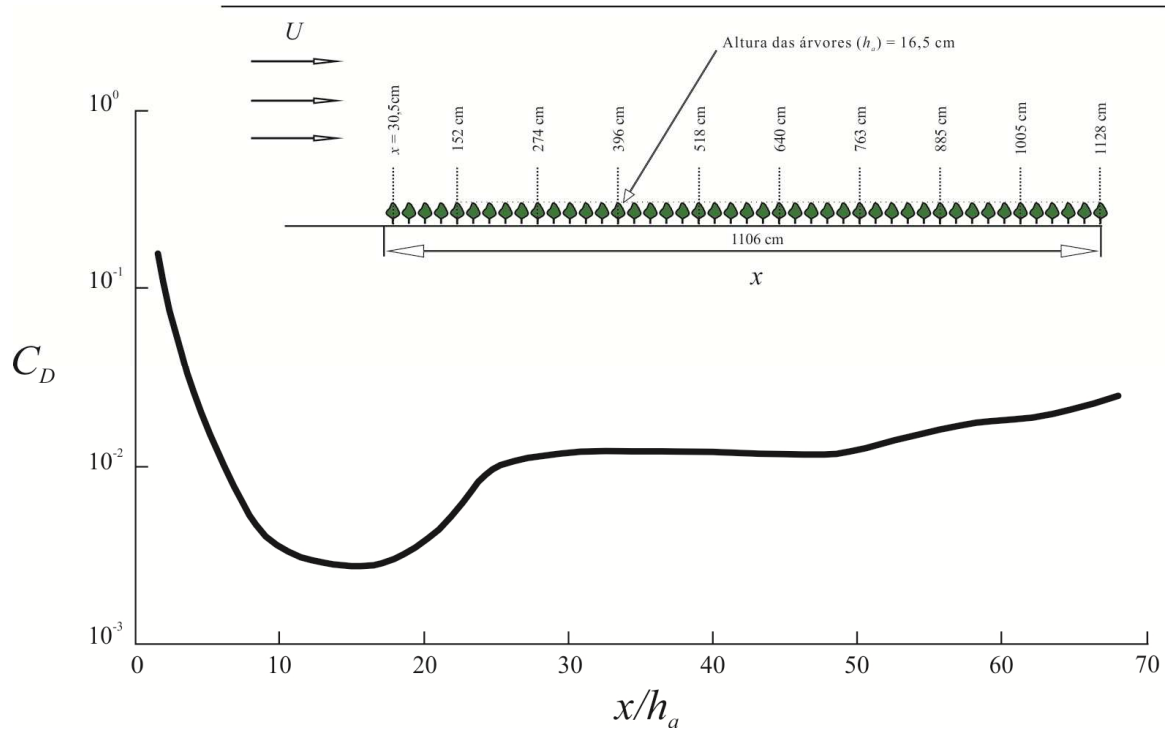


Figura 12 – Coeficiente de arrasto medido vs. distância longitudinal para a copa das árvores dentro da floresta (Modificado de Hsi e Nath, 1970)

De maneira geral,  $C_D$  tem grande variabilidade nas bordas da floresta, indo de valores próximos a 0,2 até valores bem menores, próximos de 0,002. Em meio à floresta, os valores de  $C_D$  estabilizam-se em um intervalo entre 0,01 e 0,02.

Considerando uma corrente de ar soprando paralela a uma superfície inclinada, a tensão gerada pelo vento na superfície do solo pode ser expressa por:

$$t_v = 0,5 \cdot \rho_a \cdot U^2 \cdot C_D \cdot \cos^2 \theta \quad (18)$$

A tensão cisalhante total ( $V_e$ ) transmitida para uma encosta infinita é:

$$V_e = t_v \cdot A_c \quad (19)$$

onde  $A_c$  é a área da copa das árvores. Em uma análise de encosta infinita,  $A_c$  pode ser expressa pela altura das árvores ( $h_a$ ) multiplicada pela unidade, já que este tipo de análise baseia-se no pressuposto de largura unitária.

Considerando a variação de  $\theta$  em uma encosta com largura unitária e árvores com  $h_a$  igual a 20 m, foram calculados os valores de  $V_e$  através da Equação (19) se encontram na Figura 13.

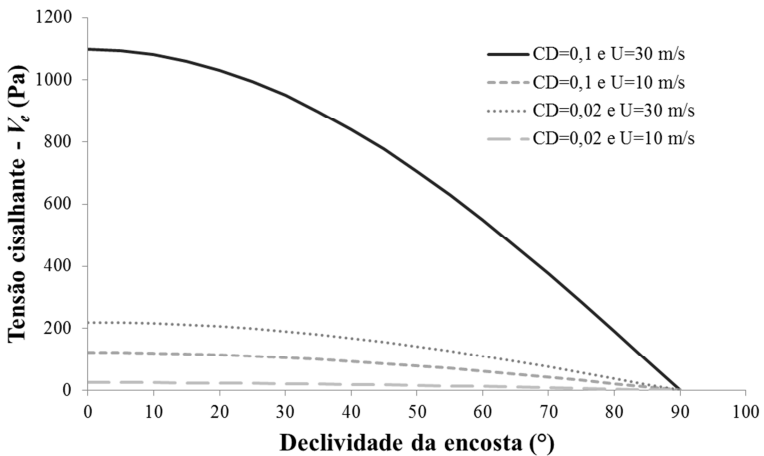


Figura 13 – Variação da tensão cisalhante com  $\theta$

Observa-se que o aumento de  $\theta$  gera um decaimento na tensão cisalhante gerada pelo vento. Utilizando um  $C_D$  de 0,1 (próximo do maior valor estimado por Hsi e Nath, 1970), a  $V_e$  máxima gerada foi de aproximadamente 1,1 kPa, para um vento de 30 m/s. Escorregamentos de terra são fenômenos que quase sempre ocorrem em locais de declividade acentuada. Nestes locais, a declividade faz com que a influência do vento seja atenuada; portanto, este não deve ser um fator crucial no desencadeamento de escorregamentos.

### 3.2.2. Aspectos Hidrológicos

#### 3.2.2.1. Interceptação e Evapotranspiração

A vegetação das encostas influencia diretamente no balanço hídrico das mesmas. A precipitação que cai sobre uma encosta vegetada pode ser dividida em precipitação interna, que chega ao solo após passar através da copa, e precipitação interceptada que atinge a vegetação e fica retida na copa das árvores. O modelo mais simples a ser aplicado para avaliação da quantidade de precipitação interceptada ( $PI$ ), em mm, pode ser calculado por:

$$PI = P \cdot CC \quad (20)$$

onde  $P$  [mm] é a precipitação e  $CC$  a porcentagem de cobertura da copa. Uma parcela da precipitação interceptada é armazenada nas folhas e troncos e mais tarde retorna a atmosfera por meio da evaporação. O restante da precipitação chega ao solo pelo escoamento de tronco ou pela drenagem das folhas. Desta maneira, Horton (1919) definiu a interceptação como a soma do volume de chuva que evapora durante e posteriormente ao evento de precipitação, e a descreveu segundo a seguinte equação:

$$PI = S_i + K_e \cdot E \cdot T_e \quad (21)$$

onde  $S_i$  [mm] é a capacidade de armazenamento da vegetação,  $K_e$  é a razão entre a área da vegetação e a área projetada,  $E$  [mm] é a taxa de evaporação e  $T_e$  [d] é a duração do evento. Styczen e Morgan (1995) relataram que ao longo de um ano a interceptação pode chegar a 25% do total precipitado para florestas de clima temperado e 30% para florestas tropicais.

Observa-se que os processos de interceptação e evaporação estão intimamente relacionados. À evaporação soma-se a transpiração, processo pelo qual as raízes das plantas extraem a água do solo e a transformam em vapor por ação de mecanismos fisiológicos. A combinação dos dois processos é chamada de evapotranspiração.

A estimativa da evapotranspiração é um processo relativamente complicado e até mesmo metodologias pioneiras requerem significativa disponibilidade de dados e descrição da área analisada. Um dos métodos mais utilizados para estimativa da evapotranspiração é o de Penman modificado (Doorenbos e Pruitt, 1977).

$$E_p = F \cdot [W_p \cdot Rad_n + (1 - W) \cdot f(U) \cdot (ea - ed)] \quad (22)$$

onde  $E_p$  é a evapotranspiração potencial [mm/dia];  $F$  é o fator de correção para a região;  $W_p$  é o fator de ponderação relacionado com a temperatura e a altitude;  $Rad_n$  é a radiação líquida [mm/dia];  $f(U)$  é uma função do vento;  $ea$  é a pressão de saturação do vapor d'água [mmHg]; e  $ed$  é a pressão de saturação real do vapor no ar [mmHg].

Relatado em termos de balanço hídrico anual, Dingman (1994) concluiu que os processos de evaporação em florestas densas poderiam atingir até 50% da precipitação anual bruta. Miralles *et al.* (2010), abordando apenas a evaporação da chuva interceptada, relataram que a evaporação representou 22% do total precipitado em algumas florestas de coníferas. Rowe *et al.* (1999), através de medições realizadas em sua área de estudo na Nova Zelândia, concluíram que as perdas por evaporação superavam 40% da precipitação anual total.

### 3.2.2.2. Infiltração

A infiltração da água no solo depende diretamente da condutividade hidráulica ( $K$ ), que por sua vez está ligada à granulometria, porosidade, presença de *pipes*, umidade e algumas outras condições do solo. A dependência de inúmeras outras condições faz com que a variabilidade deste parâmetro seja ampla, mesmo em solos com características físicas semelhantes (Styczen e Morgan, 1995).

Uma simplificação usual é o pressuposto de que a taxa de infiltração seja igual a condutividade hidráulica saturada ( $K_s$ ), onde considera-se o solo completamente saturado e ignora-se as variações de condutividade originadas pela mudança na umidade. A vegetação contribui significativamente para a variação de  $K$ . Dunne *et al.* (1991)

afirmaram que não há uma simples relação entre densidade da cobertura vegetal e aumento da infiltração. Nas encostas vegetadas, há uma redução da velocidade do fluxo de água devido à rugosidade, o que aumenta o tempo de permanência da água e consequentemente a infiltração. Este processo, porém, não está relacionado com a influência da vegetação nas taxas instantâneas de infiltração.

Stothoff *et al.* (1999) sugeriram que a transpiração das plantas limitam fortemente sua contribuição para o aumento da infiltração. Lyford e Qashu (1969) relataram que as taxas de infiltração em regiões semi-áridas decaíram com o aumento da distância em relação ao tronco da árvore, ou com a redução da densidade de raízes. Este efeito gerou uma variação de aproximadamente 100% nas taxas de infiltração iniciais. Para Styczen e Morgan (1995), a variação em  $K$  devido à presença de vegetação pode chegar a 200%.

### 3.3. INSERÇÃO DOS PARÂMETROS RELACIONADOS À VEGETAÇÃO NO $FS$

Os efeitos mecânicos gerados pela presença da vegetação na estabilidade das encostas podem ser inseridos na equação utilizada para cálculo do  $FS$  para encostas infinitas.

A coesão gerada pela presença das raízes no solo pode ser adicionada a coesão do solo, aumentando dessa maneira o valor total da coesão.

$$C = c_s + c_r \quad (23)$$

onde  $c_s$  é a coesão do solo e  $c_r$  é a coesão gerada pela presença das raízes.

Diferentemente de  $c_s$ , que apresenta um comportamento não muito variável ao longo de solos homogêneos,  $c_r$  varia diretamente com a variação da razão de área de raízes ( $RAR$ ). Considerando que a  $RAR$  geralmente sofre um decaimento com o aumento da profundidade e que valores significativos são encontrados até uma profundidade de 3 metros, o presente trabalho adotou uma taxa de decaimento linear da  $RAR$  com o aumento da profundidade. Desta maneira, próximo à superfície a  $RAR$  é máxima. Ao aproximar-se de 3 metros de profundidade a  $RAR$  tende a zero. Portanto, como consequência do decréscimo da  $RAR$ , há a redução em igual proporção da coesão



originada pela presença das raízes. A partir de 3 metros de profundidade  $c_r$  passou a ser desconsiderada.

Embora este trabalho tenha desconsiderado a  $c_r$  a partir de 3 metros de profundidade, Hammond *et al.* (1992) relataram que em uma situação real, a superfície de ruptura de um escorregamento estende-se até a superfície do solo, passando provavelmente por uma zona de raízes. Desta maneira, mesmo em superfícies de ruptura que se estabelecem abaixo da zona de raízes ainda há certa contribuição de  $c_r$  para a elevação do  $FS$ . Entretanto, os mesmos autores relataram que para superfícies de ruptura maiores que aproximadamente 10 metros, onde a resistência basal é muito mais significativa que a lateral, análises tridimensionais e bidimensionais equivalem-se.

A componente paralela à encosta  $S_w$  e  $V_e$  devem ser adicionadas às tensões cisalhantes da encosta. Portanto a Equação (6) torna-se:

$$\tau = g \cdot \rho_s \cdot z \cdot \cos \theta \cdot \sin \theta + S_w \cdot \sin \theta + V_e \quad (24)$$

A componente perpendicular à encosta do peso da vegetação deve ser adicionada às tensões normais da encosta. Por isso a Equação (7) torna-se:

$$\sigma = g \cdot \rho_s \cdot z \cdot \cos^2 \theta + S_w \cdot \cos \theta \quad (25)$$

Utilizando as Equações (24) e (25), a Equação (10) pode ser reescrita:

$$FS = \frac{c_s + c_r + (g \cdot \rho_s \cdot z \cdot \cos^2 \theta - g \cdot \rho_w \cdot h \cdot \cos^2 \theta + S_w \cos \theta) \cdot \tan \phi}{g \cdot \rho_s \cdot z \cdot \sin \theta \cdot \cos \theta + S_w \cdot \sin \theta + V_e} \quad (26)$$

Os efeitos gerados pela ancoragem requerem análise minuciosa do posicionamento das raízes, portanto não serão contemplados na formulação proposta. Os efeitos hidrológicos da presença da vegetação afetam indiretamente o  $FS$  através da variação da altura da coluna d'água. Por esse motivo, estes parâmetros não foram inseridos na Equação (26).

### 3.4. ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DO $FS$

A sensibilidade da Equação (26) à variação dos parâmetros foi conduzida segundo metodologia estabelecida por Hammond *et al.* (1992) e posteriormente aplicada por Borga *et al.* (2002). Este tipo de análise pode ser de grande utilidade na identificação das variáveis mais importantes e então servir de guia para coleta de dados em campo.

Esta metodologia baseia-se no estabelecimento de valores médios para os parâmetros de entrada, chamados valores centrais ( $X_{central}$ ) e posteriormente na variação de cada parâmetro individualmente, enquanto todos os outros permanecem constantes. A variação dos parâmetros de entrada também gera variação no  $FS$  ( $\Delta FS$ ). Desta maneira, pode-se estabelecer uma hierarquização de sensibilidade do  $FS$  à variação dos parâmetros de entrada. Assim, a variação do  $FS$  e dos parâmetros de entrada podem ser estabelecidas segundo as Equações (27) e (28), respectivamente.

$$\Delta FS = \frac{FS_X - FS_{X_{central}}}{FS_{X_{central}}} \times 100 \quad (27)$$

$$\Delta X = \frac{X - X_{central}}{X_{central}} \times 100 \quad (28)$$

onde  $X$  é o valor alterado do parâmetro de entrada e  $FS_X$  é o valor do  $FS$  obtido após variação do parâmetro em análise.

Diferentemente dos estudos conduzidos por Hammond *et al.*, (1992) e Borga *et al.*, (2002), onde os parâmetros eram variados dentro de uma faixa pré-estabelecida de maneira independente, o presente trabalho estabeleceu uma relação de dependência entre determinados parâmetros. Além disso,  $V_e$  também foi incluída.

A presença das raízes das árvores no solo acarreta o aumento da resistência ao cisalhamento pela coesão gerada pelas raízes. O presente trabalho adotou uma taxa de decaimento linear de  $c_r$  com o aumento da profundidade, o que não foi observado nos trabalhos realizados anteriormente. Desta maneira, nas proximidades da superfície do solo, a  $c_r$  é máxima e, em certa profundidade estipulada, a  $c_r$  torna-se nula. Além disso,  $V_e$  é dependente do ângulo de inclinação da encosta. Desta maneira,  $V_e$  foi disposta em função de  $\theta$ .

### 3.5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os valores utilizados para os parâmetros da formulação do *FS* foram determinados a partir de valores da bibliografia (Coppin e Richards, 1990; Wu *et al.*, 1979) e segundo as características da bacia de estudo, apresentada posteriormente no item 4.3, na qual o presente trabalho desenvolveu os processos de modelagem. Os valores centrais, mínimos e máximos utilizados para avaliação da sensibilidade do *FS* estão na Tabela 2.

Tabela 2 – Parâmetros utilizados na análise de sensibilidade do FS

Parâmetro	Valor Central	$\Delta\%$
$c_s$ (kPa)	12	$\pm 100\%$
$\phi$ ( $^\circ$ )	30	$\pm 70\%$
$\rho_s$ (kg/m <sup>3</sup> )	1750	$\pm 20\%$
$z$ (m)	1; 2; 5; 10	$\pm 100\%$
$h/z$ (%)	50%	$\pm 100\%$
$c_r$ (kPa)	10	$\pm 100\%$
$S_w$ (kPa)	2,6	$\pm 100\%$
$V_e$ (kPa)	0,5	$\pm 100\%$
$\theta$ ( $^\circ$ )	25	-50; +100%

As Figuras 14, 15, 16 e 17 mostram a análise de sensibilidade do *FS* à variação dos parâmetros para as profundidades de 1, 2, 5 e 10 m, respectivamente. Nota-se que a escolha dos valores centrais é de grande relevância na análise de sensibilidade, pois a influência de cada parâmetro pode ser severamente alterada pela escolha de seu valor central ou do valor central de algum parâmetro correlacionado.

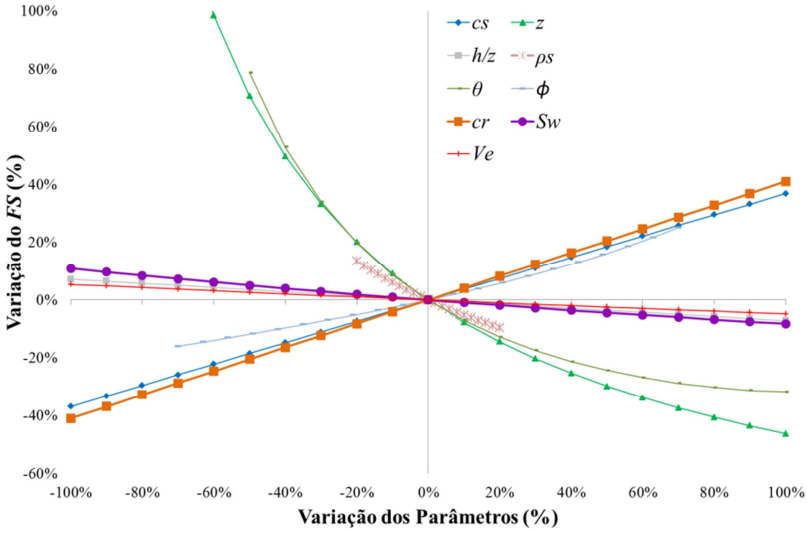


Figura 14 – Análise de Sensibilidade do FS (Valor central de  $z$  igual a 1 m)

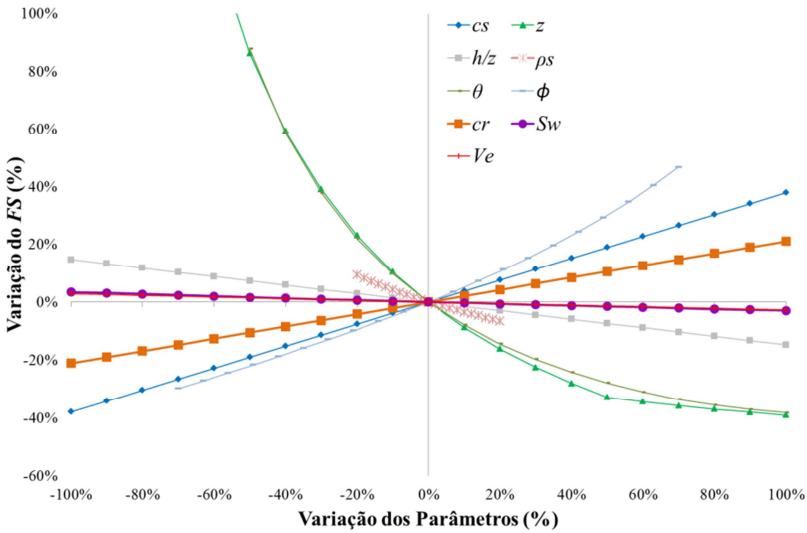


Figura 15 – Análise de Sensibilidade do FS (Valor central de  $z$  igual a 2 m)

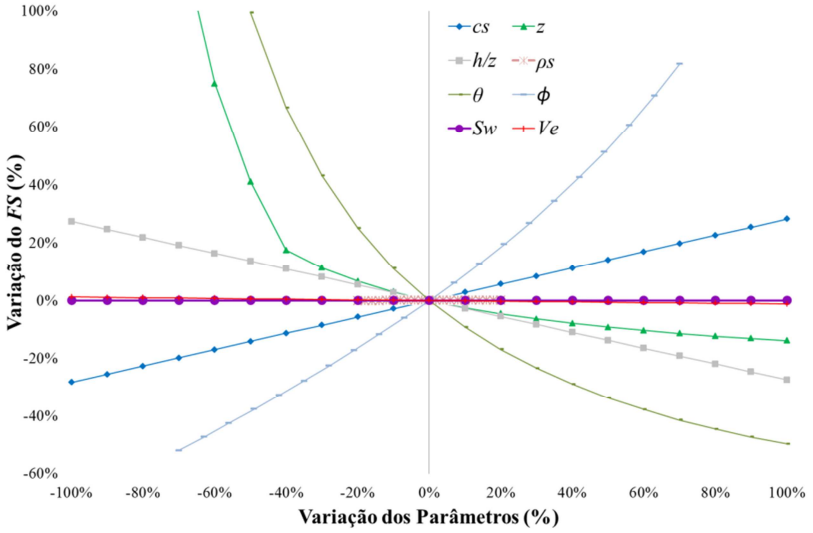


Figura 16 – Análise de Sensibilidade do FS (Valor central de  $z$  igual a 5 m)

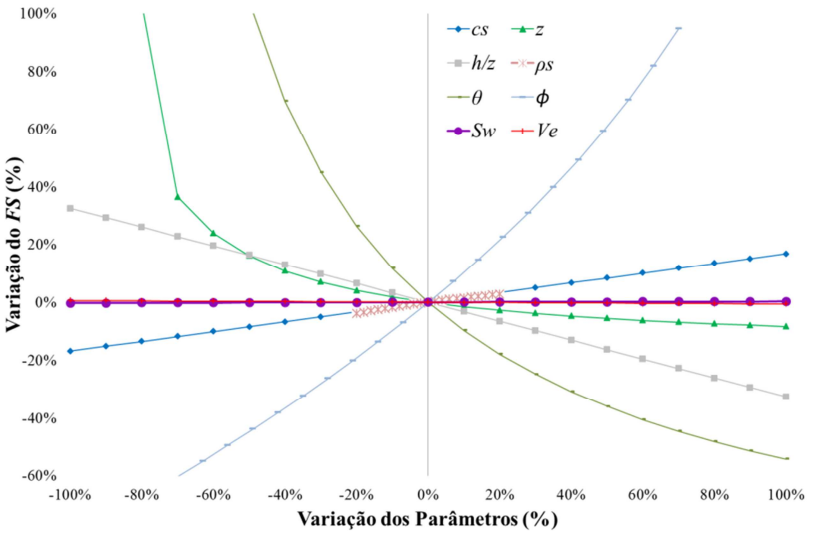


Figura 17 – Análise de Sensibilidade do FS (Valor central de  $z$  igual a 10 m)

Em uma primeira análise observa-se que o aumento da resistência do solo ( $c_s$  e  $\phi$ ) e da contribuição das raízes ( $c_r$ ) eleva os valores do  $FS$ . Em contrapartida, o aumento de  $\theta$ ,  $z$ ,  $h/z$ ,  $S_w$  e  $V_e$ , reduzem o valor do  $FS$ . Entretanto, observa-se um padrão indefinido para a  $\rho_s$ , dependente da profundidade utilizada como valor central.

O  $FS$  é extremamente dependente de  $\theta$ , sendo assim, para qualquer profundidade de solo, a correta estimativa da declividade é de grande relevância para seu cálculo. Os modelos digitais de terreno (MDT's), vastamente utilizados na modelagem de escorregamentos, podem apresentar deficiências na representação deste parâmetro devido a sua elaboração a partir de mapas com resolução espacial inadequada. Portanto deve-se atentar às metodologias utilizadas para elaboração do MDT na hipótese de utilização do modelo de encosta infinita.

Os termos relacionados à coesão afetam o  $FS$  de maneira mais acentuada em solos rasos que em solos espessos. De maneira recíproca, o  $FS$  é mais afetado pela variação de  $\phi$  interno em solos mais espessos. Esta condição se estabelece por que a resistência devido ao atrito entre as partículas (relacionada a  $\phi$ ) eleva-se com o aumento da tensão normal à encosta aplicada pelo peso do solo. Desta maneira, encostas com baixa declividade também contribuem para o aumento da resistência devido ao atrito. A resistência devido às forças coesivas sobressai-se em condições de baixa tensão normal, ou seja, solos rasos e declivosos. Além disso, a pressão de água dos poros gerada pela inundação do solo pode ressaltar a influência das forças coesivas no valor de  $FS$  em detrimento das forças oriundas do atrito entre as partículas.

Um efeito similar pode também ser observado pela influência gerada no  $FS$  pela variação de  $\rho_s$ . Em solos rasos o aumento de  $\rho_s$  reduz os valores do  $FS$ . Em solos espessos o efeito é contrário, o aumento de  $\rho_s$  eleva os valores do  $FS$ . Há um valor de  $z$  para o qual não são computadas variações significativas do  $FS$  em função de  $\rho_s$  (no caso apresentado, este valor aproxima-se dos 5 m de profundidade). Este valor pode ser considerado um limiar acima do qual o aumento de  $\rho_s$  passa a ser benéfico para a estabilidade da encosta. Este efeito também é explicado pela relação entre as forças coesivas e de atrito que agem na encosta. Para grandes massas de solo, o aumento do peso total favorece o aumento das forças de atrito e ajuda na estabilização da encosta. Em profundidades pequenas, o aumento do peso do solo reduz a efetividade das forças coesivas, diminuindo a resistência da encosta.

Claramente nota-se a influência direta da variação de  $z$  no valor do  $FS$ . A profundidade do solo não necessariamente representa a espessura total do material inconsolidado. A aplicação mais comum do

modelo de encosta infinita se dá em condições de solos rasos dispostos sobre um manto rochoso. Neste caso,  $z$  representa a espessura entre o manto rochoso e a superfície. Porém, é comum que planos de ruptura translacionais formem-se em fronteiras entre materiais de diferentes condutividades onde há incidência de altos valores de pressão dos poros. Nestes casos, a profundidade de ruptura pode ser muito menor que a espessura existente entre o manto rochoso e a superfície do solo. Por isso, é necessário entender como o  $FS$  se comporta ao longo do perfil do solo.

Devido à dependência linear entre  $c_r$  e  $z$  adotada pelo presente trabalho, a sensibilidade do  $FS$  à variação de  $z$  demonstrou ser muito mais acentuada do que a apresentada por Hammond *et al.* (1992) e Borga *et al.* (2002). Esta sensibilidade é ainda mais pronunciada em solos rasos, onde há maior presença de raízes.

Em solos com profundidades maiores que 3 m (profundidade limite na qual foi computada a ação das raízes) a variação de  $FS$  devido a  $z$  segue dois comportamentos distintos. O primeiro comportamento mostra uma grande sensibilidade do  $FS$  e isto ocorre até que  $z$  aproxime-se da profundidade limite. A partir da profundidade limite é observado um padrão de variação de  $FS$  muito mais ameno. Nestes casos, mesmo não havendo a contribuição de  $c_r$  para aumento da resistência da encosta a grandes profundidades, a presença das raízes dificulta a formação de superfícies de ruptura nas camadas superiores do solo.

Observa-se que o valor central utilizado para  $z$  acaba gerando grandes alterações na sensibilidade do  $FS$  a determinados parâmetros. A variação dos parâmetros  $\theta$ ,  $\phi$ , e  $h/z$ , gera maior influência sobre o  $FS$  em solos profundos. Em contraponto, a variação de  $c_s$ ,  $c_r$ ,  $S_w$  e  $V_e$  tem maior influência sobre  $FS$  em solos rasos. Observando-se a influência de  $\rho_s$  sobre  $FS$ , verifica-se que a uma profundidade de aproximadamente 5 m não há sensibilidade do  $FS$  a este parâmetro. A Figura 18 mostra a amplitude de variação do  $FS$  devido à variação dos parâmetros de entrada, dentro dos limites estabelecidos pela Tabela 2, para diferentes valores centrais de  $z$ .

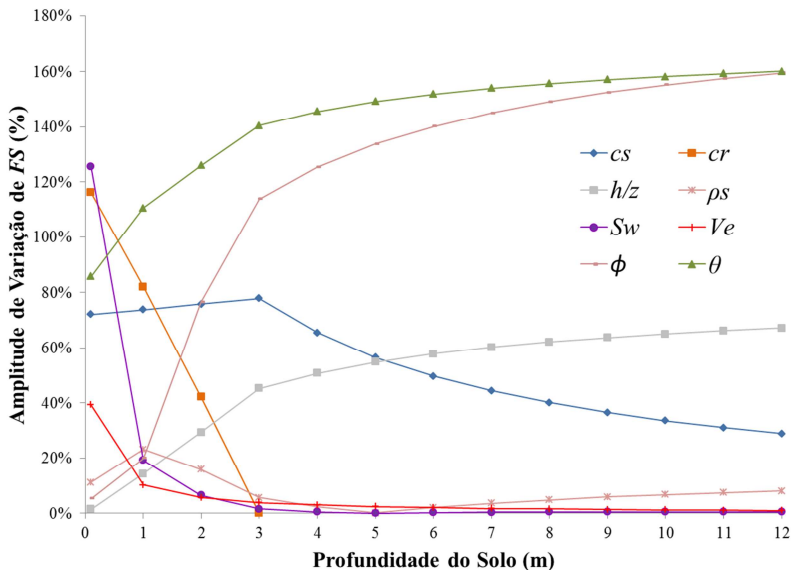


Figura 18 – Amplitude de variação do  $FS$  devido a variação dos parâmetros de entrada para diversos valores centrais de  $z$

A influência de  $z$  no  $FS$  ainda depende de outras relações como: (i) existência de forças coesivas no solo e  $V_e$ ; e (ii) como a altura da camada d'água dentro do solo ( $h$ ) é abordada pela análise. A abordagem inicial utilizada pelo presente trabalho traz o pressuposto de que os solos analisados são coesivos e que a parcela saturada do solo mantém-se constante com o aumento da profundidade. Entretanto, quando estes pressupostos são parcialmente ignorados, observa-se um padrão diferente no comportamento do  $FS$  em relação à variação de  $z$ .

No caso de ausência de forças coesivas e  $V_e$ , algumas observações podem ser feitas. Quando o solo está completamente seco ( $h/z = 0$ ) o  $FS$  não varia com o aumento de  $z$ . Neste caso, as mudanças nas forças que conduzem à instabilidade, originadas pela variação de  $z$ , são compensadas pelas mudanças nas forças de resistência do solo. O  $FS$  simplifica-se à relação entre a tangente de  $\phi$  e a tangente de  $\theta$ , não dependendo assim de  $z$ . Quando  $h/z$  é mantido constante, o aumento da profundidade do solo causa redução do  $FS$ . Quando apenas a altura da camada d'água ( $h$ ) é mantida constante, o aumento de  $z$  gera elevação dos valores de  $FS$  (Figura 19).



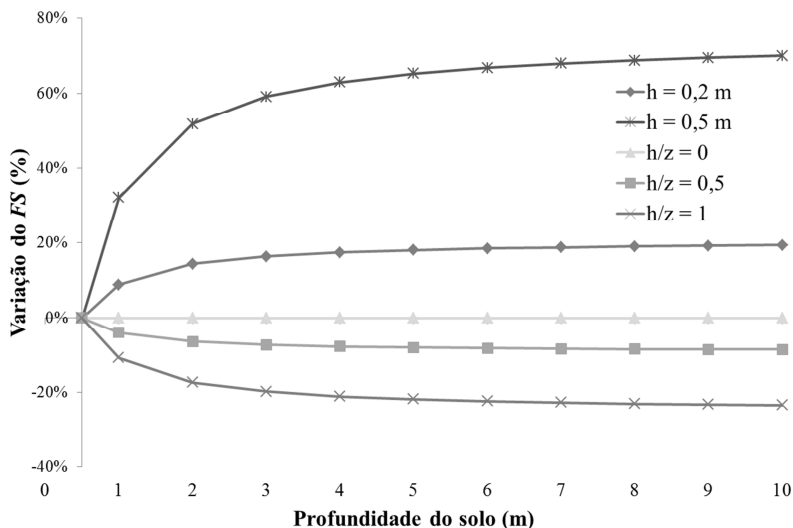


Figura 19 – Variação do  $FS$  em função de  $z$ . Condição de ausência de forças coesivas e  $V_e$

Quando há a existência de forças coesivas na encosta, a influência da variação de  $z$  no  $FS$  segue um padrão diferente. Quando o solo está seco ( $h/z$  igual a zero), o aumento de  $z$  reduz o  $FS$ . Quando  $h/z$  é mantido constante, há uma redução ainda maior do  $FS$  com o aumento da profundidade. Entretanto, quando se mantêm constante a altura da coluna d'água, há um valor de  $h$  para qual o  $FS$  é insensível à variação de  $z$ . Para valores de  $h$  acima deste equilíbrio, o aumento de  $z$  gera uma elevação no  $FS$  (Figura 20).

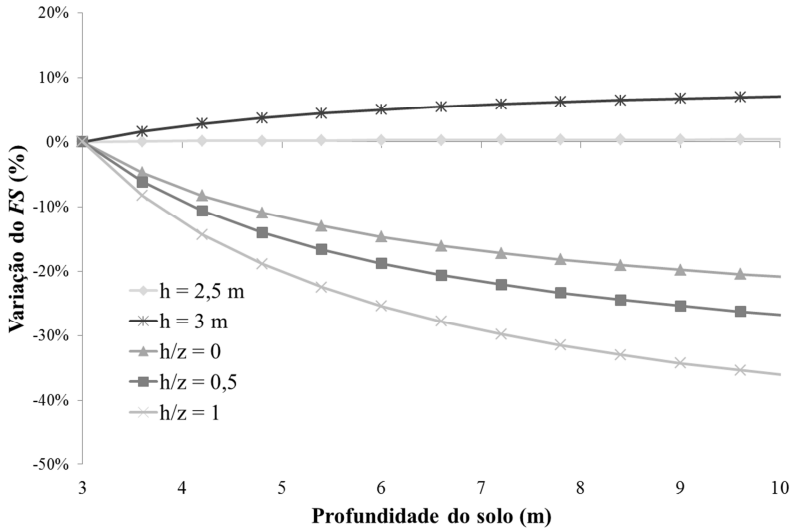


Figura 20 – Variação do  $FS$  em função de  $z$ . Condição de existência de forças coesivas e  $V_e$ .

Tratando-se dos parâmetros relacionados à presença da vegetação nas encostas constata-se a grande influência de  $c_r$  no valor do  $FS$ . Na profundidade de 1 m, a supressão de  $c_r$  reduz em 40% o  $FS$ . Da mesma maneira, duplicando o valor de  $c_r$  há um aumento de 40% no valor de  $FS$ . A influência deste parâmetro diminui com o aumento de  $z$  (Figura 21) sendo que, considerando o valor adotado como limite de alcance para a zona de raízes, a partir de 3 m de profundidade torna-se irrelevante.

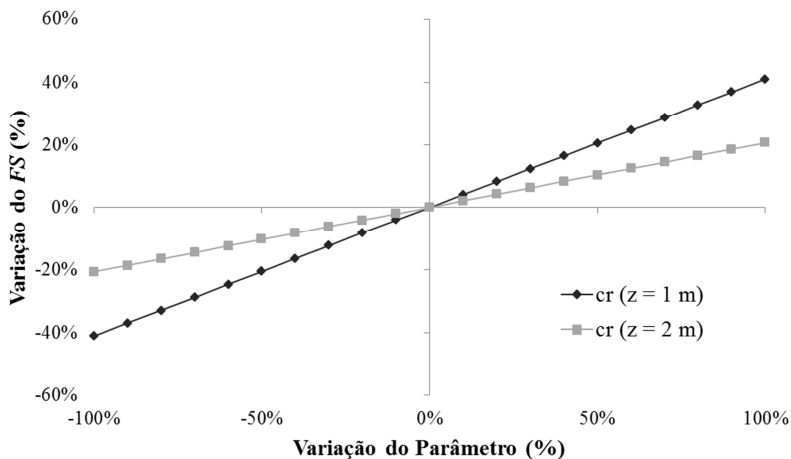


Figura 21 – Análise de sensibilidade de  $FS$  à variação de  $c_r$  para diferentes profundidades de solo

A  $S_w$  exerce influência significativa sobre  $FS$  em solos rasos. A 1 m de profundidade a variação deste parâmetro dentro dos limites estabelecidos pode gerar variações do  $FS$  da ordem de 20%. Entretanto, profundidades maiores atenuam a influência deste parâmetro e a partir de 3–4 m de profundidade este se torna irrelevante. Em profundidades mais elevadas,  $S_w$  passa a auxiliar na estabilidade das encostas, efeito similar ao ocorrido com  $\rho_s$  (Figura 22).

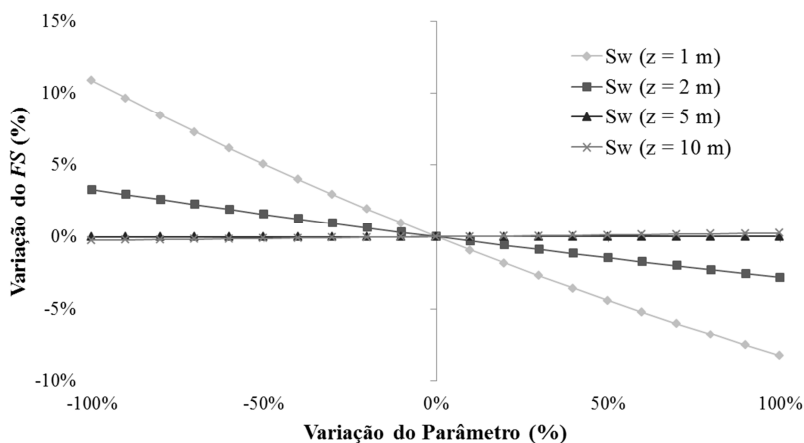


Figura 22 – Análise de sensibilidade de  $FS$  à variação de  $S_w$  para diferentes profundidades de solo

A  $V_e$  exerce influência que vai de moderada a baixa sobre o  $FS$ . Esta influência também é atenuada com o aumento de  $z$ . Embora a Figura 23 mostre que a 1 m de profundidade este parâmetro possa alterar em aproximadamente 10% o  $FS$ , para que esta influência ocorra efetivamente, é necessário que o vento esteja soprando encosta abaixo e a uma velocidade considerável. A não ocorrência de alguma destas circunstâncias acarreta na cessação do efeito da força do vento na estabilidade da encosta.

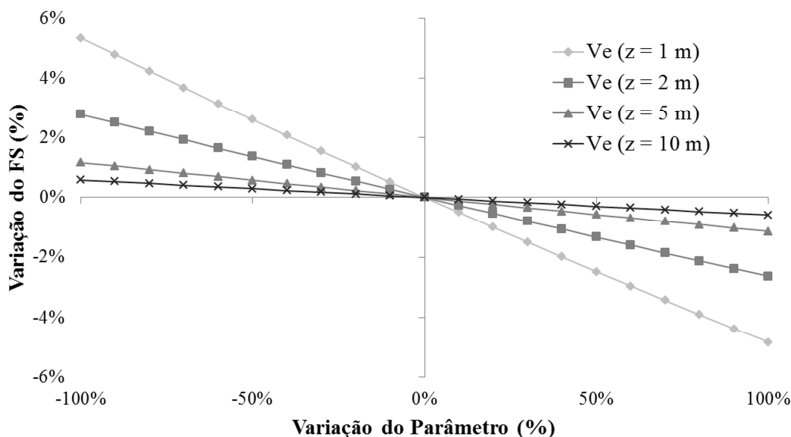


Figura 23 – Análise de sensibilidade de  $FS$  à variação de  $V_e$  para diferentes profundidades de solo

Utilizando a formulação proposta para o  $FS$ , é possível realizar uma avaliação da evolução do  $FS$  ao longo do tempo devido aos processos de corte e replantio de árvores e de aumento da espessura do solo. Sidle (1991) estabeleceu uma relação exponencial para a taxa de decaimento de  $c_r$  a partir do corte da vegetação:

$$D = e^{-kt^n} \quad (29)$$

onde  $D$  é um parâmetro adimensional para decaimento de  $c_r$ ,  $t$  é o tempo em anos a partir do corte, e  $k$  e  $n$  são constantes empíricas. Estas constantes dependem do clima local. O equacionamento para um parâmetro de crescimento de  $c_r$  devido ao replantio das árvores também foi estabelecido por Sidle (1991):

$$R = (f + g_r e^{-kt})^{-1} + h_r \quad (30)$$

onde  $R$  é um parâmetro adimensional para crescimento de  $c_r$  e  $k$ ,  $f$ ,  $g_r$  e  $h_r$  são constantes empíricas que definem a curva sigmóide de crescimento. A proporção de  $c_r$  atuante em dado momento é dada pela soma dos dois parâmetros ( $D$  e  $R$ ).

O peso da vegetação sobre a encosta é reduzido a zero no momento do corte. O aumento do peso da vegetação devido ao replantio também pode ser descrito pela Equação (30).

Os escorregamentos ocorrem naturalmente em locais com características geomorfológicas bem definidas, os *hollows*. A partir do momento de ocorrência de um escorregamento, o processo de aumento da espessura do solo (*soil infilling*) inicia-se. Sidle e Ochiai (2006) relatam que este processo é muito complexo e depende inúmeras variáveis hidrológicas, geomorfológicas e hidrológicas. Além disso, propõem um equacionamento para descrevê-lo:

$$z(t) = z_o + i_z e^{j/t} \quad (31)$$

onde  $z(t)$  é a profundidade do solo em metros no tempo  $t$ ;  $z_o$  é a profundidade do solo no início do processo;  $i_z = z_\infty - z_o$ ; onde  $z_\infty$  é o limite superior de acréscimo de solo;  $t$  é o tempo em anos; e  $j = -2t_i$ ; onde  $(t_i, z_i)$  é o ponto de inflexão da curva de recobrimento do solo.

Utilizando as Equações (30) e (31), foi estimado um padrão de variação do  $FS$  ao longo do tempo. Considerando que a superfície de ruptura do escorregamento formou-se abaixo da zona de raízes, a  $c_r$  logo após a ocorrência de um escorregamento torna-se nula. Adotando uma taxa de crescimento das árvores e aumento da espessura do solo, a Figura 24 descreve o comportamento de  $FS$  ao longo do tempo.

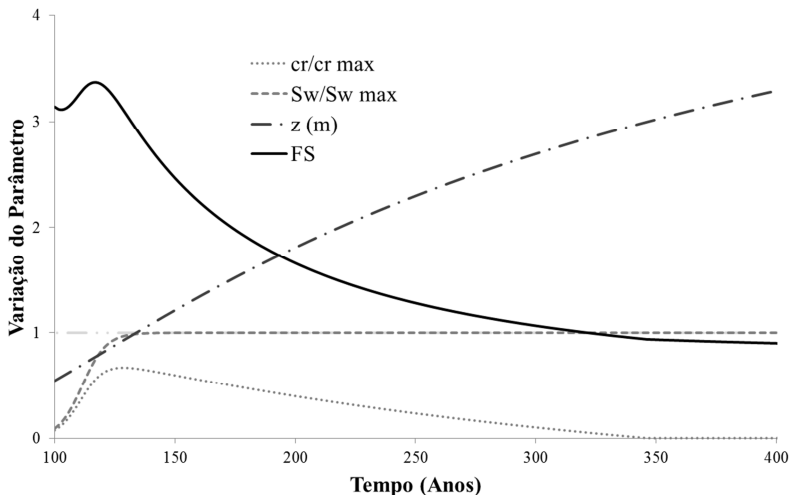


Figura 24 – Evolução hipotética do  $FS$  após a ocorrência de um escorregamento

Para ajuste da curva de aumento da espessura do solo foram utilizados os seguintes parâmetros:  $z_o = 0$ ,  $i_z = 6$  e  $j = -2,4.10^3$ . Para ajuste da curva  $R$  de crescimento de  $c_r$  e  $S_w$ , foram utilizados os seguintes parâmetros:  $f = 1$ ,  $g_r = 10$ ,  $k = 0,2$  e  $h_r = 0$ . Também foi utilizado o pressuposto de redução da  $RAR$  com o aumento de  $z$ . A  $c_{r \max}$  e  $S_{w \max}$  adotadas foram de 20 kPa e 2,6 kPa, respectivamente. Foi admitido que o processo de crescimento de vegetação sobre o solo iniciou-se após um período inicial de acumulação de solo (aproximadamente 100 anos). Este período refere-se ao tempo necessário para formação de uma camada suporte mínima para estabelecimento da vegetação. Foi adotada uma declividade de  $40^\circ$  para a encosta simulada. Os valores adotados para os demais parâmetros foram os valores centrais também utilizados durante a análise de sensibilidade.

A Figura 24 demonstra que após a ocorrência do escorregamento e estabelecimento de uma camada mínima de solo, o crescimento de nova vegetação gera uma elevação nos valores de  $FS$ . O pico do  $FS$  se dá juntamente com o pico dos valores de  $c_r$ . A partir do momento em que a  $c_r$  passa a decrescer (aproximadamente 30 anos), devido ao aumento da espessura do solo e redução da  $RAR$  em uma possível superfície de ruptura, há também o decrescimento do  $FS$ . A redução nos valores de  $FS$  deve-se à diminuição da resistência originada pela  $c_r$  e

também pelo aumento de  $z$ , que nessas condições diminui a estabilidade da encosta.

Hipoteticamente, observa-se que após aproximadamente 320 anos, o  $FS$  torna-se menor que 1. Isto sinaliza a ocorrência de um novo escorregamento no mesmo local. Este evento se dá em uma camada de solo de aproximadamente 2,85 m. Assim, pode-se dizer que os escorregamentos neste local ocorrem com uma frequência de 1 a cada 320 anos com uma magnitude que abrange uma camada de solo de 2,85 m de profundidade.

A Figura 25 demonstra o comportamento de  $FS$  ao longo do tempo considerando o não estabelecimento de nova vegetação sobre a camada de solo. Sem a ocorrência da vegetação há uma modificação na magnitude e na frequência do fenômeno. O  $FS$  torna-se menor que 1 após aproximadamente 300 anos. Isto ocorreu a uma profundidade de solo de aproximadamente 2,72 m. Houve aumento da frequência e redução da magnitude do fenômeno.

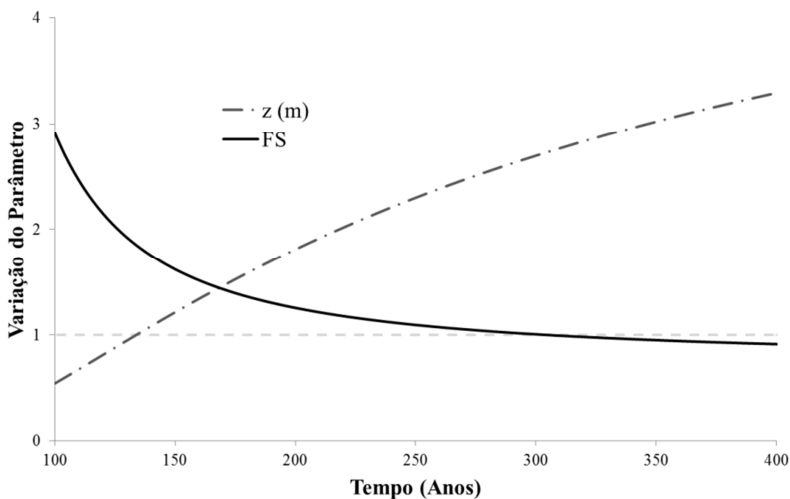


Figura 25 – Evolução hipotética do  $FS$  após a ocorrência de um escorregamento (sem vegetação)

Em encostas menos íngremes, onde as condições de declividade possibilitam o estabelecimento de uma superfície de ruptura com camada de solo maior que 3 m de profundidade, a presença ou ausência da  $c_r$  não gera modificações na magnitude e na frequência do fenômeno. Entretanto, a presença de  $S_w$  é capaz de modificar, ainda que levemente,

a magnitude e a frequência dos escorregamentos. Visto que em solos de profundidade elevada o aumento de  $S_w$  melhora as condições de estabilidade, há uma redução na frequência e um aumento da magnitude do evento.

Reciprocamente, em encostas mais declivosas, onde as superfícies de ruptura do solo formam-se em profundidades mais rasas, o efeito de  $c_r$  na redução da frequência dos eventos é mais acentuado. De qualquer maneira percebe-se que embora a vegetação, em grande parte dos casos, desempenhe importante papel na redução da frequência dos eventos de escorregamentos, o aumento da magnitude destes eventos é uma consequência eminente. Assim, a razão da magnitude pela frequência permanece inalterada.



## 4. APLICAÇÃO DO SHALSTAB

### 4.1. FORMULAÇÃO DO SHALSTAB

O SHALSTAB é um modelo determinístico utilizado na identificação de áreas suscetíveis a escorregamentos translacionais rasos. É resultado da combinação do modelo de encosta infinita, que combina parâmetros geotécnicos e topográficos, com um modelo hidrológico de estado uniforme, que utiliza parâmetros geomorfológicos e hidrológicos para estimar o grau de saturação do terreno. O modelo pode ser livremente encontrado no sítio eletrônico da Universidade de Berkeley (<http://calm.geo.berkeley.edu/geomorph>).

Através de um MDT em formato *raster* são obtidas as variáveis topográficas:  $\theta$  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 a análise de estabilidade é calculada para cada célula (*pixel*) separadamente.

Tendo por base o modelo de estabilidade de encostas infinitas, a Equação (9) é resolvida em função de  $h/z$ , que é a porção saturada do solo no momento da ruptura da encosta:

$$\frac{h}{z} = \frac{\rho_s}{\rho_w} \cdot \left(1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi}\right) + \frac{C}{\cos^2 \theta \cdot \tan \phi \cdot \rho_w \cdot g \cdot z} \quad (32)$$

Deste modo, através da Equação (32), é possível conhecer a altura da coluna d'água presente dentro da camada de solo necessária para que a encosta venha a se desestabilizar. Além disso, é possível definir outras duas condições extremas: (i) Na primeira condição o solo está completamente seco e há ausência de coluna d'água, desta maneira  $h/z$  é igual à zero; e (ii) Na segunda condição o solo está completamente saturado e  $h$  torna-se igual a  $z$ , conseqüentemente  $h/z$  torna-se 1.

Em relação à primeira condição, é possível estabelecer um ângulo de  $\theta$  limite, acima do qual não há possibilidade de estabilidade, mesmo em condições completamente secas. Quando algum pixel apresenta  $\theta$  acima deste ângulo limite é dito incondicionalmente instável. Este ângulo é dado pela seguinte equação:

$$\tan \theta \geq \tan \phi + \frac{C}{\cos^2 \theta \cdot \rho_s \cdot g \cdot z} \quad (33)$$

Para a segunda condição, é possível estabelecer um ângulo de  $\theta$  abaixo do qual, mesmo em condições de completa saturação do solo, não há possibilidade de falha da encosta. No caso de algum pixel apresentar  $\theta$  menor que este ângulo será classificado como incondicionalmente estável. Esta condição é descrita pela seguinte equação:

$$\tan \theta \leq \tan \phi \cdot \left(1 - \frac{\rho_w}{\rho_s}\right) + \frac{C}{\cos^2 \theta \cdot \rho_s \cdot g \cdot z} \quad (34)$$

No caso de uma encosta não ser tão íngreme ao ponto de ser incondicionalmente instável (Equação (33)) ou tão suave ao ponto de ser incondicionalmente estável (Equação (34)), haverá uma altura de coluna d'água tal, capaz de ocasionar sua falha. Assim, é necessário estabelecer, através de um modelo hidrológico, qual a porcentagem de saturação em cada pixel da encosta.

O SHALSTAB baseia-se no modelo hidrológico de estado uniforme (*steady state*) descrito por Beven e Kirkby (1979) e O'loughlin (1986). O modelo assume um estado uniforme de recarga que simula o padrão de variação espacial da umidade (altura da coluna d'água) que ocorre durante uma época chuvosa, a qual não apresenta estado uniforme. A Figura 26 mostra sucintamente o modelo hidrológico de estado uniforme, onde  $a$  [m<sup>2</sup>] é 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.

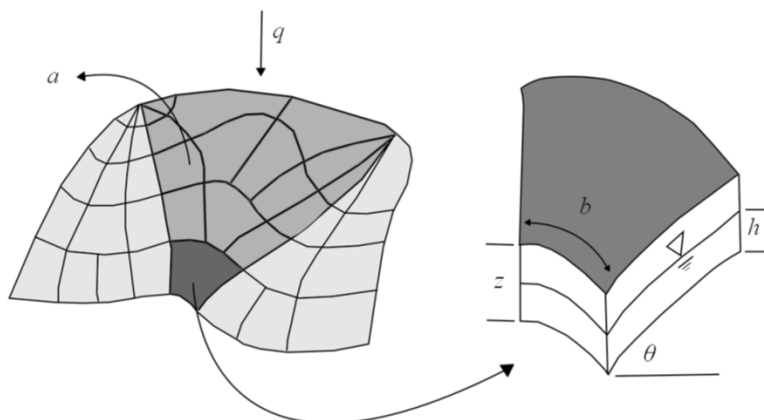


Figura 26 – Representação do modelo hidrológico (Modificado de Montgomery e Dietrich, 1994)

A quantidade total de água que entra ( $Q_e$ ) [ $\text{m}^3/\text{d}$ ] pela área de contribuição é expressa por:

$$Q_e = q \cdot a \quad (35)$$

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

Desta maneira, a quantidade total da água que sai ( $Q_s$ ) [ $\text{m}^3/\text{d}$ ] 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 ( $i$ ) [ $\text{m}/\text{m}$ ] é o quociente entre a carga hidráulica e o comprimento do meio poroso a ser percorrido. A carga hidráulica é representada pela diferença altimétrica entre o ponto inicial e o ponto final do escoamento, e o comprimento do meio poroso é representado pelo comprimento da encosta. Desta maneira, o gradiente hidráulico pode ser representado por  $\sin \theta$ .

$$Q_s = K_s \cdot i \cdot h \cdot \cos \theta \cdot b = K_s \cdot \sin \theta \cdot h \cdot \cos \theta \cdot b \quad (36)$$

Em condição uniforme, a quantidade total da água que entra é igual àquela que sai do sistema, isto é, a Equação (35) torna-se igual à Equação (36), ou seja:

$$q \cdot a = K_s \sin \theta \cdot h \cos \theta \cdot b \quad (37)$$

Quando o solo está inteiramente saturado, a quantidade da água que sai pela camada de solo se torna máxima, e a Equação (36) modifica-se para:

$$Q_{S_{\max}} = K_s \cdot \sin \theta \cdot z \cdot \cos \theta \cdot b = b \cdot T \cdot \sin \theta \quad (38)$$

$$\therefore T = K_s \cdot z \cos \theta \quad (39)$$

onde  $T$  é a transmissividade [m<sup>2</sup>/d] que é o produto entre a  $K_s$  [m/d] e  $z$ .

O'Loughlin (1986) definiu a umidade (*wetness*) como a parcela saturada do solo em um dado estado uniforme de recarga. Desta maneira, o nível de saturação do solo é obtido através da relação entre a água que entra no sistema sob forma de recarga uniforme e a água que sai dele através da camada saturada do solo.

$$w = \frac{Qe}{Q_{S_{\max}}} = \frac{q \cdot a}{b \cdot T \sin \theta} \quad (40)$$

onde  $w$  é a umidade do solo [m/m]. Substituindo as Equações (37) e (38) na (40), obtém-se:

$$w = \frac{K_s \sin \theta \cdot h \cdot \cos \theta \cdot b}{b \cdot K_s \cdot z \cdot \cos \theta \cdot \sin \theta} = \frac{h}{z} \quad (41)$$

Assim, juntando as Equações (40) e (41), pode-se reescrever:

$$w = \frac{q \cdot a}{b \cdot T \sin \theta} = \frac{h}{z} \quad (42)$$

A partir da Equação (42) é possível determinar, através de parâmetros geomorfológicos e hidrológicos, a parcela saturada do solo em determinado ponto. Igualando as Equações (32) e (42) têm-se o

acoplamento do modelo de estabilidade de encosta e hidrológico utilizado pelo SHALSTAB:

$$\frac{q \cdot a}{T \cdot b \cdot \sin \theta} = \frac{\rho_s}{\rho_w} \cdot \left(1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi}\right) + \frac{C}{\cos^2 \theta \cdot \tan \phi \cdot \rho_w \cdot g \cdot z} \quad (43)$$

O SHALSTAB soluciona a Equação (43) em função de dois parâmetros hidrológicos,  $q$  e  $T$ .

$$\frac{q}{T} = \frac{b}{a} \cdot \sin \theta \cdot \left\{ \frac{\rho_s}{\rho_w} \cdot \left(1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi}\right) + \frac{C}{\cos^2 \theta \cdot \tan \phi \cdot \rho_w \cdot g \cdot z} \right\} \quad (44)$$

Desta maneira, são determinadas classes de estabilidade em função do parâmetro livre  $q/T$ . Originalmente o SHALSTAB gera sete classes de estabilidade: incondicionalmente instável; incondicionalmente estável; e outras cinco classes que são determinadas em função de intervalos de valores de  $q/T$ . Assim as classes de estabilidade expressam uma probabilidade de ocorrência de escorregamento, sendo que quanto menor o valor de  $q/T$ , maior a probabilidade de falha da encosta.

A partir da classificação original realizada pelo modelo, há a possibilidade de assumir um único valor de  $q/T$  para o limiar de estabilidade. Desta maneira, as sete classes são reduzidas a apenas quatro: incondicionalmente instável; incondicionalmente estável; instável e estável. Caso existam valores medidos ou estimados para  $K_s$  e  $z$ , há possibilidade de reclassificar o resultado do modelo em função de um valor de recarga uniforme requerido para gerar instabilidades.

## 4.2. MODIFICAÇÕES DO MODELO

Baseado na análise de sensibilidade realizada anteriormente com o  $FS$ , os parâmetros que geraram influência significativa foram inseridos na formulação do modelo SHALSTAB. Em relação aos efeitos mecânicos da vegetação foram inseridos os parâmetros  $c_r$  e  $S_w$ . A  $V_e$  não foi inserida devido à baixa sensibilidade de  $FS$  a este parâmetro e à necessidade de uma combinação de determinados eventos para que esta grandeza alcance valores relevantes. Assim, o equacionamento final elaborado no presente trabalho foi similar ao realizado por Borga *et al.* (2002).

Para inserção dos parâmetros  $c_r$  e  $S_w$  no SHALSTAB, o algoritmo utilizado foi reescrito. A formulação original utilizada pelo SHALSTAB baseia-se na Equação (9), portanto, através das Equações (24) e (25), os parâmetros  $c_r$  e  $S_w$  foram inseridos na Equação (9):

$$\begin{aligned} & \rho_s \cdot g \cdot z \cdot \sin \theta \cdot \cos \theta + S_w \cdot \sin \theta \\ & = c_s + c_r + (\rho_s \cdot g \cdot z \cdot \cos^2 \theta - g \cdot \rho_w \cdot h \cdot \cos^2 \theta + S_w \cdot \cos \theta) \cdot \tan \phi \end{aligned} \quad (45)$$

Resolvendo a Equação (45) em função de  $h/z$  têm-se:

$$\frac{h}{z} = \left( \frac{\rho_s}{\rho_w} + \frac{S_w}{\rho_w g z \cos \theta} \right) \left( 1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right) + \frac{c_s + c_r}{\cos^2 \theta \cdot \tan \phi \cdot \rho_w \cdot g \cdot z} \quad (46)$$

As classes extremas de estabilidade estabelecidas pelo modelo também sofrem alterações em sua formulação. A equação para a classe incondicionalmente instável torna-se:

$$\tan \theta \geq \tan \phi + \frac{c_s + c_r}{\cos^2 \theta \cdot \rho_s \cdot g \cdot z \cdot \left( 1 + \frac{S_w}{\rho_s g z \cos \theta} \right)} \quad (47)$$

A equação para a classe incondicionalmente estável torna-se:

$$\begin{aligned} \tan \theta < & \left( 1 - \frac{1}{\frac{S_w}{\rho_w g z \cos \theta} + \frac{\rho_s}{\rho_w}} \right) \tan \phi \\ & + \frac{c_s + c_r}{\cos^2 \theta \cdot \rho_s \cdot g \cdot z \cdot \left( 1 + \frac{S_w}{\rho_s g z \cos \theta} \right)} \end{aligned} \quad (48)$$

Para os locais onde as classes extremas não são observadas, há a inserção do modelo hidrológico de O'loughlin (1986). Desta maneira, a classificação da estabilidade é realizada segundo a seguinte equação:

$$\frac{q}{T} = \frac{b}{a} \cdot \sin \theta \cdot \left\{ \left( \frac{\rho_s}{\rho_w} + \frac{S_w}{\rho_w g z \cos \theta} \right) \left( 1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right) + \frac{c_s + c_r}{\cos^2 \theta \cdot \tan \phi \cdot \rho_w \cdot g \cdot z} \right\} \quad (49)$$

O SHASLATB realiza sua classificação de estabilidade em função de dois parâmetros hidrológicos,  $q$  e  $T$ . Estes parâmetros podem ser utilizados após as simulações para contextualização dos resultados gerados pelo modelo, porém não são parâmetros de entrada do mesmo.

Desta maneira, para contemplar a influência da presença da vegetação na variação dos parâmetros hidrológicos, foram aplicados coeficientes de majoração ao parâmetro  $K_s$  (que serve de base para cálculo de  $T$ ) e minoração ao parâmetro  $q$ . Os coeficientes de majoração e minoração foram estabelecidos com base na amplitude de variação destes parâmetros pela presença de vegetação estabelecida por trabalhos que realizaram tais medições.

Assim, admitiu-se que a taxa de recarga do solo ( $q$ ) pode sofrer uma variação de até  $\pm 50\%$  devido aos fenômenos de interceptação, evapotranspiração e mudanças na taxa de infiltração. Para  $K_s$  foi admitida uma amplitude de variação de até  $200\%$ .

### 4.3. 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 (Frank e Sevegnani, 2009; 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.*, 2009b). Devido à grande ocorrência de escorregamentos na cidade, optou-se por selecionar uma sub-bacia do município para aplicação do modelo e análise de sensibilidade em relação aos parâmetros de vegetação. A bacia do rio Cunha foi selecionada porque foi local de

ocorrência de sete escoregamentos de proporções consideráveis em novembro de 2008 (Figura 27).

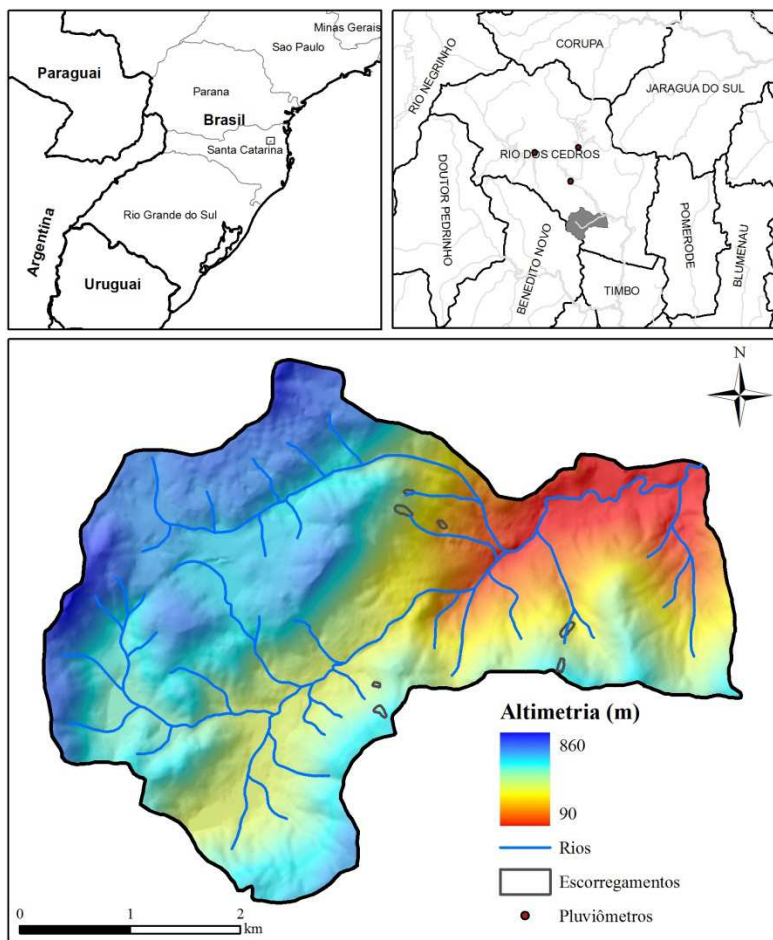


Figura 27 – Localização e altimetria da bacia do rio Cunha – SC

A bacia do rio Cunha possui área de 16,7 km<sup>2</sup> e sua altimetria varia de 90 a 860 m. O rio Cunha apresenta declividade média de 8% e amplitude altimétrica de 640 m.

Conforme o CPRM (2012), em relação à geologia, encontra-se na bacia gnaisse (94% da área) e folhelho (6% da área). Segundo IBGE (2003), quase a totalidade da bacia está enquadrada dentro do Complexo



Luiz Alves, formado por gnaisses granulíticos ortoderivados. Santa Catarina (1986) classifica o complexo Luiz Alves como uma assembleia petrotectônica de rochas metamórficas, principalmente da fácies granulito, composição básico-intermediária, formada no Arqueano e Proterozóico Inferior. As rochas metamórficas da fácies granulito se expressam principalmente por gnaisses (noríticos, enderbíticos, cálcio-silicáticos e kinzigíticos).

As características pedológicas da bacia 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. A Figura 28 mostra os tipos de solo presentes na bacia do rio Cunha.

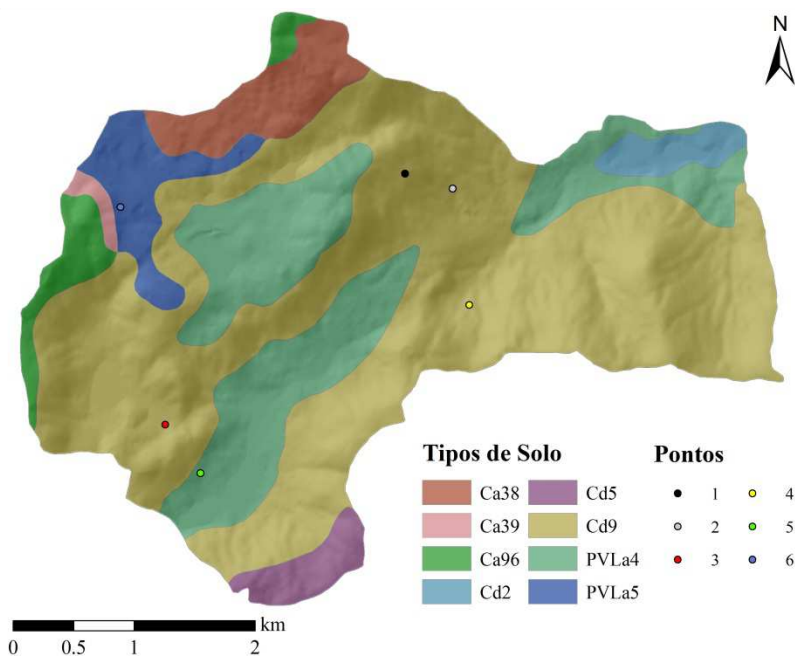


Figura 28 – Tipos de solo da bacia do rio Cunha e pontos de amostragem

Em relação à pedologia, segundo IBGE (2003) os CAMBISSOLOS distróficos, eutróficos e álicos (Ca38, Ca39, Ca96, Cd2, Cd5 e Cd9) são predominantes na bacia, ocupando cerca de 75% da área total da bacia, associado principalmente ao relevo montanhoso. O relevo montanhoso, onde se encontra este tipo de solo, é caracterizado por vales bem encaixados com alta declividade. O CAMBISSOLO Cd9

tem maior predominância na bacia (cerca de 62% da área total). Este CAMBISSOLO é constituído principalmente de material com textura argilosa. Os diferentes tipos de ARGISSOLO vermelho-amarelo latossólico alumínico (PVL4 e PVL5, chamados de PODZÓLICO vermelho-amarelo latossólico álico na antiga classificação) compõem os outros 25% da bacia. Nesta bacia, este tipo de solo está associado principalmente a regiões mais planas e terraços fluviais. Também apresentam textura argilosa a muito argilosa.

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. Os ARGISSOLOS por sua vez englobam solos com horizonte B textural, normalmente com argila de atividade baixa e ocorrência de argila de atividade alta, conjugada com saturação por bases baixa ou com caráter alítico.

A bacia do rio Cunha é uma bacia pouco urbanizada. O solo é predominantemente coberto por mata nativa (cerca de 70% da área total). A mata nativa está quase sempre associada aos locais com relevo montanhoso e vales encaixados. Segundo Santa Catarina (1986), a vegetação é caracterizada por floresta ombrófila densa. Dentro deste ambiente, há a presença de floresta montana e, principalmente, vegetação secundária, composta por ervas, arbustos e árvores de pequeno, médio e grande porte. Nos locais em questão, a vegetação começa com ervas e termina em florestas, cujo aspecto fisionômico é muito semelhante à floresta original. Onde o relevo torna-se mais ameno, há grande incidência de pastagem, segundo maior uso do solo com cerca de 20% da área total. Há também áreas de reflorestamento, onde as culturas utilizadas são pinheiros e eucaliptos (Figura 29).

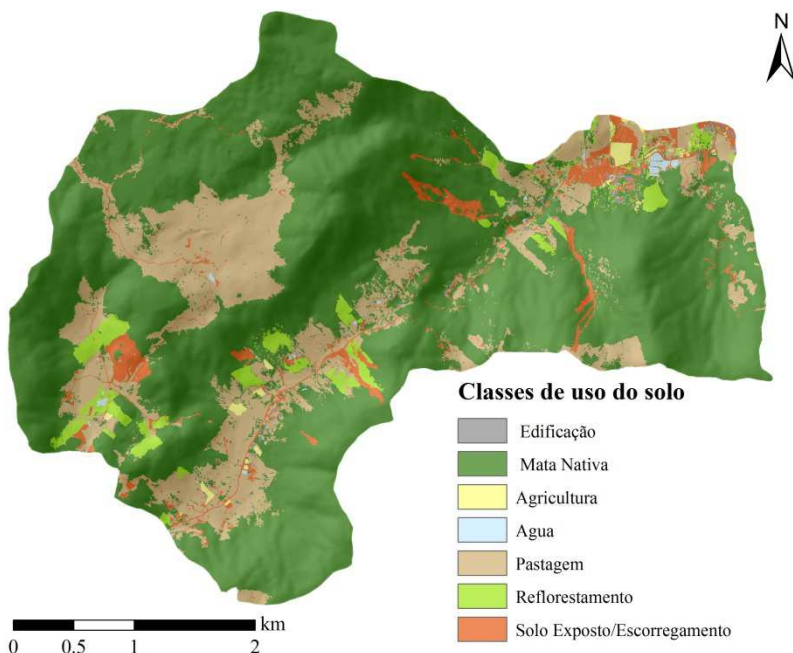


Figura 29 – Uso do solo da bacia do rio Cunha (Modificado de Reginatto *et al.*, 2011)

#### 4.4. DADOS DE ENTRADA

Para aplicação do modelo, são necessários dados topográficos, hidrológicos e geotécnicos. Os dados topográficos são o MDT da bacia e o inventário de cicatrizes de escorregamentos. Através do MDT, são extraídas informações elementares para aplicação do modelo como  $\theta$ , direção de fluxo e  $a/b$ . A resolução do MDT exerce grande influência no processo de modelagem, 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, quando foi gerado um *raster* de grade regular com resolução de 5 m.

O inventário de cicatrizes de escorregamentos, essencial para avaliação do desempenho do modelo, foi elaborado 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.

Os dados pedológicos foram obtidos através de coleta de amostras em campo e ensaios realizados em laboratório. Foram realizados ensaios de cisalhamento direto, granulometria e avaliação da densidade do solo.

Para ensaio de cisalhamento direto foram coletadas dez amostras indeformadas na superfície de ruptura de dois dos escorregamentos da bacia do rio Cunha (pontos de amostragem 1 e 2 na Figura 28), a uma profundidade média de 2 m (Figura 30). Nestes locais, há a ocorrência do cambissolo Cd9. Os resultados dos ensaios foram publicados por Reginatto *et al.* (2012). Como resultado do ensaio de cisalhamento direto obtém-se os parâmetros de  $c_s$  e  $\phi$ .

Amostras deformadas foram coletadas em quatro diferentes pontos da bacia (pontos de amostragem 3, 4, 5 e 6) e a duas profundidades, 50 cm e 1 m (Figura 30). Dois destes pontos foram dispostos em locais onde há ocorrência do cambissolo Cd9 (pontos 3 e 4). Os outros dois pontos, nos argissolos PVL4 e PVL5 (pontos 5 e 6). As análises granulométricas foram realizadas pela Companhia Integrada de Desenvolvimento Agrícola de Santa Catarina (CIDASC).

Amostras indeformadas adicionais foram coletadas em todos os seis pontos de amostragem para avaliação da densidade do solo. Nos pontos de amostragem 1 e 2, as amostras foram coletadas a 2 m de profundidade. Nos pontos 3, 4, 5 e 6, as amostras foram coletadas a duas profundidades, 50 cm e 1 m. Estas amostras foram submetidas à umidificação por capilaridade e pesagem, e posterior secagem e pesagem para cálculo da densidade do solo úmido ( $\rho_s$ ) e densidade do solo seco ( $\rho_{ds}$ ).



Figura 30 – Coleta de amostras, levantamento topográfico e amostras no laboratório

Os dados de granulometria e  $\rho_{ds}$  (*bulk density*) foram utilizados para estimar a  $K_s$ . Para realizar esta estimativa foi utilizado o *software* HYDRUS-1D, modelo Rosetta *Lite Version* 1.1 (Schaap *et al.*, 2001). Este modelo utiliza funções de correlação, ou pedotransferência, para estimativa dos parâmetros hidráulicos do solo. No modelo Rosetta,  $\rho_{ds}$  é denominada *bulk density*.

Além disso, observações em campo dos locais onde ocorreram os escorregamentos permitiram realizar uma estimativa de  $z$  local (Figura 31). Percebe-se uma variação considerável da profundidade do solo em função da localidade. Nos locais de maior  $\theta$ , o manto de solo tende a ser mais raso, enquanto que em porções menos declivosas há possibilidade de maior acumulação de solo. Nas cabeceiras dos escorregamentos, observam-se valores de  $z$  variando de 10 a 15 m, ou seja, abaixo da zona de raízes. Nas zonas de transporte do material movimentado, onde  $\theta$  aumenta, percebe-se uma redução da espessura do solo para um valor próximo de 5 m.



Figura 31 – Imagens dos escorregamentos na bacia do rio Cunha

Os valores médios dos parâmetros medidos e estimados estão apresentados na Tabela 3. Todos os valores obtidos com ensaios e estimativas dos parâmetros estão apresentados no Apêndice 1 do presente trabalho.

Tabela 3 – Valor médio dos parâmetros medidos e estimados

Parâmetro	Valor médio
$c_s$ (kPa)	11,9
$\phi$ ( $^\circ$ )	31,2
$\rho_s$ (kg/m <sup>3</sup> )	1750
$K_s$ (cm/dia)	45
$z$ (m)	10

#### 4.5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

O algoritmo modificado do modelo SHALSTAB foi aplicado à bacia do rio Cunha com o propósito de avaliar a sensibilidade do modelo à variação dos parâmetros relacionados à presença de vegetação e também demais parâmetros. As instruções e os comandos utilizados para sua aplicação estão no Apêndice 3 deste trabalho. A aplicação do modelo depende de características topográficas, geotécnicas e hidrológicas. A  $\theta$  da encosta e a  $a/b$  em cada ponto são extraídas diretamente do MDT da bacia (Figura 32 e 33).

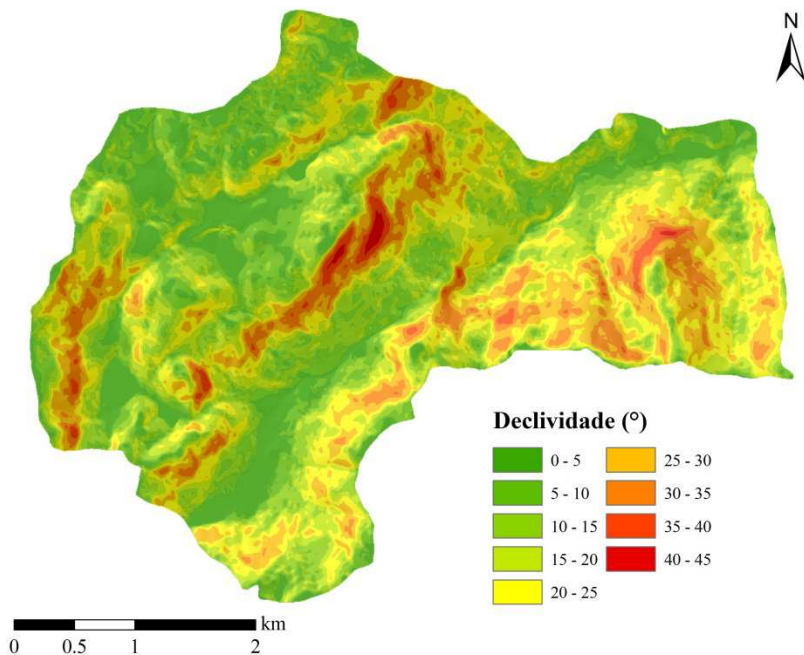


Figura 32 – Mapa de  $\theta$  da bacia do rio Cunha

A bacia do rio Cunha apresenta a maior parte de sua área (aproximadamente 45%) em relevo ondulado, com declividades variando entre  $5^\circ$  e  $12^\circ$  (EMBRAPA, 2009), onde não é comum a ocorrência de processos de escorregamento. Entretanto, existem diversos locais da bacia que apresentam encostas montanhosas ( $\theta$  entre  $24^\circ$  e  $37^\circ$ ) e escarpadas ( $\theta > 37^\circ$ ), onde os escorregamentos são recorrentes. Além disso, há aproximadamente 21% da área em relevo forte ondulado ( $\theta$  entre  $12^\circ$  e  $24^\circ$ ), onde os processos de escorregamento são altamente dependentes das características pedológicas e hidrológicas.

O mapa da área de contribuição demonstra similaridade com a rede de drenagem da bacia pois captura o efeito da topografia no fluxo da água. Montgomery e Dietrich (1994) destacaram que há grande incidência de escorregamentos nos *hollows*, que são locais onde há convergência do fluxo e transporte de partículas de solo a partir das cabeceiras. Na ausência de fluxo permanente de água por canais para remoção do solo acumulado, a espessura do solo cresce até que se torne instável. Além disso, assumindo convergência do fluxo subsuperficial similar ao superficial, durante um evento chuvoso, os *hollows*

apresentam maiores níveis de saturação do solo, gerando maior propensão para escorregamentos.

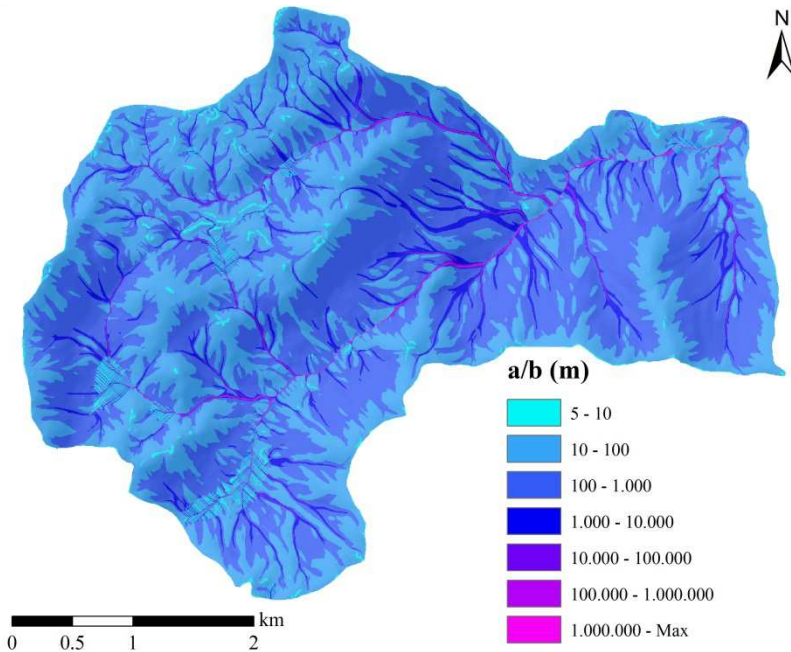


Figura 33 – Mapa de  $a/b$  da bacia do rio Cunha

Para verificação da sensibilidade do modelo à variação dos parâmetros de entrada foi estabelecida a variação percentual da área instável dentro da bacia (Equação 50) devido à variação de cada parâmetro. Cada parâmetro foi variado separadamente enquanto os outros permaneciam constantes.

$$\Delta AI = AI - AI_{central} \quad (50)$$

onde  $\Delta AI$  é a variação percentual da área instável,  $AI$  é a porcentagem da área instável dentro da bacia utilizando determinada combinação de parâmetros e  $AI_{central}$  é a área instável da bacia utilizando o valor central para cada parâmetro.

O SHALSTAB, bem como o modelo modificado proposto por este trabalho, estabelece suas classes de estabilidade em função de um parâmetro hidrológico livre:  $q/T$ . Deste modo é calculado o valor de  $q/T$



requerido para que o terreno se torne instável. Além disso, existem duas classes extremas (incondicionalmente instável e incondicionalmente estável) que não dependem das condições hidrológicas para serem estabelecidas. Desta maneira, é necessário determinar um valor para o parâmetro  $q/T$  para representar o limiar de estabilidade da bacia.

O parâmetro  $q/T$  representa a relação entre a taxa de recarga uniforme ( $q$ ) e a transmissividade do solo ( $T$ ). A taxa de recarga uniforme expressa a magnitude do evento chuvoso e a transmissividade expressa a capacidade do solo em conduzir o volume de água que está infiltrando. Desta maneira, para uma bacia com características uniformes de transmissividade, quanto maior o valor de  $q/T$  calculado pelo modelo, maior é a magnitude do evento chuvoso requerida para gerar instabilidade no terreno. Os valores de  $q/T$  são numericamente muito pequenos, por isso são expressos pelo seu logaritmo em base 10. De acordo com Pack *et al.* (1998), na modelagem de escorregamentos,  $q$  não está relacionada com o valor médio da chuva durante um longo período (por exemplo, durante um ano), e sim durante um período crítico de chuva capaz de desencadear escorregamentos.

Dietrich e Montgomery (1998) e Dietrich *et al.* (2001) aplicaram, calibraram e validaram o modelo SHALSTAB em diversas bacias na Califórnia. Seus resultados mostraram que adotando como limiar de instabilidade o valor de  $\log q/T$  de -3,1, o modelo foi capaz de detectar 56% do volume total de escorregamentos ocorridos nestas bacias, sendo que a área classificada como instável representou apenas 8% da área total. Aumentando o valor do limiar de estabilidade para  $\log q/T$  igual a -2,8, houve um aumento do volume de escorregamentos detectados para 72%, entretanto a área considerada instável na bacia passou para 13%. Adotando como critério a maior relação entre porcentagem de escorregamentos detectados e porcentagem de área instável, o valor de  $\log q/T$  igual a -3,1 foi estabelecido como limiar de estabilidade. Desta maneira, a área instável total da bacia foi calculada pela soma da área na classe incondicionalmente instável e onde  $\log q/T < -3,1$ .

Para aplicação e análise de sensibilidade do modelo modificado, utilizou-se primeiramente como valor central para os parâmetros de entrada aqueles obtidos através dos ensaios realizados (Tabela 3). Os parâmetros de entrada que não foram medidos foram estimados através de referências e estão na Tabela 2. De maneira similar à análise de sensibilidade realizada com o  $FS$ , foram utilizados quatro valores centrais para  $z$ : 1, 2, 5 e 10 m. Além disso, também foi considerada a redução da  $RAR$  com o aumento de  $z$ .

Para Ohta *et al.* (1985), o valor de  $K_s$  na modelagem hidrológica pode ser considerado uma ordem de grandeza maior que o valor medido ou estimado. Isto se deve a possível formação de fluxos preferenciais na camada de solo, que aumentarão drasticamente a condutividade real. Desta maneira, para obtenção dos valores de  $T$ , o valor de  $K_s$  foi majorado dez vezes. A partir do estabelecimento dos valores de  $T$ , o valor de  $q$  foi calculado para que a relação  $\log q/T = -3,1$  fosse satisfeita.

Entretanto, para os valores de  $z$  de 1 e 2 m, assumindo esta combinação de valores ao longo de todo o terreno, não foi constatada a incidência de áreas instáveis dentro da bacia, impedindo assim a verificação da sensibilidade do modelo à variação dos parâmetros. Desta maneira, optou-se por uma redução do valor central dos parâmetros de resistência da encosta de modo que a bacia inicialmente apresentasse uma parcela considerável de área instável. Os parâmetros de entrada utilizados para cada profundidade estão na Tabela 4.

Tabela 4 – Valores centrais dos parâmetros utilizados na modelagem

Parâmetro	Valor central da profundidade				Variação
	1 m	2 m	5 m	10 m	
$S_w$ (kPa)	2,6				$\pm 100\%$
$c_r$ (kPa)	4	8	-		$\pm 100\%$
$c_s$ (kPa)	2,38	4,76	11,90		$\pm 100\%$
$\phi$ ( $^\circ$ )	20	25	31,2		$\pm 70\%$
$\rho_s$ (kg/m <sup>3</sup> )	1750				$\pm 20\%$
$T$ (m <sup>2</sup> /dia)	4,5	9	22,5	45	-90; +200%
$q$ (mm/dia)	3,58	7,15	17,9	35,8	$\pm 50\%$

A não ocorrência de escorregamentos em profundidades rasas na bacia do rio Cunha em novembro de 2008, mesmo em condições climatológicas tão adversas, sugere que a susceptibilidade da bacia a escorregamentos nas camadas superficiais do solo seja baixa. A precipitação acumulada na região em pouco mais de três meses foi de 1200 mm (2/3 da média anual do município) com intensidades superando 120 mm/dia. Em novembro de 2008, os escorregamentos ocorridos na bacia iniciaram-se em profundidades de aproximadamente 10 m. Deste modo, considerando que grande parte da bacia apresenta cobertura vegetal de floresta densa, pode ser inferido que, em profundidades rasas, os parâmetros de resistência da vegetação combinados com os parâmetros de resistência do solo são capazes de estabilizar a encosta. Assim, o fato do modelo não detectar

instabilidades em profundidades rasas não difere do que foi observado na bacia. Em profundidades maiores, há o aumento do peso do solo e redução de  $c_r$ , aumentando assim a susceptibilidade a escorregamentos.

Ressalta-se que, embora a instabilidade tenha sido induzida pela redução dos parâmetros de resistência nas profundidades de 1 e 2 m, as áreas instáveis da bacia sempre coincidiram em sua maioria com as áreas instáveis detectadas pelo modelo para as profundidades de 5 e 10 m utilizando os valores inalterados dos parâmetros de entrada e com as cicatrizes de escorregamentos. A Figura 34 mostra os mapas de estabilidade gerados com os valores centrais dos parâmetros.

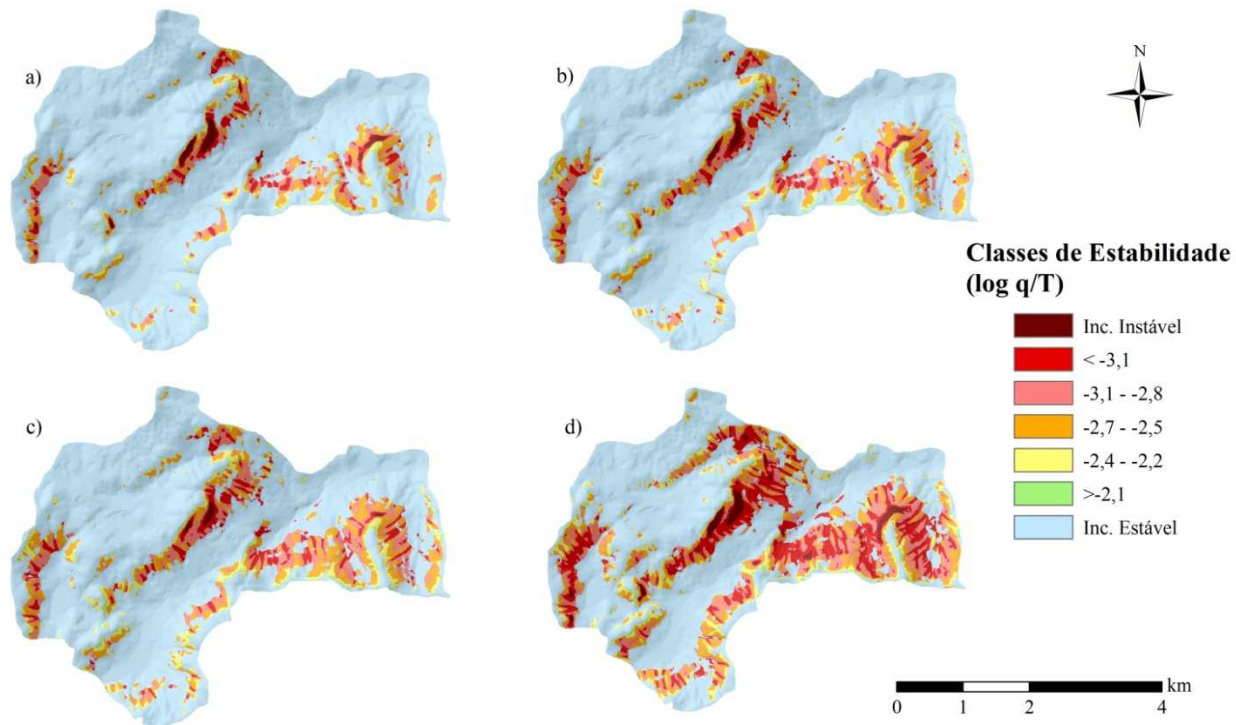


Figura 34 – Mapas de estabilidade da bacia do rio Cunha para diferentes cenários. a)  $z = 1$  m, b)  $z = 2$  m, c)  $z = 5$  m, e d)  $z = 10$  m

A Tabela 5 mostra a porcentagem de área em cada classe de estabilidade quando utilizados na modelagem os valores centrais dos parâmetros. Para as profundidades de 1, 2, 5 e 10 m, a porcentagem de área instável na bacia utilizando os valores centrais para cada parâmetro foi de 3,38; 3,88; 4,34; e 13,45%, respectivamente. Portanto, ao avaliar o efeito da variação dos parâmetros na quantidade de área instável dentro da bacia, 3,38; 3,88; 4,34; e 13,45% são as máximas reduções concebíveis para as profundidades de 1, 2, 5 e 10 m, respectivamente.

Tabela 5 – Porcentagem de área por classe de estabilidade

Classe	Área (%)			
	$z = 1 \text{ m}$	$z = 2 \text{ m}$	$z = 5 \text{ m}$	$z = 10 \text{ m}$
Incondicionalmente Instável	0,81	0,51	0,26	1,37
$\log q/T \leq -3,1$	2,57	3,37	4,08	12,08
$-3,1 < \log q/T \leq -2,8$	4,24	5,77	7,21	11,18
$-2,8 < \log q/T \leq -2,5$	5,53	7,49	9,30	10,49
$-2,5 < \log q/T \leq -2,2$	2,55	3,50	4,51	5,37
$\log q/T > -2,2$	0,42	0,62	0,78	0,86
Incondicionalmente Estável	83,89	78,73	73,87	58,66

A variação dos parâmetros de entrada relacionados aos efeitos mecânicos da vegetação foi realizada de modo a contemplar a gama de possibilidades existentes de valores. Ao aumentar ao máximo os parâmetros  $c_r$  e  $S_w$ , supôs-se que existe grande densidade de vegetação atuando nos processos de estabilidade da encosta. Ao suprimir estes parâmetros, supôs-se a ausência da mesma. A variação dos parâmetros hidrológicos do modelo foi realizada na tentativa de simular o efeito da vegetação no ciclo hidrológico da encosta. Considerando que a vegetação pode ampliar significativamente a condutividade do solo, os valores de taxa de recarga uniforme e transmissividade foram aumentados. Considerando os fenômenos de interceptação e evapotranspiração, a taxa de recarga uniforme foi reduzida. As Figuras 35, 36, 37 e 38 mostram a variação percentual da área instável na bacia devido à variação dos parâmetros de entrada do modelo. A linha tracejada em cada figura representa a máxima redução possível da área instável. Os mapas e tabelas mostrando o a variação da quantidade de área instável na bacia ocasionada pela modificação dos parâmetros de entrada do modelo estão no Apêndice 2 deste trabalho.

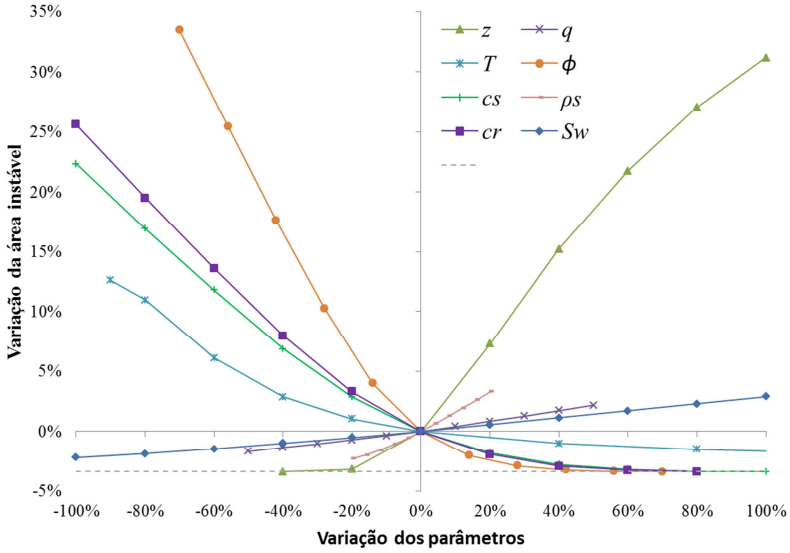


Figura 35 – Variação da área instável em função da variação de cada parâmetro ( $z = 1$  m)

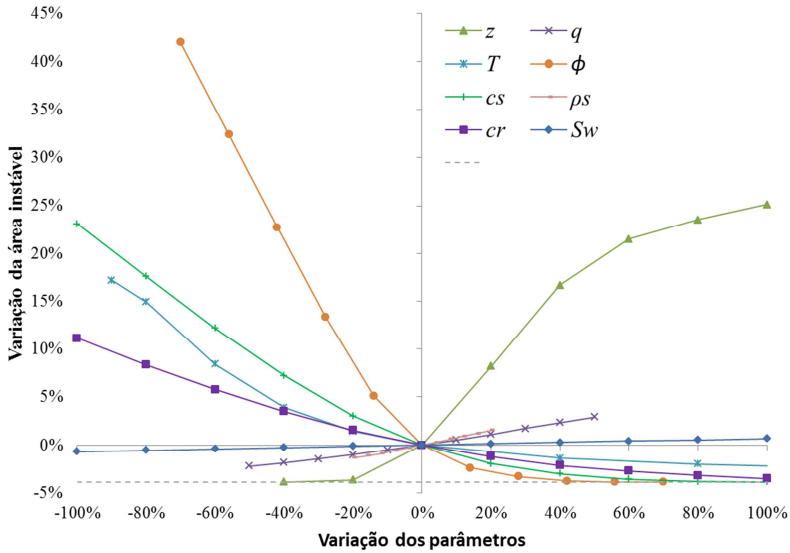


Figura 36 – Variação da área instável em função da variação de cada parâmetro ( $z = 2$  m)

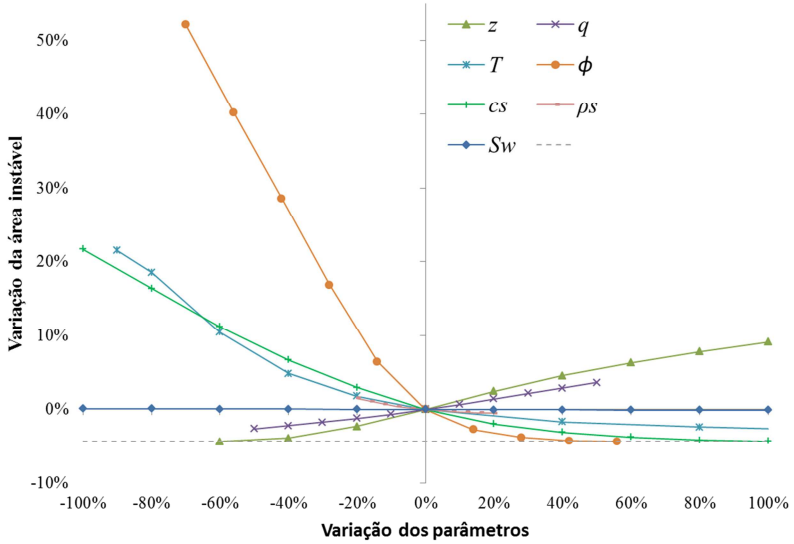


Figura 37 – Variação da área instável em função da variação de cada parâmetro ( $z = 5$  m)

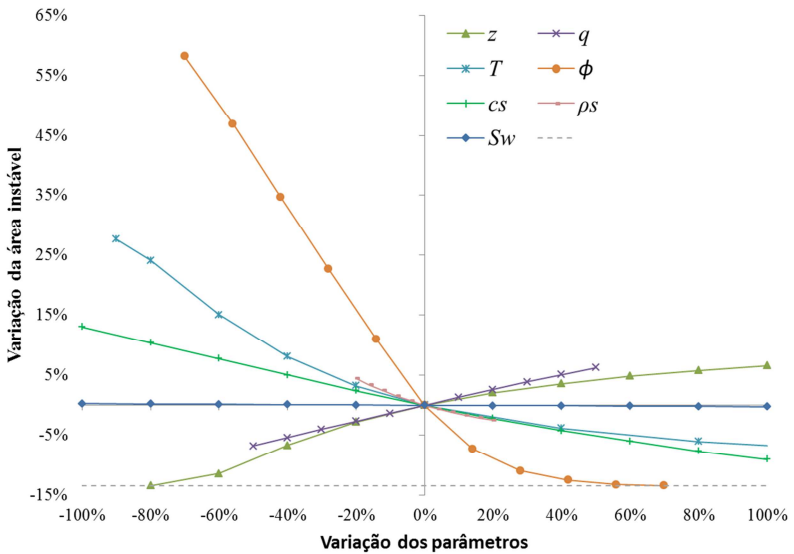


Figura 38 – Variação da área instável em função da variação de cada parâmetro ( $z = 10$  m)

Primeiramente, observa-se a contribuição sempre benéfica do aumento dos parâmetros de resistência do solo  $c_s$  e  $\phi$ . Bem como o constatado pela análise de sensibilidade do *FS*, a contribuição de  $c_s$  para estabilização das encostas é mais relevante em profundidades mais rasas. Ao analisar camadas de solo mais espessas percebe-se que  $\phi$ , embora seja o parâmetro de resistência do solo que mais contribua para a estabilidade da encosta em qualquer profundidade, aumenta a efetividade de sua contribuição com o aumento da espessura do solo. O crescimento de  $\rho_s$  aumenta a área instável da bacia nas profundidades de 1 e 2 m. Nas profundidades de 5 e 10 m, o crescimento de  $\rho_s$  gera redução das áreas instáveis.

Em relação aos parâmetros inseridos no modelo, houve grande sensibilidade à  $c_r$  em profundidades rasas. A 1 m de profundidade, a ausência de  $c_r$  aumentou em aproximadamente 25% a área instável da bacia. Ainda nesta profundidade, ao aumentar em 80% o valor central de  $c_r$  não são mais constatadas áreas instáveis na bacia. A 2 m de profundidade, a sensibilidade do modelo à  $c_r$  se reduz, tanto pela taxa de decrescimento da *RAR* adotada quanto pelo aumento do peso do solo que faz com que a efetividade deste parâmetro na estabilização da encosta diminua. Para profundidades maiores que 3 m a  $c_r$  não foi computada.

A sensibilidade do modelo ao parâmetro  $S_w$  foi moderada em solos pouco espessos e fraca em solos profundos. Foi na profundidade de 1 m que o modelo apresentou maior sensibilidade a este parâmetro, variando em cerca de 5% sua área instável devido a sua variação. Semelhante ao que ocorre com  $\rho_s$ , em solos profundos, o aumento de  $S_w$  passa a auxiliar levemente na estabilidade da encosta, levando a redução das áreas instáveis.

Em relação à sensibilidade do modelo à variação de  $z$ , é notável que a estabilidade das encostas é muito mais afetada em solos rasos que em profundos. Ao se reduzir  $z$  durante a análise de sensibilidade, há uma zona de transição a partir da qual não são mais verificadas áreas instáveis. Esta condição se estabelece pela atuação de  $c_r$  nas profundidades mais rasas do solo. Dietrich *et al.* (1982) relataram que nos *hollows* há um crescimento contínuo da camada de solo e conseqüentemente a efetividade de  $c_r$  gradativamente diminui. Desta maneira, em locais onde a vegetação atribui grande aporte de coesão a encosta, os escorregamentos geralmente formam-se em camadas do solo abaixo da zona de raízes.

O parâmetro  $q$  apresentou influência moderada sobre a porcentagem de área instável. A área instável da bacia aumenta com o



crescimento deste parâmetro. Considerando que a vegetação, através da interceptação e transpiração, pode reduzir o volume da precipitação que chega ao solo em até 50%, isto geraria uma redução de aproximadamente 7% da área instável da bacia na profundidade de 10 m. Na profundidade de 1 m esta influência cai para aproximadamente 2%. Da mesma maneira, considerando que a vegetação pode aumentar o valor de  $q$  pelo favorecimento da infiltração da água no solo, o aumento da área instável é de aproximadamente 7 e 2% para as profundidades de 10 e 1 m, respectivamente.

Por alterar as características de condutividade hidráulica do solo, a vegetação pode aumentar o valor de  $T$ . Dentre os parâmetros hidrológicos ( $q$  e  $T$ ), houve maior sensibilidade do modelo à variação de  $T$ . Na profundidade de 10 m, considerando que a condutividade hidráulica pode mudar consideravelmente com a vegetação, obteve-se uma redução de mais de 30% na porcentagem de área instável dentro da bacia com o aumento de  $T$ . Para profundidades menores, o efeito diminui. De qualquer maneira, os parâmetros hidrológicos  $q$  e  $T$  tem maior influência sobre os resultados do modelo em solos com maior espessura.

A análise da influência da vegetação na estabilidade de encostas, em relação aos parâmetros hidrológicos, realizada com o modelo hidrológico de estado uniforme traz uma abordagem muito simplista dos processos envolvidos. Em relação à infiltração, Iverson (2000) introduziu o conceito de que existem diferentes escalas temporais para os processos de saturação e escorregamento do solo das encostas. Estas escalas referem-se aos processos de infiltração da água no sentido vertical e posteriormente sua percolação lateral pela encosta. Para que seja realizada uma análise detalhada da contribuição da vegetação no desencadeamento de escorregamentos por ação dos processos hidrológicos, é necessário estes sejam corretamente contemplados pelos modelos e que as possíveis influências sejam mais bem especificadas.



## 5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Os escorregamentos cada vez mais vêm causando desastres no Brasil e no mundo. A vegetação pode exercer influência relevante sobre a estabilidade das encostas modificando sua susceptibilidade à ocorrência de escorregamentos. O presente trabalho teve como principal objetivo investigar a influência da vegetação sobre a estabilidade das encostas através da reformulação e análise de sensibilidade do *FS* e do modelo SHALSTAB.

A análise de sensibilidade do equacionamento proposto para o *FS* demonstrou que  $c_r$  pode influenciar fortemente, de maneira positiva, no resultado das análises de estabilidade. A influência deste parâmetro decai com o aumento de  $z$ . Por isso, ao considerar a atuação das raízes no reforço da encosta, observar a profundidade do solo na qual poderá se formar a superfície ruptura é de extrema importância. A sensibilidade do *FS* ao parâmetro  $S_w$  foi moderada em condições de solos pouco espessos, onde influencia negativamente o *FS*. O aumento da profundidade reduz a sensibilidade do *FS* a este parâmetro e, a partir de certa profundidade,  $S_w$  passa a contribuir para a estabilidade da encosta. O *FS* mostrou-se pouco sensível ao parâmetro  $V_e$ , além disso a presença deste efeito está vinculada a uma série de condições como velocidade e direção do vento, e características da cobertura vegetal.

Os parâmetros  $c_r$  e  $S_w$  foram inseridos no modelo SHALSTAB devido a sua relevância na estabilidade das encostas. Ao realizar a análise de sensibilidade do modelo modificado à variação dos parâmetros de entrada verificou-se comportamento similar àquele demonstrado pelo *FS*. Deste modo constata-se que a formulação proposta para o modelo é coerente com o *FS* e que o acoplamento do modelo hidrológico não alterou o comportamento do equacionamento.

Devido à influência dos parâmetros mecânicos relacionados à presença de vegetação, é aconselhável que tais parâmetros sejam considerados na de modelagem. Os escorregamentos que ocorreram na bacia do rio Cunha em novembro de 2008 formaram-se em camadas profundas do solo. Ademais, não foi observada incidência de escorregamentos rasos na bacia. Estas circunstâncias provavelmente resultaram da ação das raízes na coesão em solos rasos. A contribuição de  $S_w$ , mesmo sendo mais amena que a de  $c_r$ , pode ser crucial na análise da escorregamentos, principalmente em locais onde os índices de estabilidade aproximam-se do limiar. Desta maneira, a formulação modificada do SHALSTAB proposta pelo presente trabalho pode ser

utilizada na análise de estabilidade de encostas com presença de vegetação.

A influência da vegetação na variação dos parâmetros hidrológicos e conseqüentemente na análise de estabilidade demonstrou ser significativa. Entretanto, os processos hidrológicos que ocorrem nas encostas e que sofrem interferência da vegetação são muito complexos e dificilmente podem ser analisados por um modelo hidrológico simplista como o modelo de estado uniforme. A interceptação altera a intensidade e a distribuição da chuva que chega ao solo. A presença de uma camada de folhas e raízes sobre o solo modifica as taxas de infiltração. A absorção de água do solo pelas raízes e posterior transpiração modificam as condições de umidade antecedente. Todos estes fenômenos apresentam variabilidade ao longo do tempo e ocorrem em escalas temporais distintas. Assim, a utilização de um modelo dinâmico para avaliação das condições hidrológicas da encosta poderá gerar resultados mais precisos.

Recomenda-se a ponderação dos efeitos da vegetação na estabilidade das encostas durante as práticas de manejo florestal. Na bacia do rio Cunha, observam-se algumas áreas de reflorestamento as quais permanentemente passam por processos de corte e replantio. Estas áreas apresentam períodos de maior susceptibilidade a escorregamentos rasos devido à redução da contribuição da resistência das raízes. Igualmente, isto ocorre em casos de derrubada de vegetação nativa para inserção de árvores para corte. Além disso, nessa bacia e em diversas outras localidades do vale do Itajaí, há a prática de remoção da mata das encostas para cultivo de bananeiras e palmeiras. Uma avaliação minuciosa do efeito da substituição da cobertura vegetal poderá auxiliar na análise da susceptibilidade das encostas.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABERNETHY, B.; RUTHERFURD, I. D. The distribution and strength of riparian tree roots in relation to riverbank reinforcement. **Hydrological Processes**, v. 15, n. 1, p. 63-79, 2001.
- ANDRIOLA, P. *et al.* A comparison between physically-based models and a semiquantitative methodology for assessing susceptibility to flowslides triggering in pyroclastic deposits of southern Italy. **Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria**, v. 32, n. 2, p. 213-226, 2009.
- ARONICA, G. T. *et al.* Assessment and mapping of debris-flow risk in a small catchment in eastern Sicily through integrated numerical simulations and GIS. **Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C**, v. 49, n. 0, p. 52-63, 2012.
- AUGUSTO FILHO, O. **Cartas de risco de escorregamentos: uma proposta metodológica e sua aplicação no município de Ilhabela, SP.** 162p. Dissertação (Mestrado em Engenharia), Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.
- AVELAR, A. S., *et al.* Mechanisms of the recent catastrophic landslides in the mountainous range of Rio de Janeiro, Brazil. In: **Proceedings of the Second World Landslide Forum, Rome, Italy, 3-7 October 2011.** 2011.
- BAETS, S. *et al.* Root tensile strength and root distribution of typical Mediterranean plant species and their contribution to soil shear strength. **Plant and Soil**, v. 305, n. 1-2, p. 207-226, 2008.
- BATHURST, J. C. *et al.* Scenario modelling of basin-scale, shallow landslide sediment yield, Valsassina, Italian Southern Alps. **Nat. Hazards Earth Syst. Sci.**, v. 5, n. 2, p. 189-202, 2005.
- BAUM, R.L.; SAVAGE, W.Z.; GODT, J.W. **TRIGRS—A Fortran program for transient rainfall infiltration and grid based regional slope-stability analysis.** USGS open-file report 02-424, 2002.
- BEVEN; KIRKBY. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology / Un modèle à base physique de zone d'appel

variable de l'hydrologie du bassin versant. **Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology**, v. 24, n. 1, p. 43-69, 1979.

BISCHETTI, G. *et al.* Root cohesion of forest species in the Italian Alps. **Plant and Soil**, v. 324, n. 1-2, p. 71-89, 2009.

BISCHETTI, G. *et al.* Root Strength and Root Area Ratio of Forest Species in Lombardy (Northern Italy). **Plant and Soil**, v. 278, n. 1-2, p. 11-22, 2005.

BISHOP, D. M.; M. E. STEVENS. **Landslides on logged areas in southeast Alaska**. USDA Forest Service Research Paper NOR-1, Northern Forest Experiment Station, Juneau, Alaska, 1964, 18 p.

BORGA, M. *et al.* Assessment of shallow landsliding by using a physically based model of hillslope stability. **Hydrological Processes**, v. 16, n. 14, p. 2833-2851, 2002.

BURROUGHS, E.R., Jr.; THOMAS, B.R. Declining root strength in Douglas-fir after felling as a factor in slope stability. **Research Paper INT-190**. USDA Forest Service. Intermountain Forest and Range Experiment Station. 1977, 27 p.

BURTON, A.; BATHURST, J. C. Physically based modelling of shallow landslide sediment yield at a catchment scale. **Environmental Geology**, v. 35, n. 2-3, p. 89-99, 1998.

CAINE, N. Rainfall intensity–duration control of shallow landslides and debris flows. **Geografiska Annaler Series A: Physical Geography**. v. 62, p. 23-27, 1980.

CAPPARELLI, G.; VERSACE, P. FLAIR and SUSHI: two mathematical models for early warning of landslides induced by rainfall. **Landslides**, v. 8, n. 1, p. 67-79, 2011.

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

CARRARA, A. *et al.* GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 16, n. 5, p. 427-445, 1991.

CASADEI, M.; DIETRICH, W. E.; MILLER, N. L. Testing a model for predicting the timing and location of shallow landslide initiation in soil-mantled landscapes. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 28, n. 9, p. 925-950, 2003.

CHIEN-YUAN, C. *et al.* Analysis of time-varying rainfall infiltration induced landslide. **Environmental Geology**, v. 48, n. 4-5, p. 466-479, 2005.

CHOK, Y. H. **Modelling the effect of soil variability and vegetation on the stability of the natural slopes**. 2008. PhD thesis, The university of Adelaide, School of Civil, Environmental and Mining Engineering, The university of Adelaide, Australia. 2008

COELHO NETTO, A. L. *et al.* January 2011: The extreme landslide disaster in Brazil. In: **Proceedings of the Second World Landslide Forum**, Rome, Italy, 3-7 October 2011. 2011.

COLLISON, A. J. C.; ANDERSON, M. G. Using a combined slope hydrology/stability model to identify suitable conditions for landslide prevention by vegetation in the humid tropics. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 21, n. 8, p. 737-747, 1996.

COPPIN, N.J.; RICHARDS, I.G. **Use of Vegetation in Civil Engineering**. C.I.R.I.A. Burrells, London, 1990.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. **Mapa Geológico do Brasil**. Disponível em: <http://geobank.sa.cprm.gov.br/>, acesso em Agosto de 2012.

CROZIER, M. J. *et al.* Distribution of landslips in the Wairarapa hill country. **New Zealand Journal of Geology and Geophysics**, v. 23, n. 5-6, p. 575-586, 1980.

CRUDEN D. M.; VARNES D. J. Landslide types and processes. In: TURNER A. K.; SHUSTER R. L. (Orgs.) **Landslides: Investigation and Mitigation**. Transportation and Road Research Board, Special Report 247, p. 36-75, 1996.

D'AMATO AVANZI, G. *et al.* Soil slip susceptibility assessment using mechanical–hydrological approach and GIS techniques: an application in the Apuan Alps (Italy). **Natural Hazards**, v. 50, n. 3, p. 591-603, 2009.

DHAKAL, A. S.; SIDLE, R. C. Distributed simulations of landslides for different rainfall conditions. **Hydrological Processes**, v. 18, n. 4, p. 757-776, 2004.

DIETRICH, W. E. *et al.* Construction of sediment budgets for drainage basins. In: *Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins: Proceedings of the Symposium*; 31 May - 1 June 1982; Corvallis, Oregon. Gen. Tech. Rep. PNW-141. Portland, Oregon: Pacific Northwest Forest and Range Experiment Station, Forest Service, U.S. Department of Agriculture, p. 5-23, 1982.

DIETRICH, W. E.; BELLUGI, D.; REAL DE ASUA, R. Validation of the Shallow Landslide Model, SHALSTAB, for forest management. In: (Ed.). **Land Use and Watersheds: Human Influence on Hydrology and Geomorphology in Urban and Forest Areas**. Washington, DC: AGU, v.2, 2001. p.195-227. (Water Sci. Appl.).

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.

DINGMAN, S. L. **Physical hydrology**. Englewood Cliffs, N.J.: Prentice Hall, 1994.

DOORENBOS, J.; PRUITT, W.O. **Crop water requirement**. Roma: FAO, 1977. 144p.

DUNNE, T.; ZHANG, W.; AUBRY, B. F. Effects of Rainfall, Vegetation, and Microtopography on Infiltration and Runoff. **Water Resources Research**, v. 27, n. 9, p. 2271-2285, 1991.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos (Rio de Janeiro, RJ). **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Rio de Janeiro: EMBRAPA-SPI. XXVI, 2009, 412p.



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

EWEN, J.; PARKIN, G.; O'CONNELL, P. SHETRAN: Distributed River Basin Flow and Transport Modeling System. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 5, n. 3, p. 250-258, 2000.

FERNANDES, N. F. *et al.* Topographic controls of landslides in Rio de Janeiro: field evidence and modeling. **CATENA**, v. 55, n. 2, p. 163-181, 2004.

FIORI, A.F.; CAMIGNANI, L. **Fundamentos de Mecânica dos Solos e das Rochas, Aplicações na Estabilidade de Taludes**. Curitiba, PR. Ed. UFPR. 2001.

FRANK, B.; SEVEGNANI, L. (orgs.) **Desastre de 2008 no Vale do Itajaí. Água, gente e política**. Blumenau: Agência de Água do Vale do Itajaí, 2009.

GODT, J. W. *et al.* Transient deterministic shallow landslide modeling: Requirements for susceptibility and hazard assessments in a GIS framework. **Engineering Geology**, v. 102, n. 3-4, p. 214-226, 2008.

GOERL, R.F. *et al.* 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.

GOERL, R.F. *et al.* 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.

GOETZ, J. N.; GUTHRIE, R. H.; BRENNING, A. Integrating physical and empirical landslide susceptibility models using generalized additive models. **Geomorphology**, v. 129, n. 3-4, p. 376-386, 2011.

GOMES, R. A. T. *et al.* Combining Models for Debris Flow Hazard Prediction in Rio de Janeiro, Brazil. **EGU General Assembly Conference Abstracts**. EGU General Assembly 2009, 19-24 April, 2009 in Vienna, Austria. v. 11, 2009.

GREENWAY, D. R. 1987. Vegetation and Slope Stability. In: Anderson M. F. and K. S. Richards (Eds.) **Slope Stability**. Wiley and Sons, New York, 1987.

GUIMARÃES, R. F. *et al.* Application of the SHALSTAB model for mapping susceptible landslide areas in mine zone (Quadrilátero Ferífero in southeast Brazil). Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2003. IGARSS '03. **Proceedings**. 2003 IEEE International, 2003, 21-25 July 2003. p.2444-2446 vol.4.

GUZZETTI, F. *et al.* Estimating the quality of landslide susceptibility models. **Geomorphology**, v. 81, n. 1–2, p. 166-184, 2006.

GUZZETTI, F. *et al.* The rainfall intensity–duration control of shallow landslides and debris flows: an update. **Landslides**, v. 5, n. 1, p. 3-17, 2008.

HAMMOND, C.; *et al.* **Level I Stability Analysis (LISA) Documentation for Version 2.0**. General Technical Report INT-285, USDA Forest Service Intermountain Research Station, 1992.

HENCHER, S. R. Preferential flow paths through soil and rock and their association with landslides. **Hydrological Processes**, v. 24, n. 12, p. 1610-1630, 2010.

HIGHLAND, L.; BOBROWSKY, P. **The landslide handbook—A guide to understanding landslides: Reston, Virginia, U.S.** Geological Survey Circular 1325, 129p. 2008.

HORTON, R. E. RAINFALL INTERCEPTION. **Monthly Weather Review**, v. 47, n. 9, p. 603-623, 2013/02/07 1919.

HSI, G.; NATH, J. H. Wind drag within simulated forest canopies. **Journal of Applied Meteorology**, v. 9, p. 592–602, 1970.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Gerência de Recursos Naturais e Estudos Ambientais – UE/SC. Projeto Gerenciamento Costeiro. **Carta de reconhecimento de solos, geomorfologia e geologia da região de Blumenau**. Folha SG.22-Z-b-IV (MI-2881). 2003.

IVERSON, R. M. Landslide triggering by rain infiltration. **Water Resources Research**, v. 36, n. 7, p. 1897-1910, 2000.

Ji J. *et al.* Effect of spatial variation of tree root characteristics on slope stability. A case study on Black Locust (*Robinia pseudoacacia*) and Arborvitae (*Platycladus orientalis*) stands on the Loess Plateau, China. **Catena**, v. 92, p. 139-154, 2012.

KOBIYAMA, M. *et al.* 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., 2010, p.77-88.

KOBIYAMA, M.; MICHEL, G. P.; GOERL, R. F. Relação entre desastres naturais e floresta. **Revista Geonorte**, v. 1, n. 6, p. 17-48, 2012.

KORUP, O. Large landslides and their effect on sediment flux in South Westland, New Zealand. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 30, n. 3, p. 305-323, 2005.

LISTO, F. D. L. R.; CARVALHO VIEIRA, B. Mapping of risk and susceptibility of shallow-landslide in the city of São Paulo, Brazil. **Geomorphology**, v. 169-170, n. 0, p. 30-44, 2012.

LYFORD, F. P.; QASHU, H. K. Infiltration Rates as Affected by Desert Vegetation. **Water Resources Research**, v. 5, n. 6, p. 1373-1376, 1969.

MEISINA, C.; SCARABELLI, S. A comparative analysis of terrain stability models for predicting shallow landslides in colluvial soils. **Geomorphology**, v. 87, n. 3, p. 207-223, 2007.

MIRALLES, D. G. *et al.* Global canopy interception from satellite observations. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 115, n. D16, p. n/a-n/a, 2010.

MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E. A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. **Water Resources Research**, v. 30, n. 4, p. 1153-1171, 1994.

OHTA, T.; FUKUSHIMA, Y.; SUZUKI, M. Research on runoff from hillsides by one-dimensional transient saturated-unsaturated flow. **Journal of the Japanese Forestry Society**, Tokyo, v. 65, n. 4, p. 125-134, 1985.

O'LOUGHLIN, C. L. A study of tree root strength deterioration following clearfelling. **Canadian Journal of Forest Research**. v. 4, n. 1, p. 107-113, 1974.

O'LOUGHLIN, C. L. Effectiveness of introduced forest vegetation for protection against landslides and erosion in New Zealand's steeplands. In: Effects of Forest Land Use on Erosion and Slope Stability, Vienna, Austria. **Proceedings of the Symposium**, p. 275-280, 1984.

O'LOUGHLIN, C.L.; ZIEMER, R. R. The importance of root strength and deterioration rates upon edaphic stability in steepland forests. In: **Proceedings of I.U.F.R.O.** Workshop P.1.07-00 Ecology of Subalpine Ecosystems as a Key to Management. 2-3 August 1982, Corvallis, Oregon. Oregon State University, Corvallis, Oregon, p. 70-78, 1982.

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

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](http://www.tclbc.com)), 1998.

PETLEY, D. Global patterns of loss of life from landslides. **Geology**, 2012.

PLOEY, J. D. O estudo de processos geomorfológicos e a interpretação dos depósitos quaternários (conferência). **Revista do Instituto. Geológico** [online]., v.6, n.1-2, p. 7-13, 1985.

PLOEY, J. D.; CRUZ, O. Landslides in the Serra do Mar, Brazil. **CATENA**, v. 6, n. 2, p. 111-122, 1979.

REGINATTO, G. M. P. *et al.* Avaliação das Perdas de Solo Utilizando o Modelo Rusle Integrado a um SIG. In: XIX Simpósio Brasileiro de

Recursos Hídricos (2011:Maceió) Maceió: ABRH, **Anais**, 11p., 2011. CD-rom.

REGINATTO, G. M. P. *et al.* SHALSTAB application to identify susceptible areas of shallow landslides in Cunha River watershed, Rio dos Cedros city, SC, Brazil. In: 4th International Conference on Geographical Object-Based Image Analysis - GEOBIA 2012, Rio de Janeiro, **Proceedings**, 6p., 2012. CD-rom.

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**, 14p., 2009. CD-rom.

ROERING, J. J. *et al.* Shallow landsliding, root reinforcement, and the spatial distribution of trees in the Oregon Coast Range. **Canadian Geotechnical Journal**, v. 40, n. 2, p. 237-253, 2013/02/07 2003.

ROWE, L.K.; MARDEN, M.; ROWAN, D. Interception and throughfall in a regenerating stand of kanuka (*Kunzea ericoides* var. *ericoides*), East Coast Region, North Island, New Zealand. **Journal of Hydrology (NZ)**, v. 38, n. 1, p. 29-48, 1999.

SAFAEI, M. *et al.* Deterministic Rainfall Induced Landslide Approaches, Advantage and Limitation. **Electronic Journal of Geotechnical Engineering**, v. 16, p. 1619-1650, 2011.

SAITO, H.; NAKAYAMA, D.; MATSUYAMA, H. Relationship between the initiation of a shallow landslide and rainfall intensity—duration thresholds in Japan. **Geomorphology**, v. 118, n. 1–2, p. 167-175, 2010.

SAKALS, M. E.; SIDLE, R. C. A spatial and temporal model of root cohesion in forest soils. **Canadian Journal of Forest Research**, v. 34, n. 4, p. 950-958, 2004.

SANTA CATARINA. Gabinete de Planejamento e Coordenação Geral. Subchefia de Estatística, Geografia e Informática. **Atlas de Santa Catarina**. Rio de Janeiro: Aerofoto Cruzeiro, 1986. 173 p.

SCHAAP, M. G.; LEIJ, F. J.; VAN GENUCHTEN, M. T. rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. **Journal of Hydrology**, v. 251, n. 3–4, p. 163-176, 2001.

SCHMIDT, K. M. *et al.* The variability of root cohesion as an influence on shallow landslide susceptibility in the Oregon Coast Range. **Canadian Geotechnical Journal**, v. 38, n. 5, p. 995-1024, 2013/02/07 2001.

SELBY, M. J. **Hillslope materials and processes**. Oxford [etc.]: Oxford university press, 1993.

SIDLE, R. C. A Conceptual Model of Changes in Root Cohesion in Response to Vegetation Management. **Journal of Environmental Quality**, v. 20, n. 1, p. 43-52, 1991.

SIDLE, R. C.; OCHIAI, H. **Landslides: Processes, Prediction, and Land Use**. Washington, DC: AGU, 2006.

SIMONI, S. *et al.* Modelling the probability of occurrence of shallow landslides and channelized debris flows using GEOTop-FS. **Hydrological Processes**, v. 22, n. 4, p. 532-545, 2008.

SORBINO, G.; SICA, C.; CASCINI, L. Susceptibility analysis of shallow landslides source areas using physically based models. **Natural Hazards**, v. 53, n. 2, p. 313-332, 2010.

STOTHOFF, S. A. *et al.* The effect of vegetation on infiltration in shallow soils underlain by fissured bedrock. **Journal of Hydrology**, v. 218, n. 3–4, p. 169-190, 1999.

STYCZEN, M.E.; MORGAN, R.P.C. Engineering properties of vegetation. In: Morgan, R.P.C.; Rickson, R.M. (Eds.) **Slope stabilization and erosion control: A bioengineering approach**. London – New York, Spoon, p. 5–58, 1995.

TAROLLI, P. *et al.* Modeling shallow landsliding susceptibility by incorporating heavy rainfall statistical properties. **Geomorphology**, v. 133, n. 3–4, p. 199-211, 2011.

TERZAGHI, K. Mechanism of landslides. In: Paige, S. (Ed.) **Applications of Geology to Engineering Practice**. by. Geological Society of America, New York, p. 83-123, 1950.

TSUKAMOTO, Y.; KUSAKABE, O. Vegetative influences on debris slide occurrences on steep slopes in Japan. In: Effects of Forest Land Use on Erosion and Slope Stability, Environment and Policy Institute, Honolulu, Hawaii. **Proceedings of the Symposium**, p. 63-72, 1984.

TSUKAMOTO, Y.; MINEMATSU, H. Evaluation of the effect of deforestation on slope stability and its application to watershed management. **IAHS Publication**, v.167, p.181-189, 1987.

USGS - U.S. Geological Survey. **Landslide Types and Processes**. Fact sheet 2004-3072, 2004, 4p.

VARNES, D. J. Slope movement types and processes. In: SCHUSTER, R. L.; KRIZEK, R. J. (Orgs.) **Special Report 176: Landslides: Analysis and Control**. Transportation and Road Research Board, National Academy of Science, Washington D. C., p. 11-33, 1978.

VIANNA, L. F. N.; SOUZA, J. M. **Relatório sobre o levantamento dos deslizamentos ocasionados pelas chuvas de novembro de 2008 no complexo do morro do baú municípios de Ilhota, Gaspar e Luiz Alves**. Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina S.A. EPAGRI, 2009, 101p.

VIEIRA, B. C.; FERNANDES, N.F.; AUGUSTO FILHO, O. 2009. Shallow landslide prediction in the Serra de Cubatão, São Paulo (SP). **EGU General Assembly Conference Abstracts**. EGU General Assembly 2009, 19-24 April, 2009 in Vienna, Austria. v. 11, 2009.

WALDRON, L. J. The Shear Resistance of Root-Permeated Homogeneous and Stratified Soil1. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v. 41, n. 5, p. 843-849, 1977.

WATSON, A.; PHILLIPS, C.; MARDEN, M. Root strength, growth, and rates of decay: root reinforcement changes of two tree species and their contribution to slope stability. **Plant and Soil**, v. 217, n. 1-2, p. 39-47, 1999.

WESTEN, C. J.; ASCH, T. W. J.; SOETERS, R. Landslide hazard and risk zonation—why is it still so difficult? **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, v. 65, n. 2, p. 167-184, 2006.

WILLIAMS, A.A.B.; PIDGEON, J.T. Evapo-transpiration and heaving clays in South Africa. **Geotechnique**. v. 33, p. 141-150, 1983.

WU, T. H.; MCKINNELL III, W. P.; SWANSTON, D. N. Strength of tree roots and landslides on Prince of Wales Island, Alaska. **Canadian Geotechnical Journal**, v. 16, n. 1, p. 19-33, 2013/02/07 1979.

WU, W.; SIDLE, R. C. A Distributed Slope Stability Model for Steep Forested Basins. **Water Resources Research**, v. 31, n. 8, p. 2097-2110, 1995.



## APÊNDICES

### A.1. Resultados dos ensaios

Tabela A1 – Resultados do cisalhamento direto

Amostra	$c_s$ (kPa)	$\phi$ (°)	Amostra	$c_s$ (kPa)	$\phi$ (°)
1	15,2	29,1	6	14,0	33,4
2	8,6	34,2	7	11,1	30,0
3	-	30,0	8	12,3	27,2
4	10,7	29,6	9	14,51	32,8
5	10,5	31,4	10	10,08	33,8

Tabela A2 – Distribuição granulométrica das amostras

Ponto	z (m)	Areia grossa	Areia Fina	Silte	Argila
3	0,5	15,6 %	8,1 %	28,4 %	47,9 %
3	1	14,4 %	7 %	26,65 %	51,95 %
4	0,5	26,0 %	28,4 %	34,6 %	11,0 %
4	1	32,8 %	26,4 %	27,2 %	13,6 %
5	0,5	27,4 %	10,4 %	37,45 %	24,75 %
5	1	28,1 %	12,9 %	30,15 %	28,85 %
6	0,5	12,5 %	17,2 %	33,75 %	36,55 %
6	1	10,7 %	16,5 %	46,65 %	26,15 %

Tabela A3 – Resultado dos ensaios de densidade

Amostra	$\rho_s$ (kg/m <sup>3</sup> )	$\rho_{ds}$ (kg/m <sup>3</sup> )
1	1836,88	1290,70
2	1899,33	1328,69
3	1783,40	1254,68
4	1808,74	1271,56
5	1693,91	1100,63
6	1669,53	1091,50
7	1779,33	1239,43
8	1776,78	1230,00
9	1724,22	1199,98
10	1747,45	1252,51
11	1639,37	1062,61
12	1663,61	1079,78
13	1665,63	1096,95
14	1713,11	1187,86
15	1812,10	1310,08
16	1818,16	1353,52

## A.2 Resultados da análise de sensibilidade

As tabelas a seguir mostram a variação da porcentagem de área incondicionalmente instável (I.I.), instável (I.), estável (E.) e incondicionalmente estável (I.E.) na bacia do rio Cunha devido à modificação dos valores dos parâmetros de entrada do modelo SHALSTAB modificado.

Tabela A4 – Mudança na porcentagem de área instável devido à variação de  $S_w$

$\Delta S_w$	$z = 1 \text{ m}$				$z = 2 \text{ m}$				$z = 5 \text{ m}$				$z = 10 \text{ m}$			
	% I.I.	% I.	% E.	% I.E.	% I.I.	% I.	% E.	% I.E.	% I.I.	% I.	% E.	% I.E.	% I.I.	% I.	% E.	% I.E.
-100%	0.08	1.10	10.97	87.85	0.26	2.94	18.14	78.67	0.22	4.24	22.65	72.88	1.33	12.39	28.43	57.85
-80%	0.19	1.32	11.54	86.95	0.29	3.04	17.98	78.69	0.23	4.21	22.48	73.08	1.34	12.33	28.32	58.01
-60%	0.30	1.60	11.96	86.14	0.34	3.14	17.82	78.70	0.24	4.18	22.31	73.27	1.35	12.26	28.21	58.17
-40%	0.45	1.93	12.24	85.38	0.40	3.22	17.67	78.71	0.24	4.15	22.13	73.47	1.36	12.20	28.11	58.33
-20%	0.62	2.24	12.50	84.64	0.45	3.30	17.53	78.72	0.25	4.12	21.96	73.67	1.36	12.14	28.00	58.50
0%	0.81	2.57	12.74	83.89	0.51	3.37	17.39	78.73	0.26	4.08	21.79	73.87	1.37	12.08	27.89	58.66
20%	1.01	2.93	12.84	83.23	0.56	3.45	17.25	78.74	0.27	4.06	21.62	74.96	1.38	12.02	27.79	58.81
40%	1.22	3.28	12.88	82.62	0.62	3.52	17.11	78.75	0.27	4.03	21.46	74.24	1.39	11.96	27.68	58.97
60%	1.47	3.61	12.84	82.08	0.68	3.61	16.96	78.76	0.28	4.00	21.30	74.42	1.39	11.90	27.58	59.13
80%	1.76	3.90	12.79	81.55	0.74	3.69	16.81	78.77	0.29	3.97	21.14	74.59	1.40	11.84	27.47	59.29
100%	2.04	4.22	12.70	81.04	0.80	3.77	16.66	78.77	0.30	3.95	20.99	74.76	1.41	11.79	27.37	59.44

Tabela A5 – Mudança na porcentagem de área instável devido à variação de  $c_r$ 

$\Delta c_r$	$z = 1 \text{ m}$				$z = 2 \text{ m}$			
	% I.I.	% I.	% E.	% I.E.	% I.I.	% I.	% E.	% I.E.
-100%	14.41	14.58	16.96	54.05	3.08	11.94	21.97	63.02
-80%	10.12	12.75	17.07	60.06	2.23	9.97	21.65	66.14
-60%	6.18	10.81	16.91	66.10	1.59	8.05	20.93	69.43
-40%	3.32	8.01	16.31	72.36	1.10	6.26	19.95	72.69
-20%	1.69	4.97	15.24	78.10	0.77	4.67	18.90	75.66
0%	0.81	2.57	12.74	83.89	0.51	3.37	17.39	78.73
20%	0.31	1.13	9.35	89.21	0.30	2.36	15.51	81.83
40%	0.06	0.39	5.47	94.07	0.18	1.57	13.43	84.83
60%	0	0.12	2.56	97.33	0.07	1.08	11.25	87.60
80%	0	0	1.06	98.93	0.01	0.70	9.02	90.27
100%	0	0	0.32	99.68	0.00	0.38	6.79	92.83

Tabela A6 – Mudança na porcentagem de área instável devido à variação de  $z$ 

$\Delta z$	$z = 1 \text{ m}$				$z = 2 \text{ m}$				$z = 5 \text{ m}$				$z = 10 \text{ m}$			
	% I.I.	% I.	% E.	% I.E.	% I.I.	% I.	% E.	% I.E.	% I.I.	% I.	% E.	% I.E.	% I.I.	% I.	% E.	% I.E.
-100%	0	0	0	100	0	0	0	100	0	0	0	100	0	0	0	100
-80%	0	0	0	100	0	0	0	100	0	0	0	100	0	0	0	100
-60%	0	0	0	100	0	0	0	100	0	0	0	100	0.05	1.99	17.05	80.90
-40%	0	0	0	100	0	0	0	100	0	0.45	8.25	91.30	0.50	6.28	24.35	68.87
-20%	0.01	0.20	3.21	96.58	0.00	0.23	5.01	94.76	0.05	1.99	17.05	80.90	0.96	9.71	26.78	62.55
0%	0.81	2.57	12.74	83.89	0.51	3.37	17.39	78.73	0.26	4.08	21.79	73.87	1.37	12.08	27.89	58.66
20%	2.90	7.76	16.71	72.63	2.12	9.96	21.93	65.99	0.50	6.28	24.35	68.87	1.77	13.73	28.40	56.11
40%	6.72	11.89	17.74	63.65	5.20	15.38	22.86	56.57	0.73	8.16	25.89	65.22	2.07	14.96	28.68	54.28
60%	10.96	14.18	18.09	56.77	7.91	17.50	22.99	51.60	0.96	9.71	26.78	62.55	2.33	15.93	28.80	52.95
80%	14.54	15.88	18.08	51.50	9.10	18.31	23.09	49.50	1.17	11.00	27.45	60.38	2.55	16.67	28.85	51.92
100%	17.82	16.73	18.18	47.27	10.10	18.90	23.23	47.77	1.37	12.08	27.89	58.66	2.76	17.24	28.91	51.09

Tabela A7 – Mudança na porcentagem de área instável devido à variação de  $q$ 

$\Delta q$	$z = 1 \text{ m}$				$z = 2 \text{ m}$				$z = 5 \text{ m}$				$z = 10 \text{ m}$			
	% I.I.	% I.	% E.	% I.E.	% I.I.	% I.	% E.	% I.E.	% I.I.	% I.	% E.	% I.E.	% I.I.	% I.	% E.	% I.E.
-50%	0.81	0.90	14.40	83.89	0.51	1.16	19.60	78.73	0.26	1.47	24.40	73.87	1.37	5.30	34.66	58.66
-40%	0.81	1.20	14.10	83.89	0.51	1.53	19.23	78.73	0.26	1.91	23.97	73.87	1.37	6.66	33.31	58.66
-30%	0.81	1.52	13.78	83.89	0.51	1.92	18.84	78.73	0.26	2.35	23.52	73.87	1.37	8.04	31.93	58.66
-20%	0.81	1.84	13.46	83.89	0.51	2.37	18.39	78.73	0.26	2.86	23.02	73.87	1.37	9.40	30.57	58.66
-10%	0.81	2.19	13.12	83.89	0.51	2.85	17.91	78.73	0.26	3.43	22.44	73.87	1.37	10.74	29.23	58.66
0%	0.81	2.57	12.74	83.89	0.51	3.37	17.39	78.73	0.26	4.08	21.79	73.87	1.37	12.08	27.89	58.66
10%	0.81	2.98	12.32	83.89	0.51	3.91	16.85	78.73	0.26	4.77	21.10	73.87	1.37	13.38	26.59	58.66
20%	0.81	3.40	11.90	83.89	0.51	4.49	16.27	78.73	0.26	5.49	20.39	73.87	1.37	14.66	25.30	58.66
30%	0.81	3.84	11.47	83.89	0.51	5.11	15.65	78.73	0.26	6.23	19.64	73.87	1.37	15.92	24.05	58.66
40%	0.81	4.29	11.01	83.89	0.51	5.70	15.06	78.73	0.26	6.96	18.91	73.87	1.37	17.13	22.84	58.66
50%	0.81	4.73	10.57	83.89	0.51	6.30	14.46	78.73	0.26	7.70	18.17	73.87	1.37	18.29	21.68	58.66

Tabela A8 – Mudança na porcentagem de área instável devido à variação de  $T$ 

$\Delta T$	$z = 1 \text{ m}$				$z = 2 \text{ m}$				$z = 5 \text{ m}$				$z = 10 \text{ m}$			
	% I.I.	% I.	% E.	% I.E.	% I.I.	% I.	% E.	% I.E.	% I.I.	% I.	% E.	% I.E.	% I.I.	% I.	% E.	% I.E.
-90%	0.81	15.17	0.14	83.89	0.51	20.54	0.22	78.73	0.26	25.60	0.27	73.87	1.37	39.66	0.30	58.66
-80%	0.81	13.53	1.77	83.89	0.51	18.27	2.49	78.73	0.26	22.62	3.25	73.87	1.37	36.16	3.81	58.66
-60%	0.81	8.68	6.63	83.89	0.51	11.77	8.99	78.73	0.26	14.54	11.33	73.87	1.37	27.15	12.82	58.66
-40%	0.81	5.44	9.86	83.89	0.51	7.28	13.48	78.73	0.26	8.92	16.95	73.87	1.37	20.14	19.83	58.66
-20%	0.81	3.62	11.68	83.89	0.51	4.81	15.95	78.73	0.26	5.86	20.01	73.87	1.37	15.28	24.69	58.66
0%	0.81	2.57	12.74	83.89	0.51	3.37	17.39	78.73	0.26	4.08	21.79	73.87	1.37	12.08	27.89	58.66
40%	0.81	1.56	13.74	83.89	0.51	1.98	18.78	78.73	0.26	2.42	23.46	73.87	1.37	8.24	31.73	58.66
80%	0.81	1.06	14.24	83.89	0.51	1.36	19.40	78.73	0.26	1.72	24.15	73.87	1.37	6.04	33.93	58.66
120%	0.81	0.77	14.53	83.89	0.51	0.99	19.77	78.73	0.26	1.28	24.60	73.87	1.37	4.74	35.23	58.66
160%	0.81	0.59	14.71	83.89	0.51	0.75	20.01	78.73	0.26	0.97	24.90	73.87	1.37	3.88	36.09	58.66
200%	0.81	0.48	14.82	83.89	0.51	0.61	20.15	78.73	0.26	0.78	25.10	73.87	1.37	3.25	36.72	58.66

Tabela A9 – Mudança na porcentagem de área instável devido à variação de  $\phi$ 

$\Delta \phi$	$z = 1 \text{ m}$				$z = 2 \text{ m}$				$z = 5 \text{ m}$				$z = 10 \text{ m}$			
	% I.I.	% I.	% E.	% I.E.	% I.I.	% I.	% E.	% I.E.	% I.I.	% I.	% E.	% I.E.	% I.I.	% I.	% E.	% I.E.
-70%	31.35	5.48	5.59	57.58	38.36	7.51	7.10	47.03	46.63	9.88	8.37	35.12	60.55	11.11	6.78	21.56
-56%	21.66	7.17	8.06	63.11	25.86	10.41	10.54	53.19	30.96	13.59	13.21	42.24	45.32	15.07	11.65	27.95
-42%	13.05	7.97	10.49	68.50	14.87	11.74	13.84	59.54	17.02	15.94	17.43	49.60	29.87	18.23	16.75	35.15
-28%	6.17	7.44	12.49	73.90	6.28	10.91	16.81	66.00	6.20	15.03	21.46	57.31	16.36	19.73	21.36	42.54
-14%	2.27	5.09	13.71	78.93	1.87	7.13	18.38	72.62	1.40	9.39	23.73	65.48	5.92	18.48	25.29	50.31
0%	0.81	2.57	12.74	83.89	0.51	3.37	17.39	78.73	0.26	4.08	21.79	73.87	1.37	12.08	27.89	58.66
14%	0.24	1.12	10.21	88.43	0.07	1.42	13.64	84.87	0	1.62	16.44	81.95	0.26	5.95	26.24	67.55
28%	0.01	0.46	6.97	92.55	0	0.58	9.12	90.30	0	0.55	9.96	89.49	0	2.50	20.84	76.65
42%	0	0.15	3.99	95.86	0	0.13	4.81	95.06	0	0.10	4.16	95.74	0	0.92	13.49	85.60
56%	0	0.01	2.12	97.87	0	0.01	2.14	97.85	0	0	1.29	98.70	0	0.20	6.36	93.44
70%	0	0.00	1.05	98.95	0	0	0.85	99.14	0	0	0.29	99.71	0	0.01	1.91	98.08

Tabela A10 – Mudança na porcentagem de área instável devido à variação de  $c_s$ 

$\Delta c_s$	$z = 1 \text{ m}$				$z = 2 \text{ m}$				$z = 5 \text{ m}$				$z = 10 \text{ m}$			
	% I.I.	% I.	% E.	% I.E.	% I.I.	% I.	% E.	% I.E.	% I.I.	% I.	% E.	% I.E.	% I.I.	% I.	% E.	% I.E.
-100%	12.07	13.64	17.04	57.25	9.39	17.61	22.28	50.72	5.38	20.65	28.38	45.59	5.38	21.13	28.83	44.67
-80%	8.38	11.92	16.99	62.70	5.96	15.52	22.34	56.18	3.21	17.54	28.21	51.04	4.19	19.66	28.80	47.34
-60%	5.11	10.06	16.77	68.06	3.46	12.60	22.05	61.89	1.89	13.64	27.88	56.59	3.19	17.98	28.68	50.15
-40%	2.87	7.36	16.21	73.57	1.94	9.15	21.40	67.51	1.06	9.98	26.58	62.38	2.42	16.04	28.62	52.92
-20%	1.57	4.68	15.03	78.73	1.03	5.89	19.77	73.31	0.57	6.75	24.62	68.06	1.86	14.00	28.38	55.77
0%	0.81	2.57	12.74	83.89	0.51	3.37	17.39	78.73	0.26	4.08	21.79	73.87	1.37	12.08	27.89	58.66
20%	0.35	1.23	9.74	88.67	0.20	1.70	13.93	84.16	0.08	2.32	18.28	79.32	1.03	10.22	27.13	61.63
40%	0.11	0.48	6.32	93.09	0.03	0.86	10.00	89.11	0	1.26	13.98	84.76	0.76	8.48	26.24	64.53
60%	0	0.19	3.32	96.49	0	0.30	5.99	93.71	0	0.62	9.75	89.63	0.54	6.91	25.14	67.41
80%	0	0.02	1.60	98.38	0	0.06	2.96	96.98	0	0.18	5.70	94.12	0.36	5.43	23.70	70.51
100%	0	0	0.66	99.34	0	0	1.30	98.70	0	0.03	2.77	97.20	0.24	4.16	22.22	73.37

Tabela A11 – Mudança na porcentagem de área instável devido à variação de  $\rho_s$ 

$\Delta \rho_s$	$z = 1 \text{ m}$				$z = 2 \text{ m}$				$z = 5 \text{ m}$				$z = 10 \text{ m}$			
	% I.I.	% I.	% E.	% I.E.	% I.I.	% I.	% E.	% I.E.	% I.I.	% I.	% E.	% I.E.	% I.I.	% I.	% E.	% I.E.
-20%	0.09	0.98	10.32	88.61	0.06	2.48	18.88	78.58	0.05	5.80	28.49	65.67	0.96	16.90	36.08	46.05
-16%	0.19	1.20	11.07	87.54	0.14	2.60	18.65	78.62	0.09	5.33	26.91	67.67	1.05	15.75	34.10	49.11
-12%	0.29	1.49	11.67	86.55	0.21	2.77	18.37	78.65	0.14	4.90	25.38	69.57	1.13	14.71	32.31	51.85
-8%	0.44	1.85	12.07	85.64	0.29	3.00	18.04	78.68	0.18	4.56	24.00	71.26	1.21	13.74	30.76	54.29
-4%	0.62	2.19	12.42	84.77	0.39	3.20	17.70	78.70	0.22	4.29	22.84	72.66	1.29	12.86	29.27	56.57
0%	0.81	2.57	12.74	83.89	0.51	3.37	17.39	78.73	0.26	4.08	21.79	73.87	1.37	12.08	27.89	58.66
4%	1.02	2.98	12.89	83.10	0.63	3.54	17.08	78.75	0.30	3.92	20.83	74.95	1.45	11.37	26.59	60.59
8%	1.26	3.38	12.95	82.41	0.75	3.73	16.74	78.77	0.34	3.75	19.95	75.96	1.54	10.72	25.37	62.37
12%	1.54	3.76	12.92	81.78	0.89	3.91	16.41	78.79	0.40	3.59	19.12	76.90	1.61	10.16	24.29	63.94
16%	1.86	4.11	12.88	81.15	1.03	4.08	16.08	78.81	0.45	3.46	18.35	77.74	1.69	9.64	23.31	65.35
20%	2.18	4.50	12.75	80.57	1.17	4.25	15.75	78.82	0.50	3.35	17.64	78.52	1.77	9.18	22.37	66.69

As figuras a seguir são resultado dos mapas gerados pela análise de sensibilidade. Cada figura representa a evolução da estabilidade da encosta na bacia do rio Cunha ocasionada pela variação gradual de cada parâmetro dentro dos limites estabelecidos.

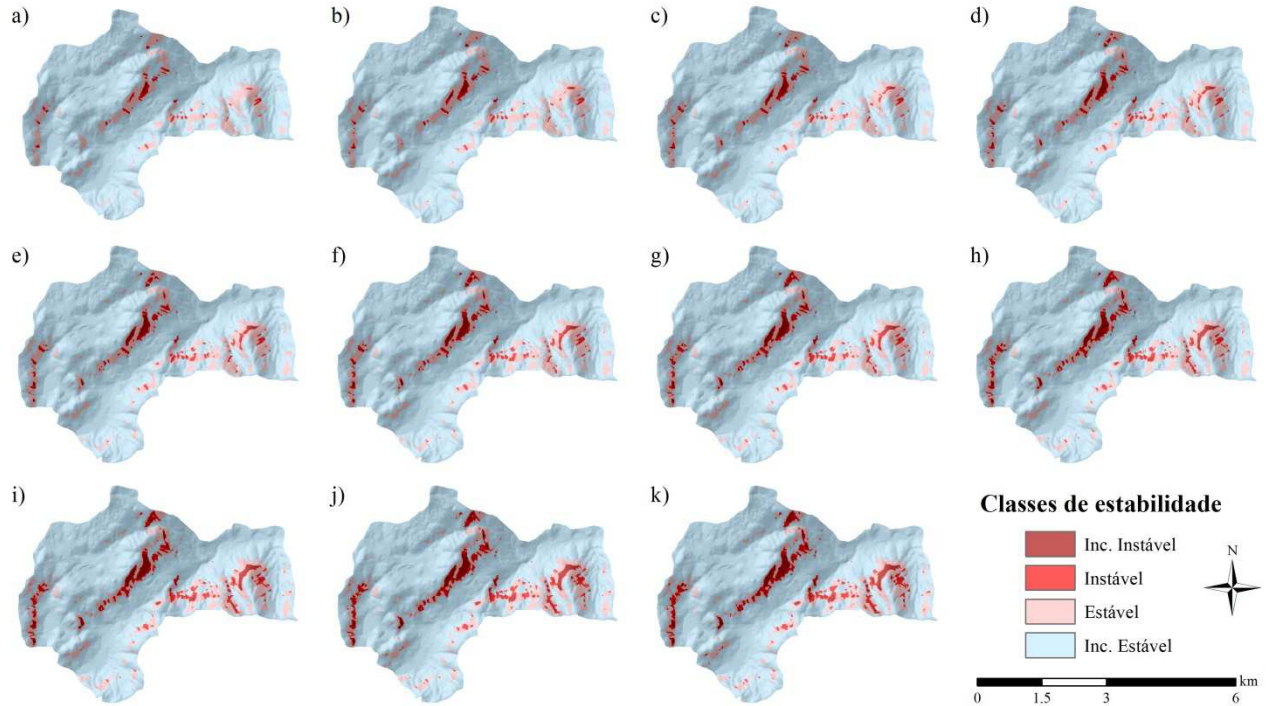


Figura A1 – Mudança nas classes de estabilidade devido à variação de  $S_w$  ( $z = 1$  m). a)  $\Delta S_w = -100\%$ ; b)  $-80\%$ ; c)  $-60\%$ ; d)  $-40\%$ ; e)  $-20\%$ ; f)  $0\%$ ; g)  $+20\%$ ; h)  $+40\%$ ; i)  $+60\%$ ; j)  $+80\%$ ; k)  $+100\%$

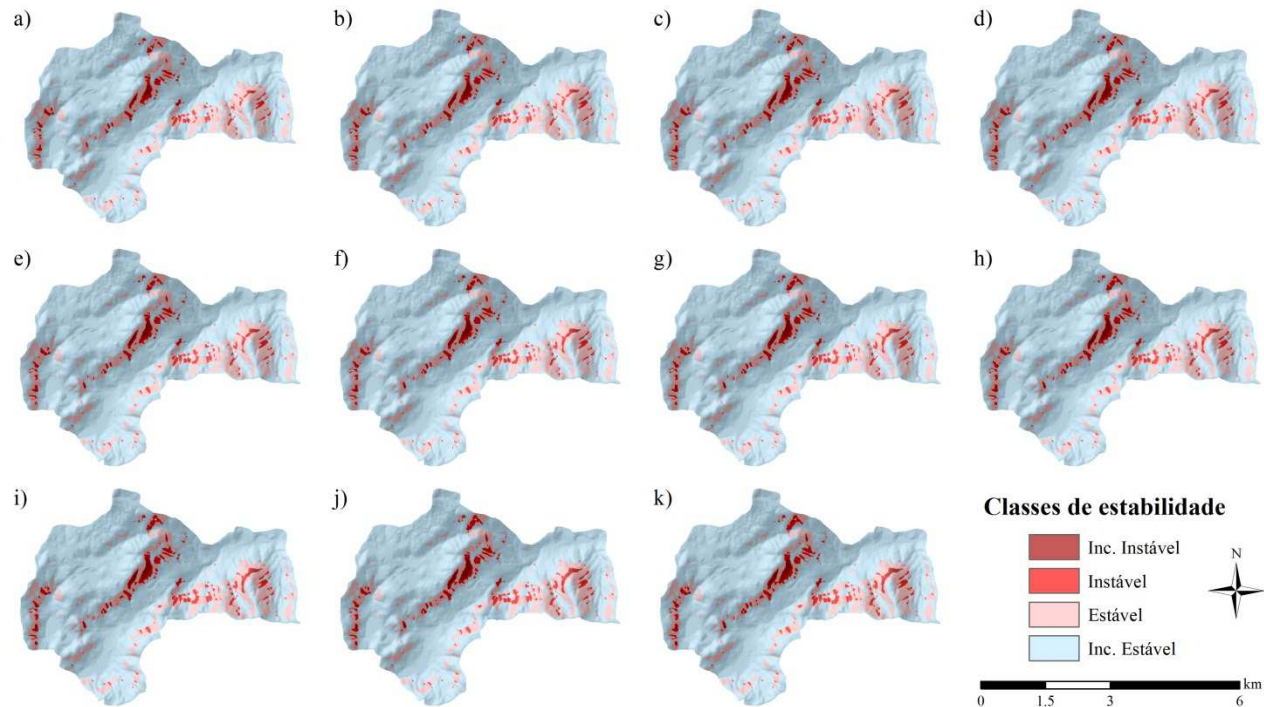


Figura A2 – Mudança nas classes de estabilidade devido à variação de  $S_w$  ( $z = 2$  m). a)  $\Delta S_w = -100\%$ ; b)  $-80\%$ ; c)  $-60\%$ ; d)  $-40\%$ ; e)  $-20\%$ ; f)  $0\%$ ; g)  $+20\%$ ; h)  $+40\%$ ; i)  $+60\%$ ; j)  $+80\%$ ; k)  $+100\%$



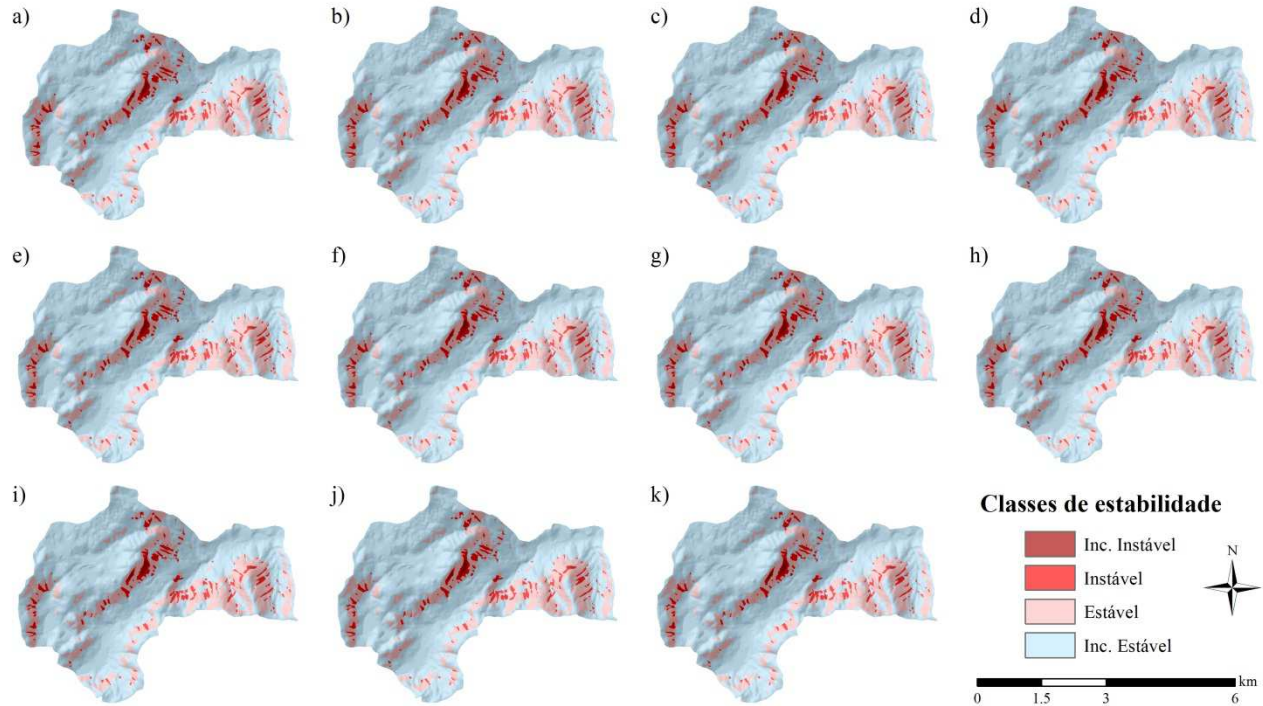


Figura A3 – Mudança nas classes de estabilidade devido à variação de  $S_w$  ( $z = 5$  m). a)  $\Delta S_w = -100\%$ ; b)  $-80\%$ ; c)  $-60\%$ ; d)  $-40\%$ ; e)  $-20\%$ ; f)  $0\%$ ; g)  $+20\%$ ; h)  $+40\%$ ; i)  $+60\%$ ; j)  $+80\%$ ; k)  $+100\%$

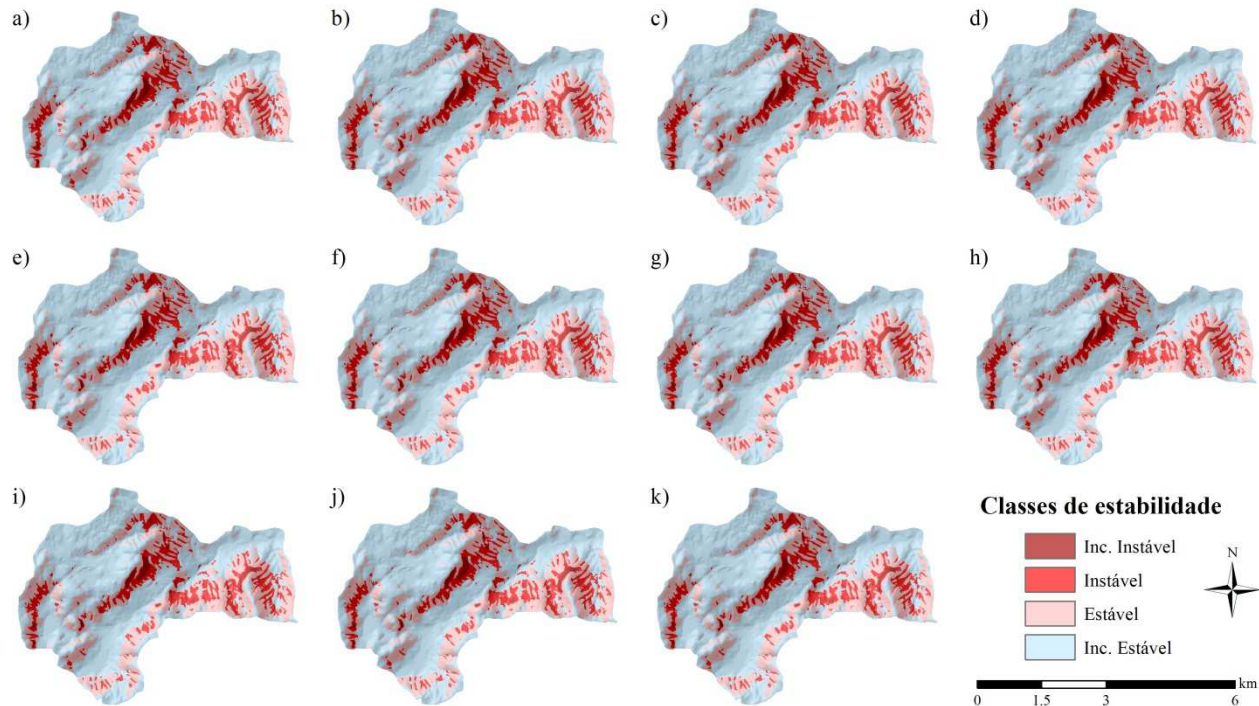


Figura A4 – Mudança nas classes de estabilidade devido à variação de  $S_w$  ( $z = 10$  m). a)  $\Delta S_w = -100\%$ ; b)  $-80\%$ ; c)  $-60\%$ ; d)  $-40\%$ ; e)  $-20\%$ ; f)  $0\%$ ; g)  $+20\%$ ; h)  $+40\%$ ; i)  $+60\%$ ; j)  $+80\%$ ; k)  $+100\%$

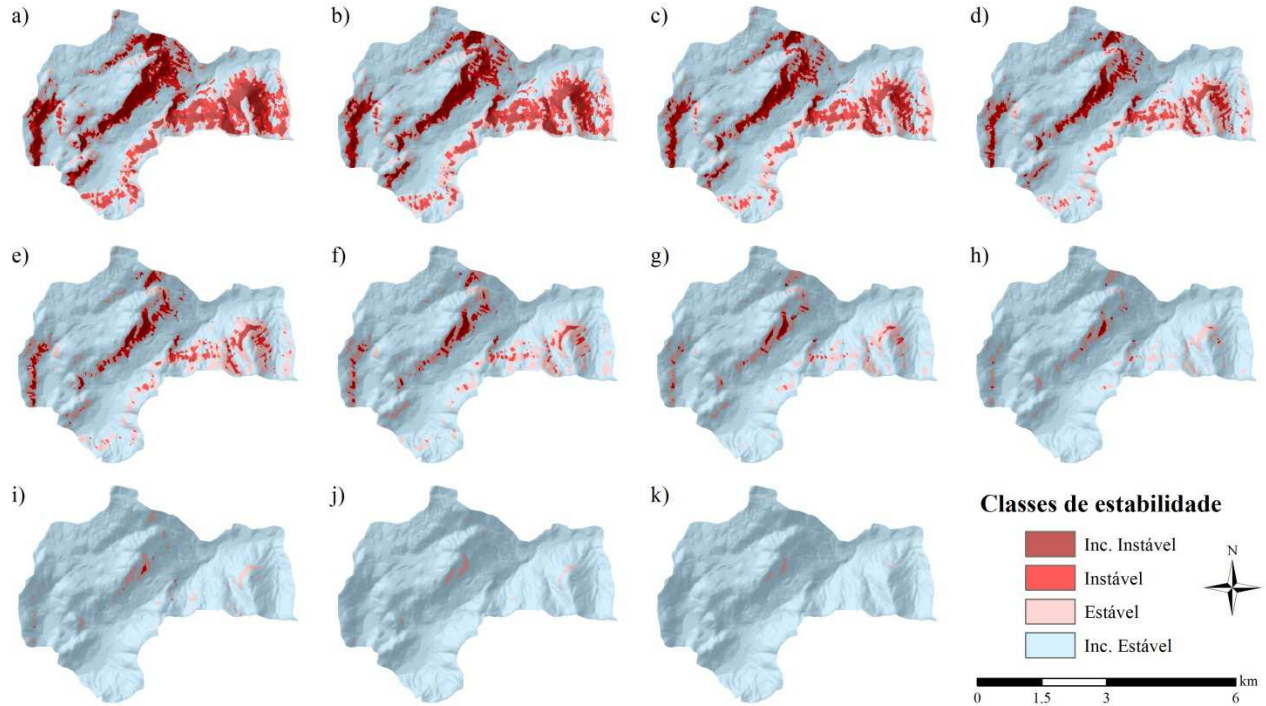


Figura A5 – Mudança nas classes de estabilidade devido à variação de  $c_r$  ( $z = 1$  m). a)  $\Delta c_r = -100\%$ ; b)  $-80\%$ ; c)  $-60\%$ ; d)  $-40\%$ ; e)  $-20\%$ ; f)  $0\%$ ; g)  $+20\%$ ; h)  $+40\%$ ; i)  $+60\%$ ; j)  $+80\%$ ; k)  $+100\%$

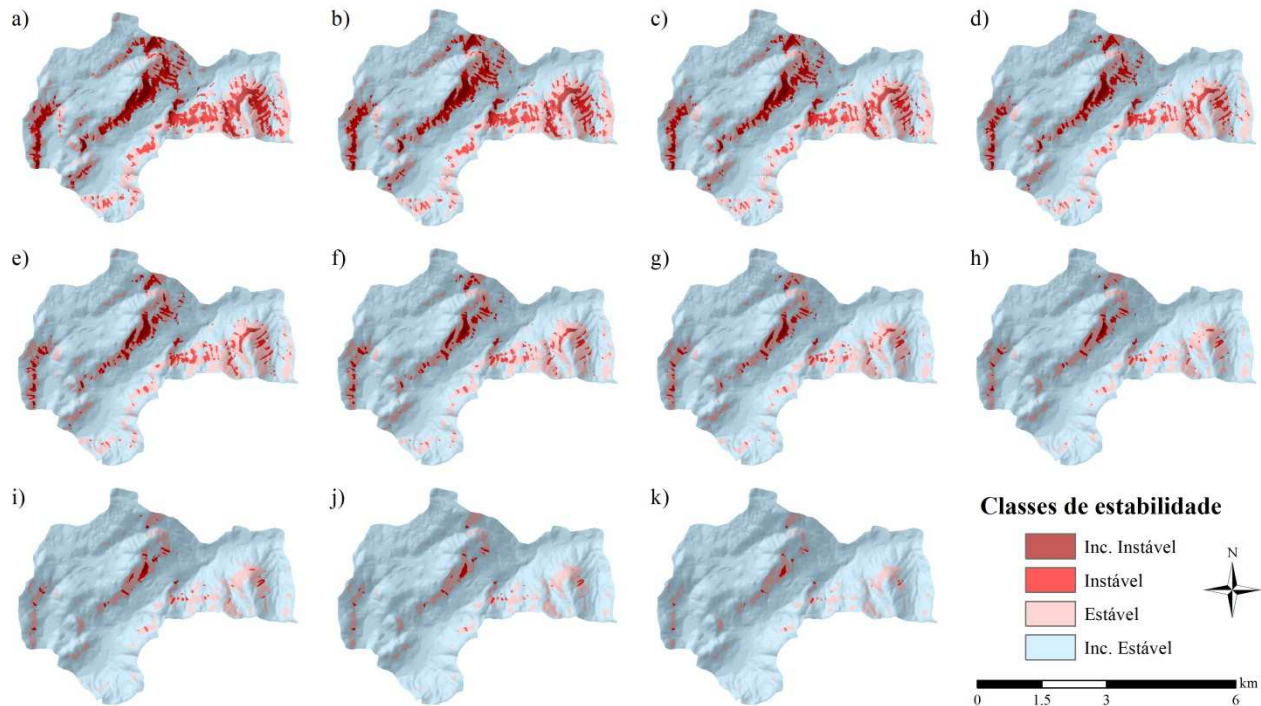


Figura A6 – Mudança nas classes de estabilidade devido à variação de  $c_r$  ( $z = 2$  m). a)  $\Delta c_r = -100\%$ ; b)  $-80\%$ ; c)  $-60\%$ ; d)  $-40\%$ ; e)  $-20\%$ ; f)  $0\%$ ; g)  $+20\%$ ; h)  $+40\%$ ; i)  $+60\%$ ; j)  $+80\%$ ; k)  $+100\%$

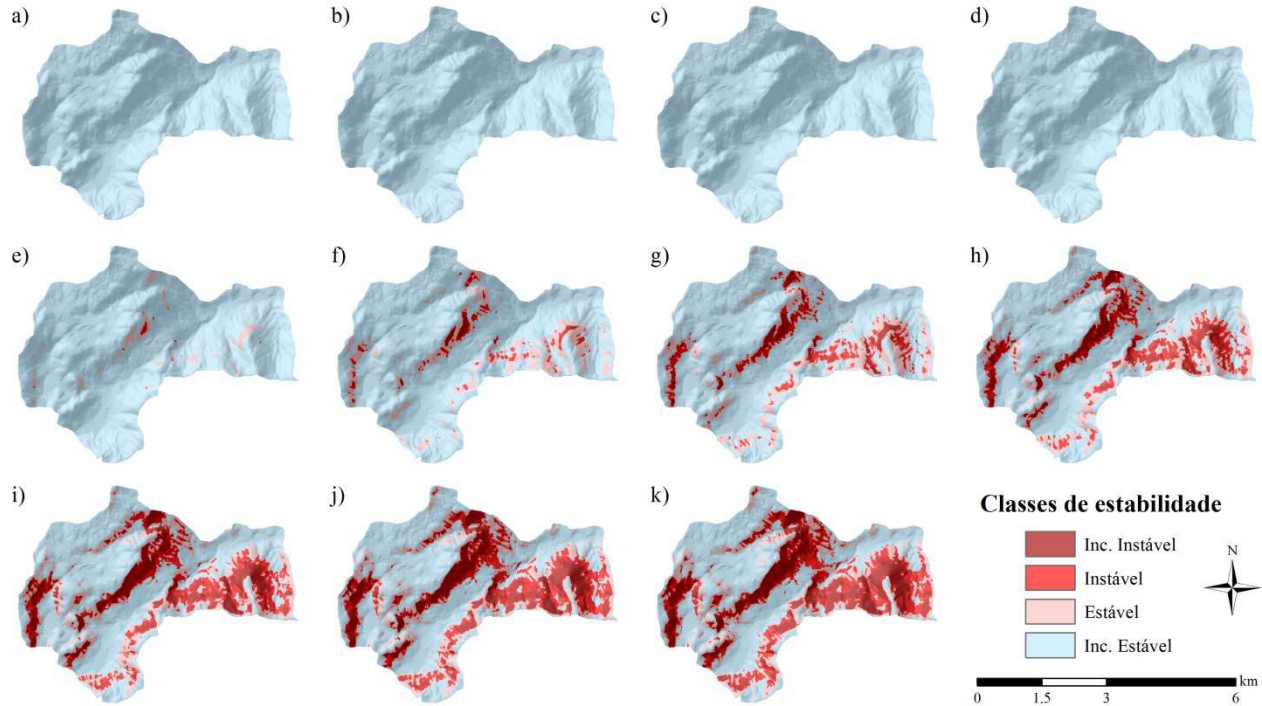


Figura A7 – Mudança nas classes de estabilidade devido à variação de  $z$  ( $z = 1$  m). a)  $\Delta z = -100\%$ ; b)  $-80\%$ ; c)  $-60\%$ ; d)  $-40\%$ ; e)  $-20\%$ ; f)  $0\%$ ; g)  $+20\%$ ; h)  $+40\%$ ; i)  $+60\%$ ; j)  $+80\%$ ; k)  $+100\%$

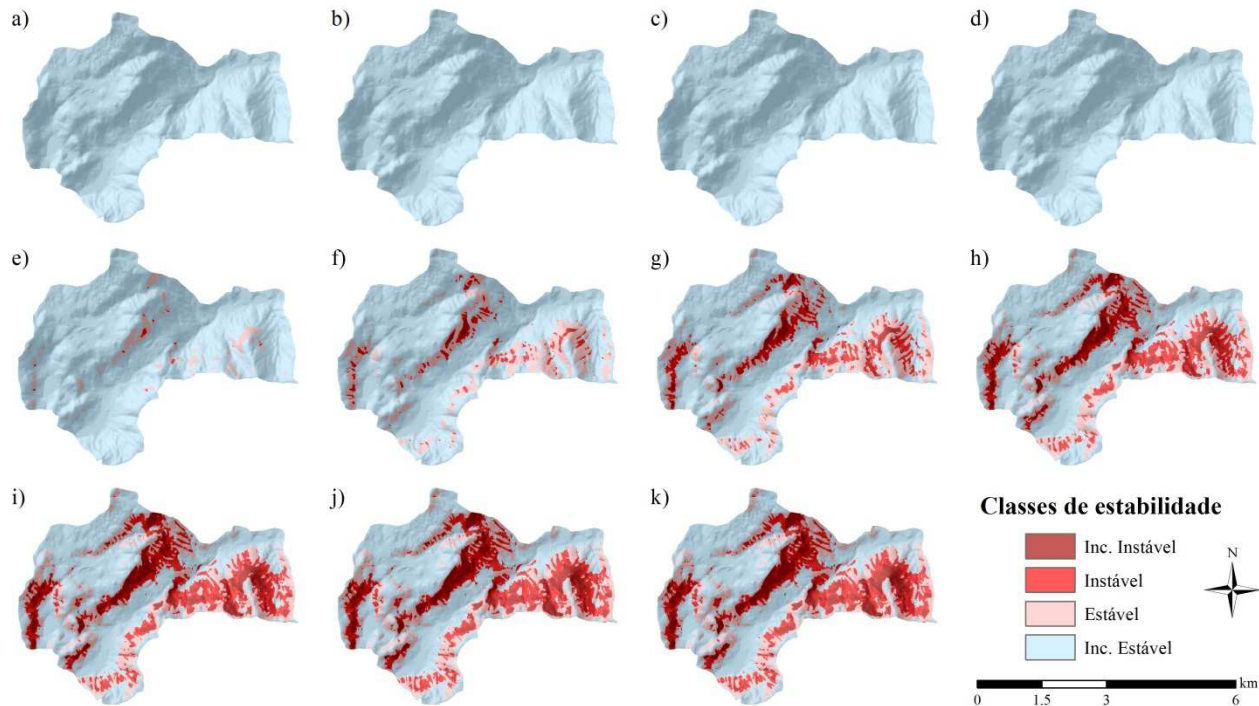


Figura A8 – Mudança nas classes de estabilidade devido à variação de  $z$  ( $z = 2$  m). a)  $\Delta z = -100\%$ ; b)  $-80\%$ ; c)  $-60\%$ ; d)  $-40\%$ ; e)  $-20\%$ ; f)  $0\%$ ; g)  $+20\%$ ; h)  $+40\%$ ; i)  $+60\%$ ; j)  $+80\%$ ; k)  $+100\%$

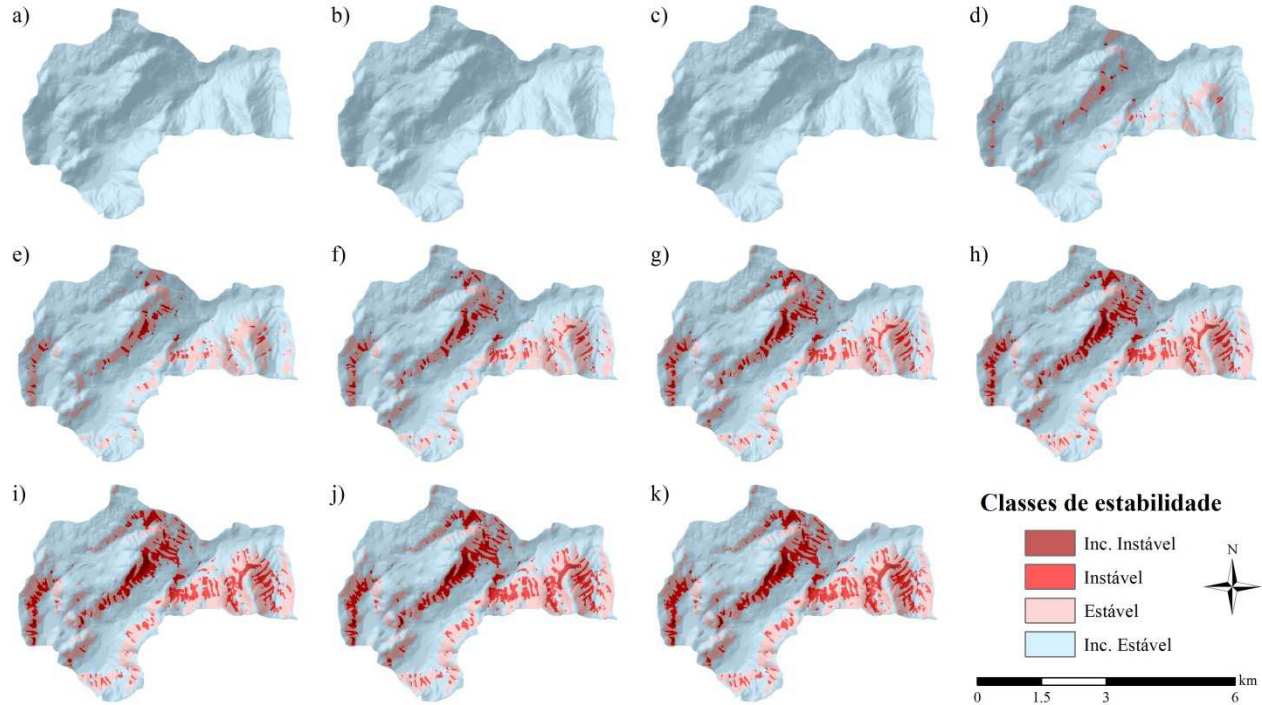


Figura A9 – Mudança nas classes de estabilidade devido à variação de  $z$  ( $z = 5$  m). a)  $\Delta z = -100\%$ ; b)  $-80\%$ ; c)  $-60\%$ ; d)  $-40\%$ ; e)  $-20\%$ ; f)  $0\%$ ; g)  $+20\%$ ; h)  $+40\%$ ; i)  $+60\%$ ; j)  $+80\%$ ; k)  $+100\%$

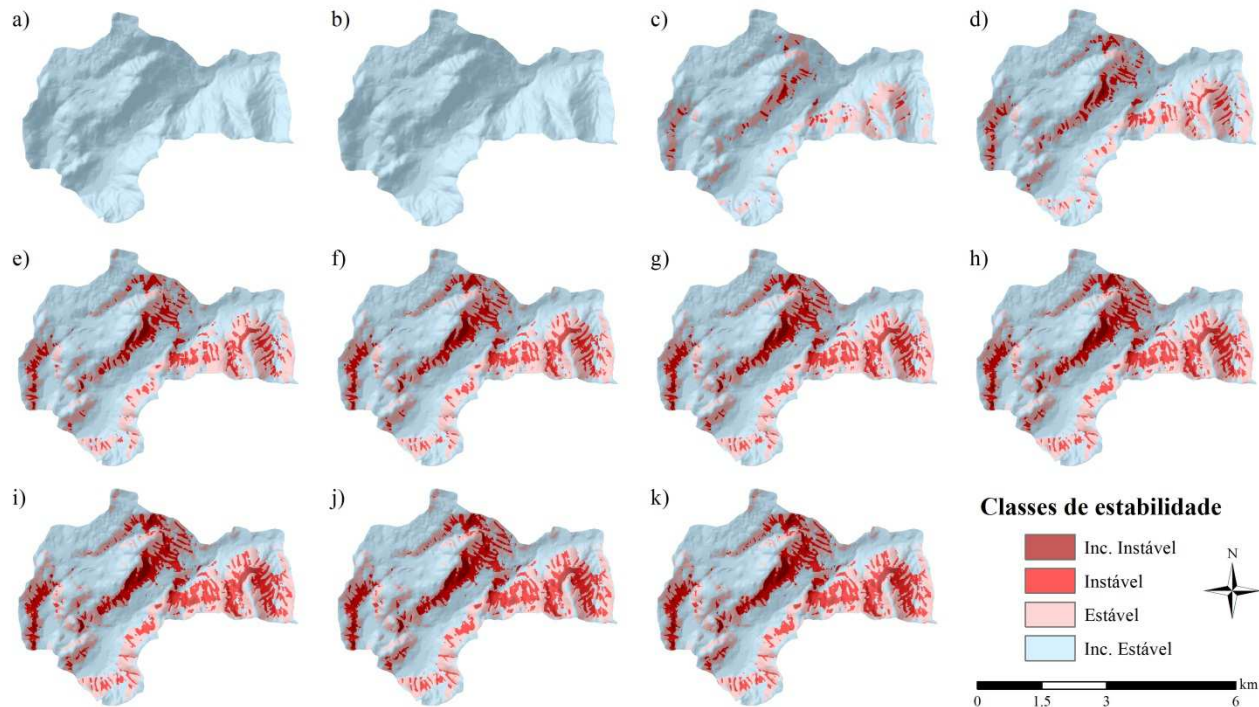


Figura A10 – Mudança nas classes de estabilidade devido à variação de  $z$  ( $z = 10$  m). a)  $\Delta z = -100\%$ ; b)  $-80\%$ ; c)  $-60\%$ ; d)  $-40\%$ ; e)  $-20\%$ ; f)  $0\%$ ; g)  $+20\%$ ; h)  $+40\%$ ; i)  $+60\%$ ; j)  $+80\%$ ; k)  $+100\%$



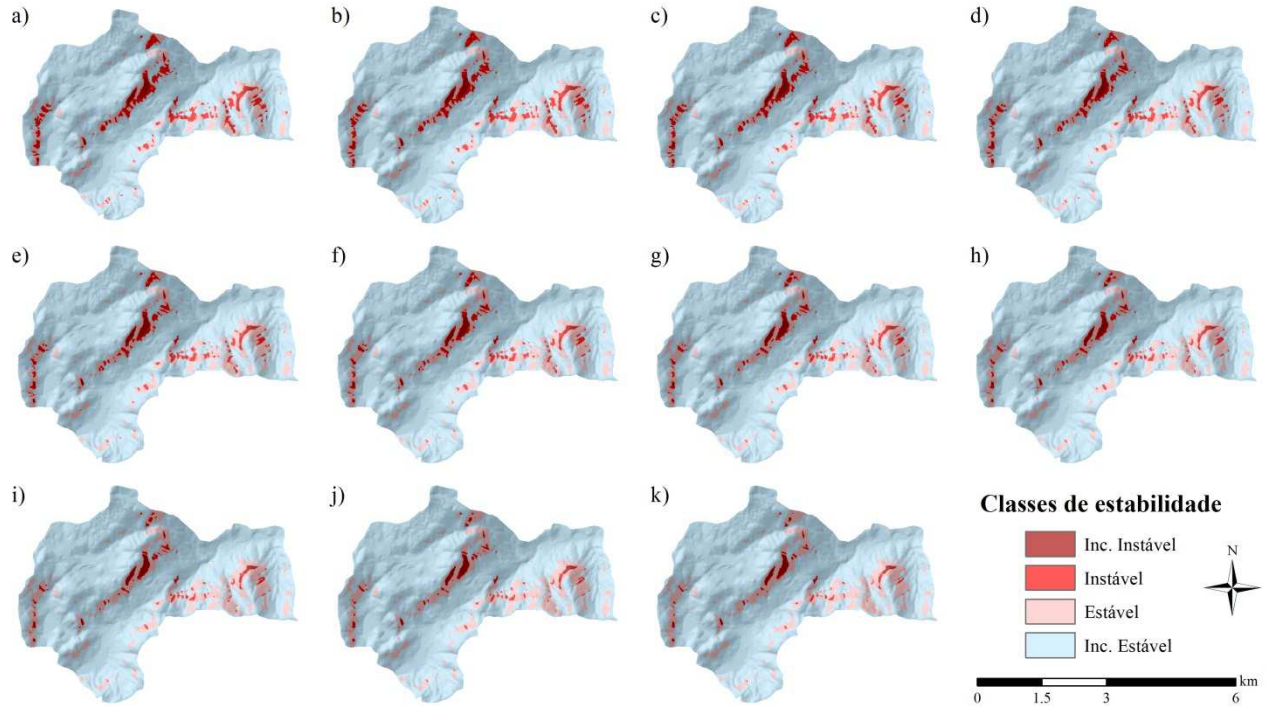


Figura A11 – Mudança nas classes de estabilidade devido à variação de  $q$  ( $z = 1$  m). a)  $\Delta q = +50\%$ ; b)  $+40\%$ ; c)  $+30\%$ ; d)  $+20\%$ ; e)  $+10\%$ ; f)  $0\%$ ; g)  $-10\%$ ; h)  $-20\%$ ; i)  $-30\%$ ; j)  $-40\%$ ; k)  $-50\%$

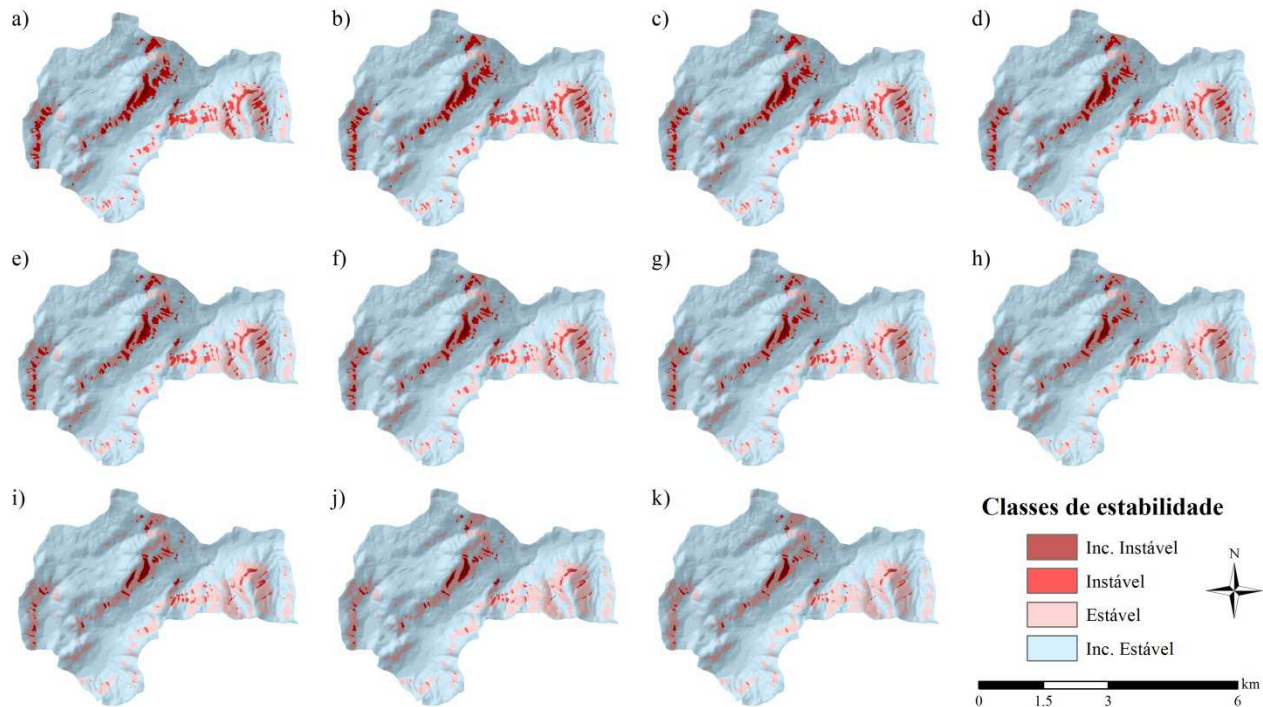


Figura A12 – Mudança nas classes de estabilidade devido à variação de  $q$  ( $z = 2$  m). a)  $\Delta q = +50\%$ ; b)  $+40\%$ ; c)  $+30\%$ ; d)  $+20\%$ ; e)  $+10\%$ ; f)  $0\%$ ; g)  $-10\%$ ; h)  $-20\%$ ; i)  $-30\%$ ; j)  $-40\%$ ; k)  $-50\%$

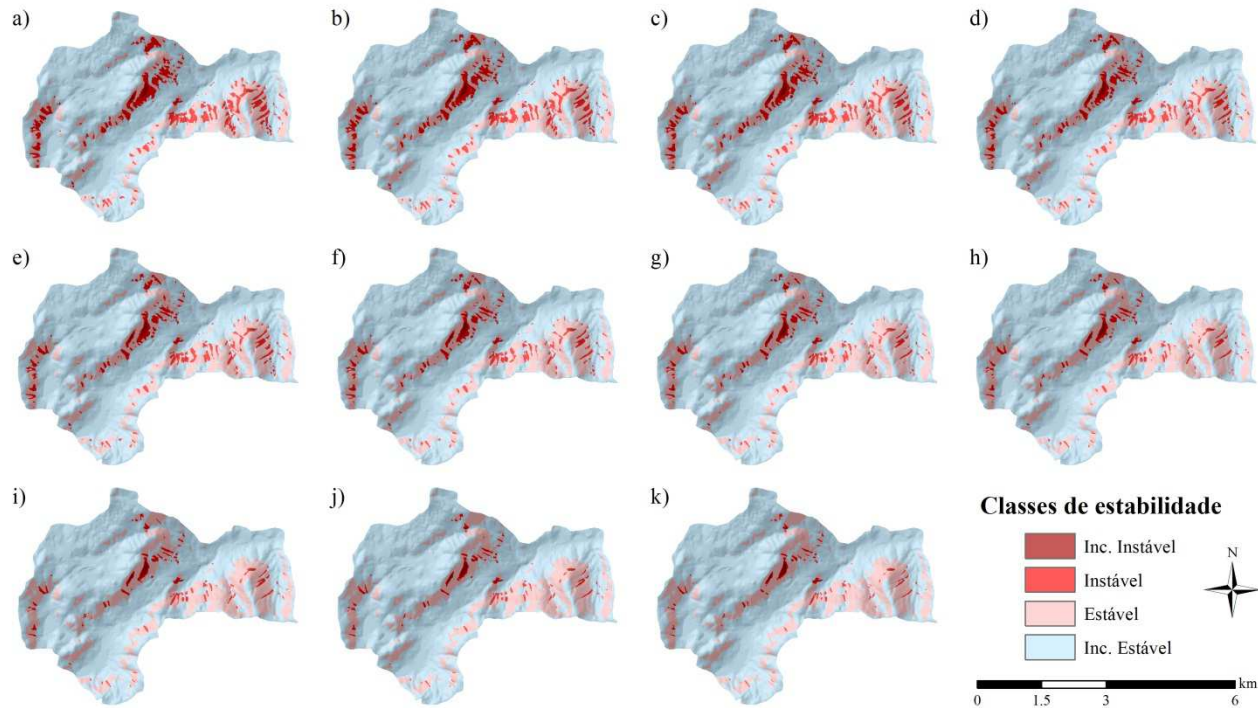


Figura A13 – Mudança nas classes de estabilidade devido à variação de  $q$  ( $z = 5$  m). a)  $\Delta q = +50\%$ ; b)  $+40\%$ ; c)  $+30\%$ ; d)  $+20\%$ ; e)  $+10\%$ ; f)  $0\%$ ; g)  $-10\%$ ; h)  $-20\%$ ; i)  $-30\%$ ; j)  $-40\%$ ; k)  $-50\%$

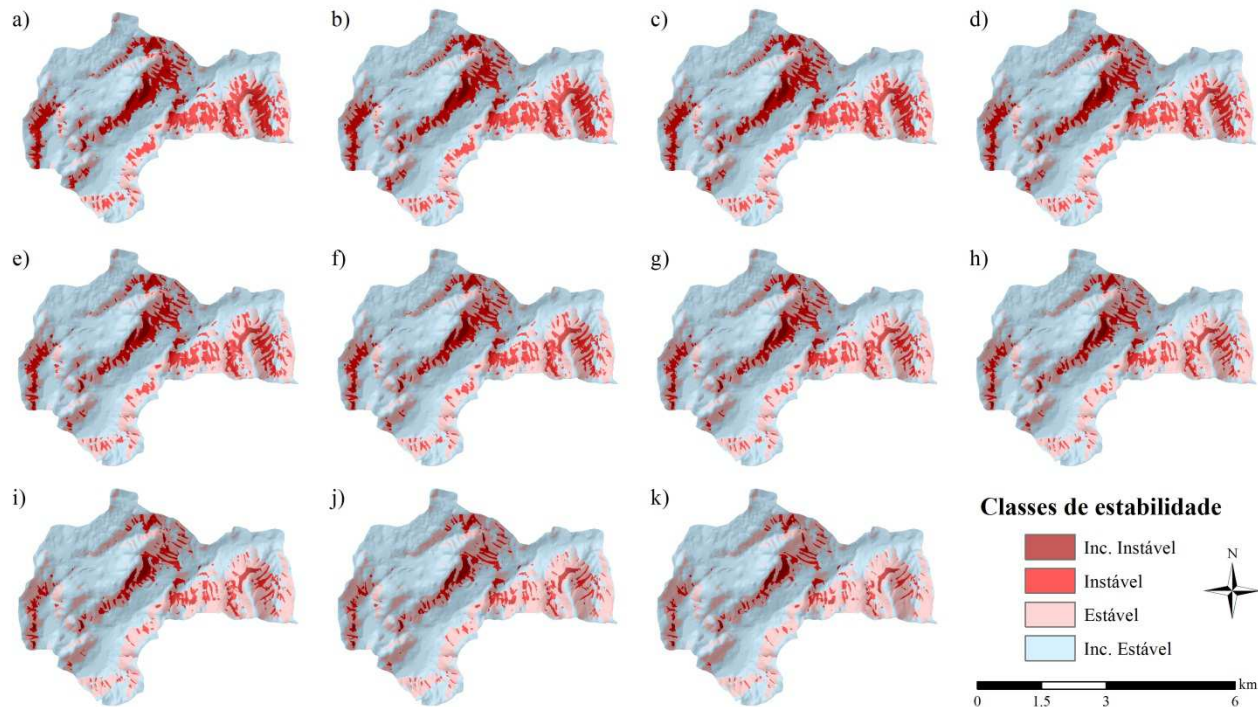


Figura A14 – Mudança nas classes de estabilidade devido à variação de  $q$  ( $z = 10$  m). a)  $\Delta q = +50\%$ ; b)  $+40\%$ ; c)  $+30\%$ ; d)  $+20\%$ ; e)  $+10\%$ ; f)  $0\%$ ; g)  $-10\%$ ; h)  $-20\%$ ; i)  $-30\%$ ; j)  $-40\%$ ; k)  $-50\%$

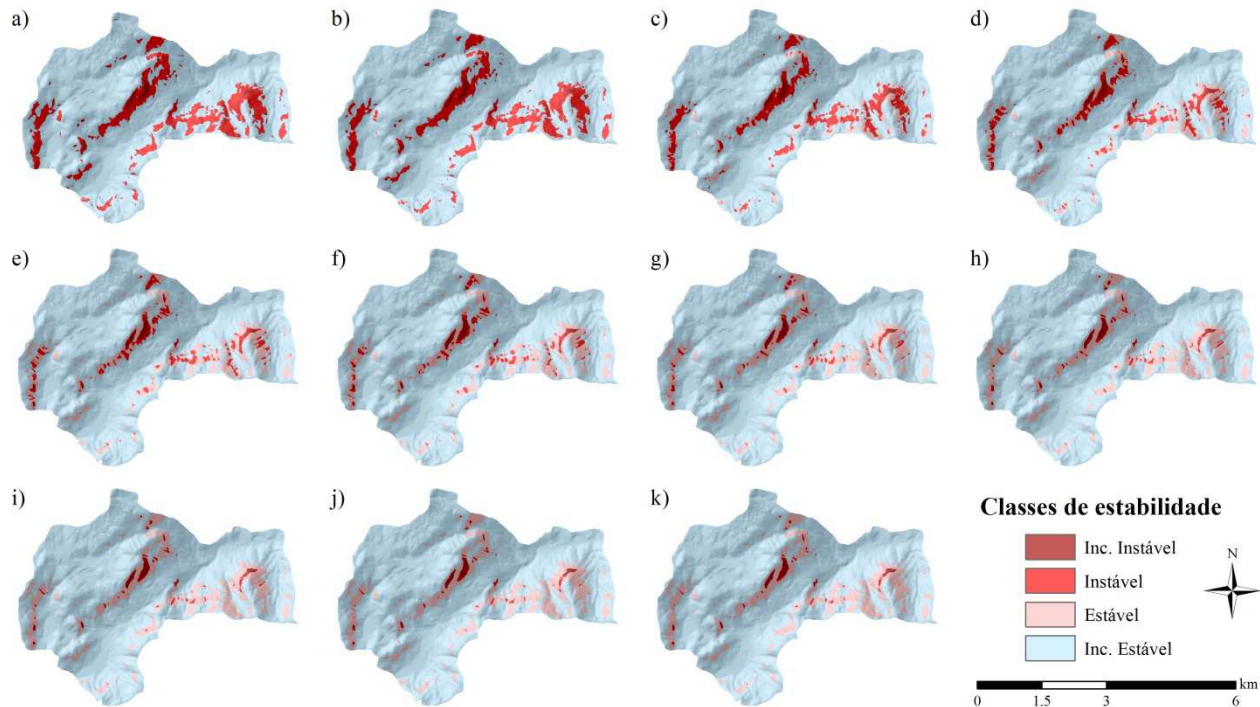


Figura A15 – Mudança nas classes de estabilidade devido à variação de  $T(z = 1 \text{ m})$ . a)  $\Delta T = -90\%$ ; b)  $-80\%$ ; c)  $-60\%$ ; d)  $-40\%$ ; e)  $-20\%$ ; f)  $0\%$ ; g)  $+40\%$ ; h)  $+80\%$ ; i)  $+120\%$ ; j)  $+160\%$ ; k)  $+200\%$

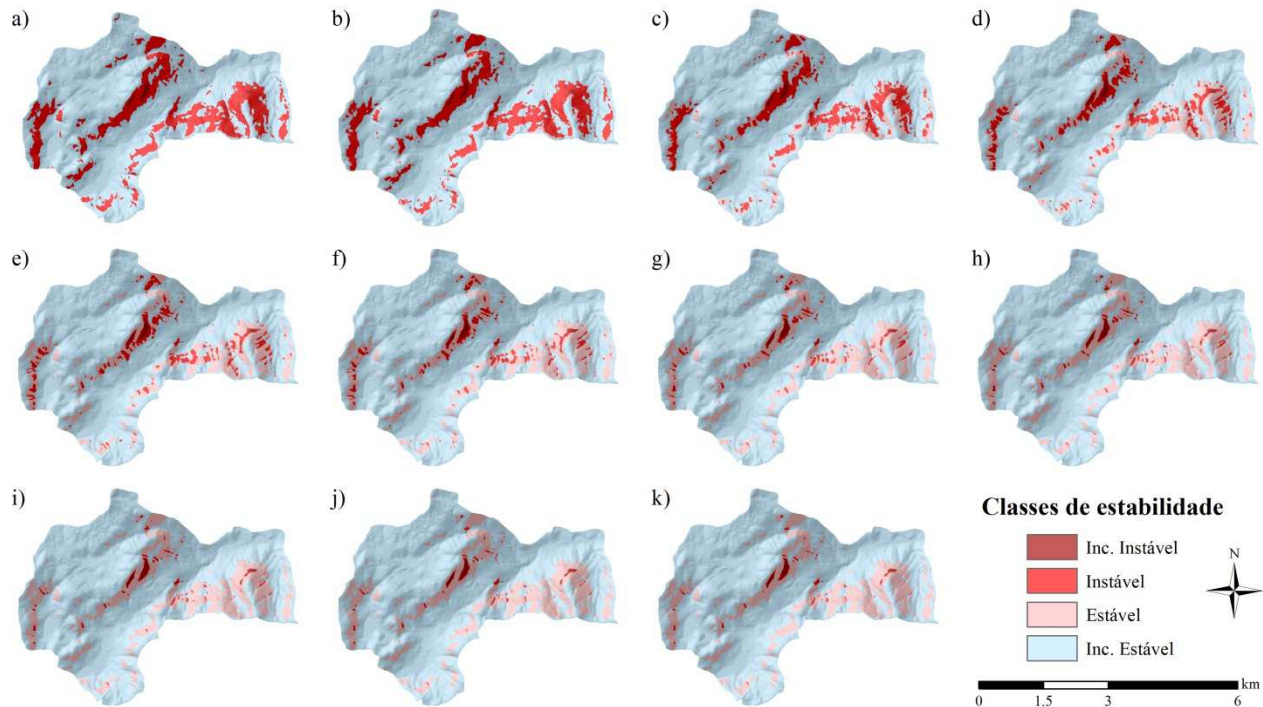


Figura A16 – Mudança nas classes de estabilidade devido à variação de  $T$  ( $z = 2$  m). a)  $\Delta T = -90\%$ ; b)  $-80\%$ ; c)  $-60\%$ ; d)  $-40\%$ ; e)  $-20\%$ ; f)  $0\%$ ; g)  $+40\%$ ; h)  $+80\%$ ; i)  $+120\%$ ; j)  $+160\%$ ; k)  $+200\%$

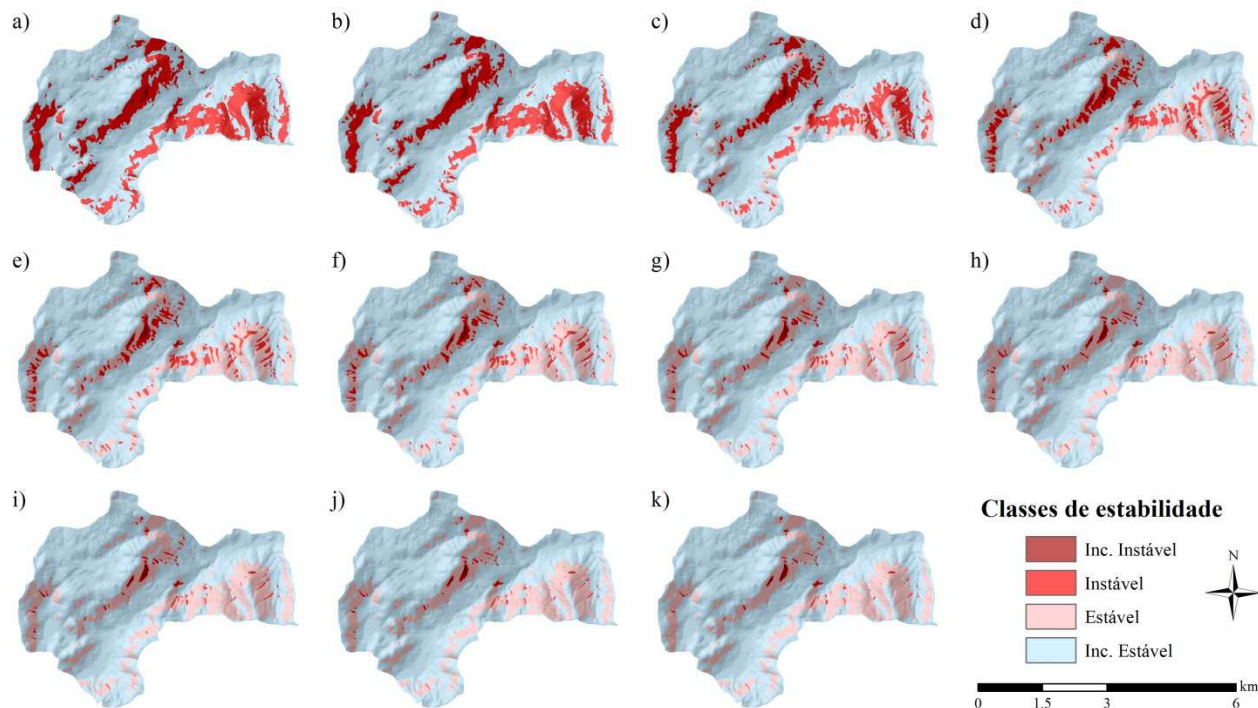


Figura A17 – Mudança nas classes de estabilidade devido à variação de  $T$  ( $z = 5$  m). a)  $\Delta T = -90\%$ ; b)  $-80\%$ ; c)  $-60\%$ ; d)  $-40\%$ ; e)  $-20\%$ ; f)  $0\%$ ; g)  $+40\%$ ; h)  $+80\%$ ; i)  $+120\%$ ; j)  $+160\%$ ; k)  $+200\%$

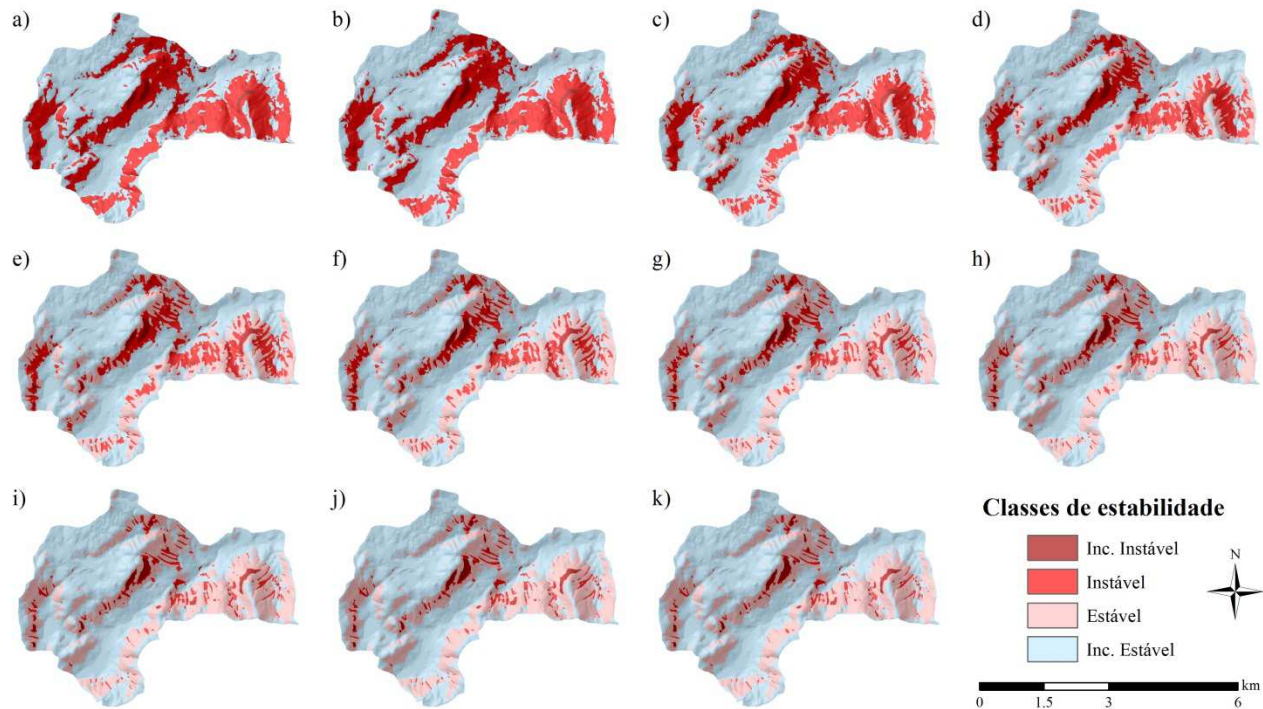


Figura A18 – Mudança nas classes de estabilidade devido à variação de  $T$  ( $z = 10$  m). a)  $\Delta T = -90\%$ ; b)  $-80\%$ ; c)  $-60\%$ ; d)  $-40\%$ ; e)  $-20\%$ ; f)  $0\%$ ; g)  $+40\%$ ; h)  $+80\%$ ; i)  $+120\%$ ; j)  $+160\%$ ; k)  $+200\%$



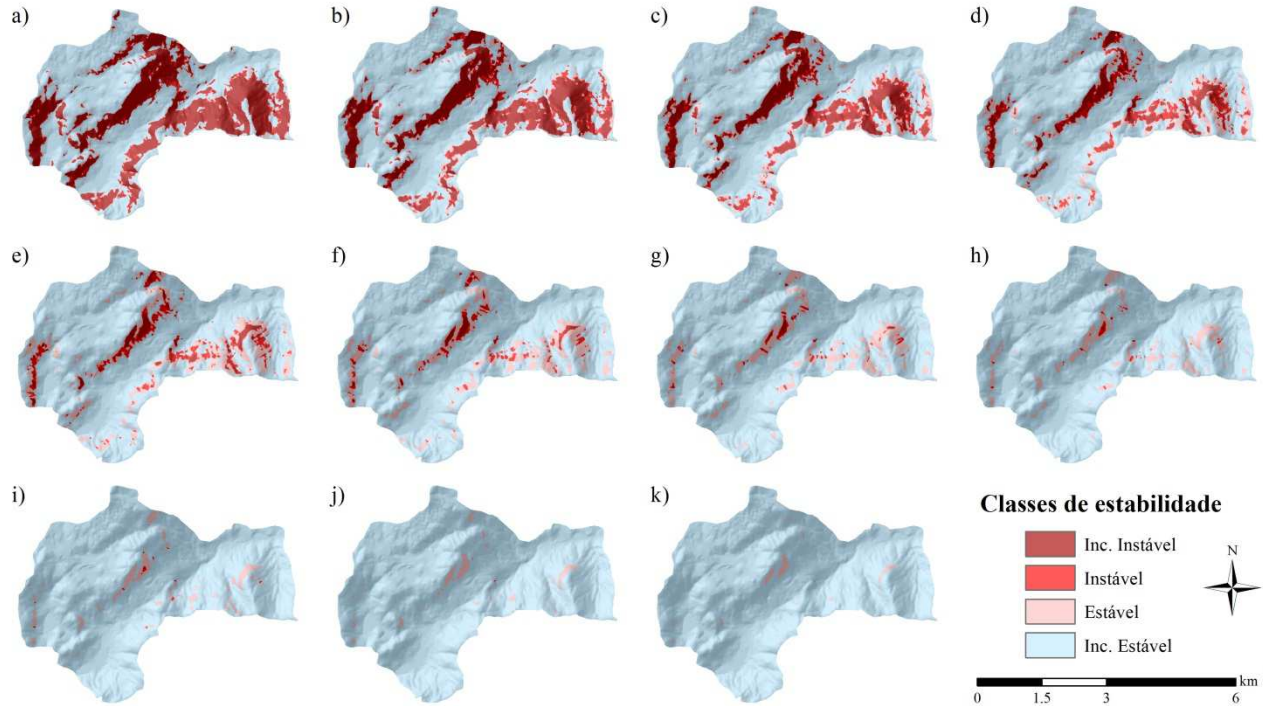


Figura A19 – Mudança nas classes de estabilidade devido à variação de  $\phi$  ( $z = 10$  m). a)  $\Delta \phi = -70\%$ ; b)  $-56\%$ ; c)  $-42\%$ ; d)  $-28\%$ ; e)  $-14\%$ ; f)  $0\%$ ; g)  $+14\%$ ; h)  $+28\%$ ; i)  $+42\%$ ; j)  $+56\%$ ; k)  $+70\%$

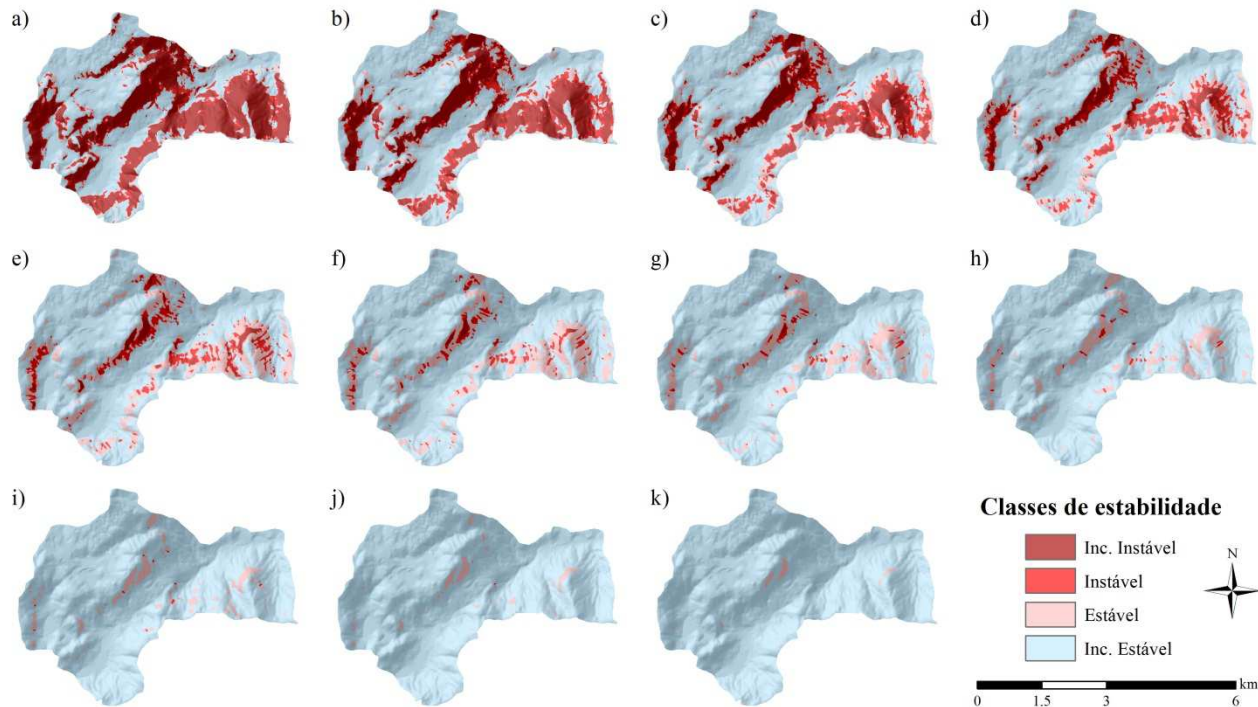


Figura A20 – Mudança nas classes de estabilidade devido à variação de  $\phi$  ( $z = 10$  m). a)  $\Delta\phi = -70\%$ ; b)  $-56\%$ ; c)  $-42\%$ ; d)  $-28\%$ ; e)  $-14\%$ ; f)  $0\%$ ; g)  $+14\%$ ; h)  $+28\%$ ; i)  $+42\%$ ; j)  $+56\%$ ; k)  $+70\%$

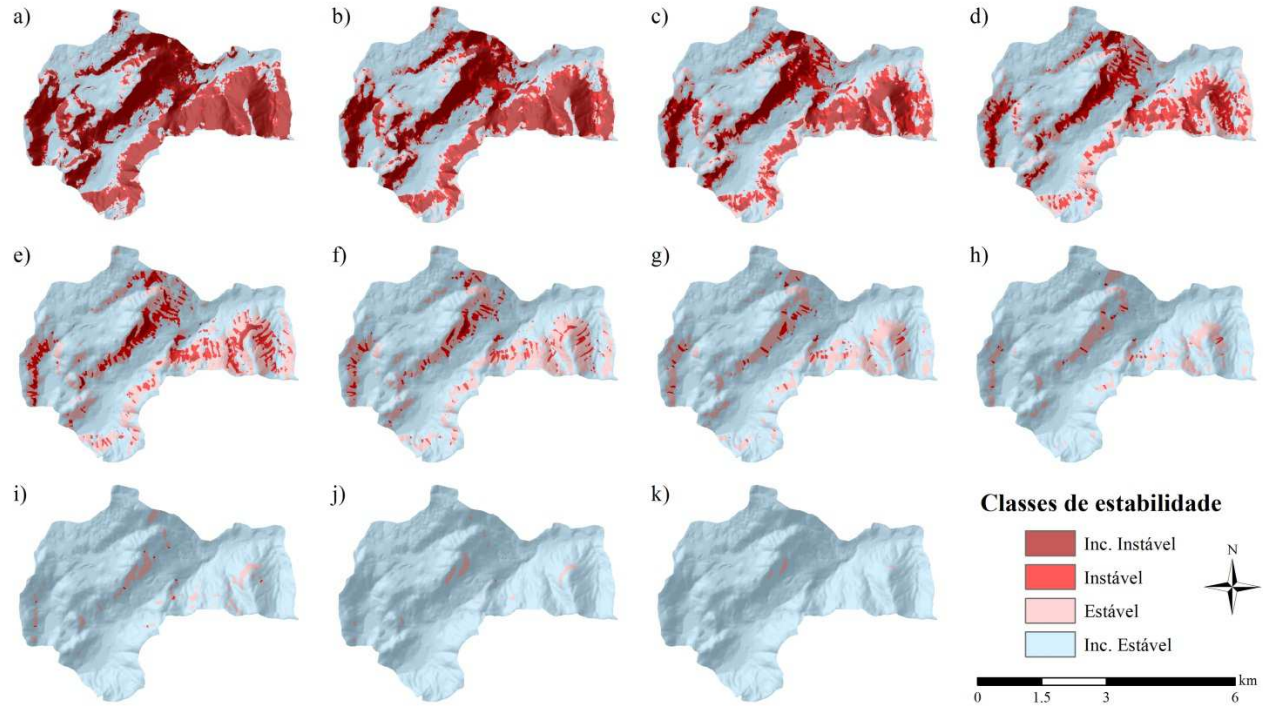


Figura A21 – Mudança nas classes de estabilidade devido à variação de  $\phi$  ( $z = 10$  m). a)  $\Delta\phi = -70\%$ ; b)  $-56\%$ ; c)  $-42\%$ ; d)  $-28\%$ ; e)  $-14\%$ ; f)  $0\%$ ; g)  $+14\%$ ; h)  $+28\%$ ; i)  $+42\%$ ; j)  $+56\%$ ; k)  $+70\%$

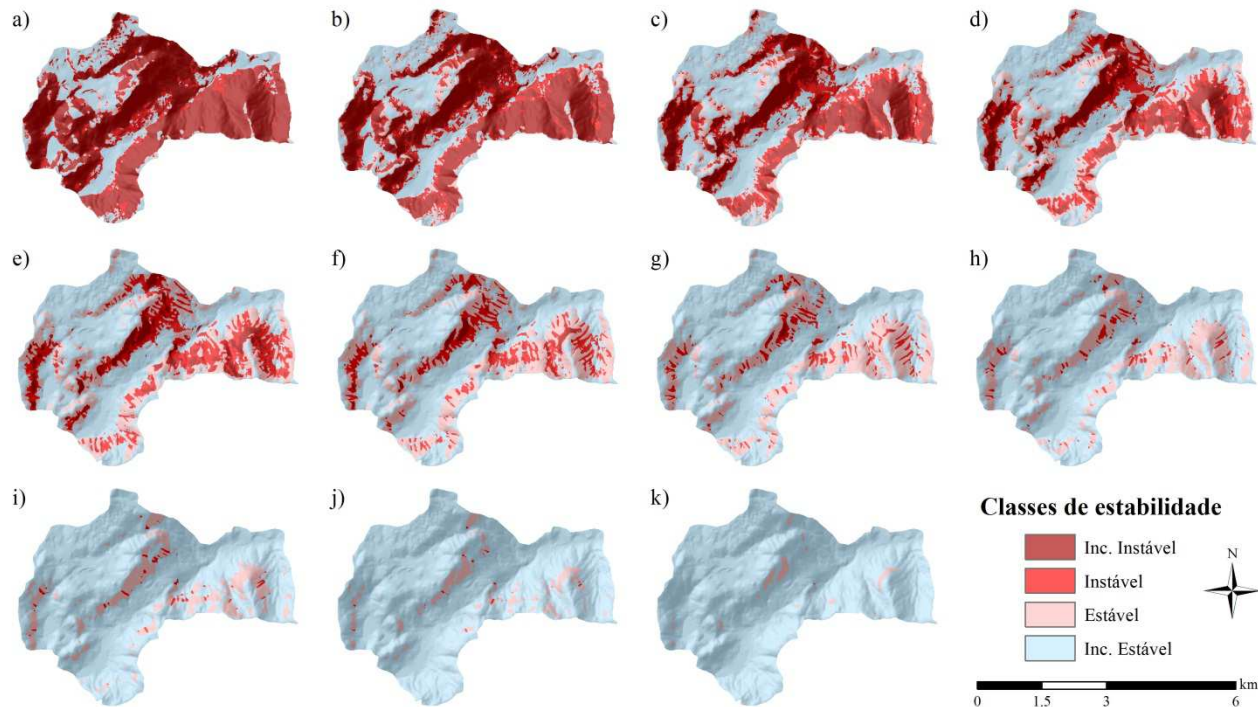


Figura A22 – Mudança nas classes de estabilidade devido à variação de  $\phi$  ( $z = 10$  m). a)  $\Delta\phi = -70\%$ ; b)  $-56\%$ ; c)  $-42\%$ ; d)  $-28\%$ ; e)  $-14\%$ ; f)  $0\%$ ; g)  $+14\%$ ; h)  $+28\%$ ; i)  $+42\%$ ; j)  $+56\%$ ; k)  $+70\%$

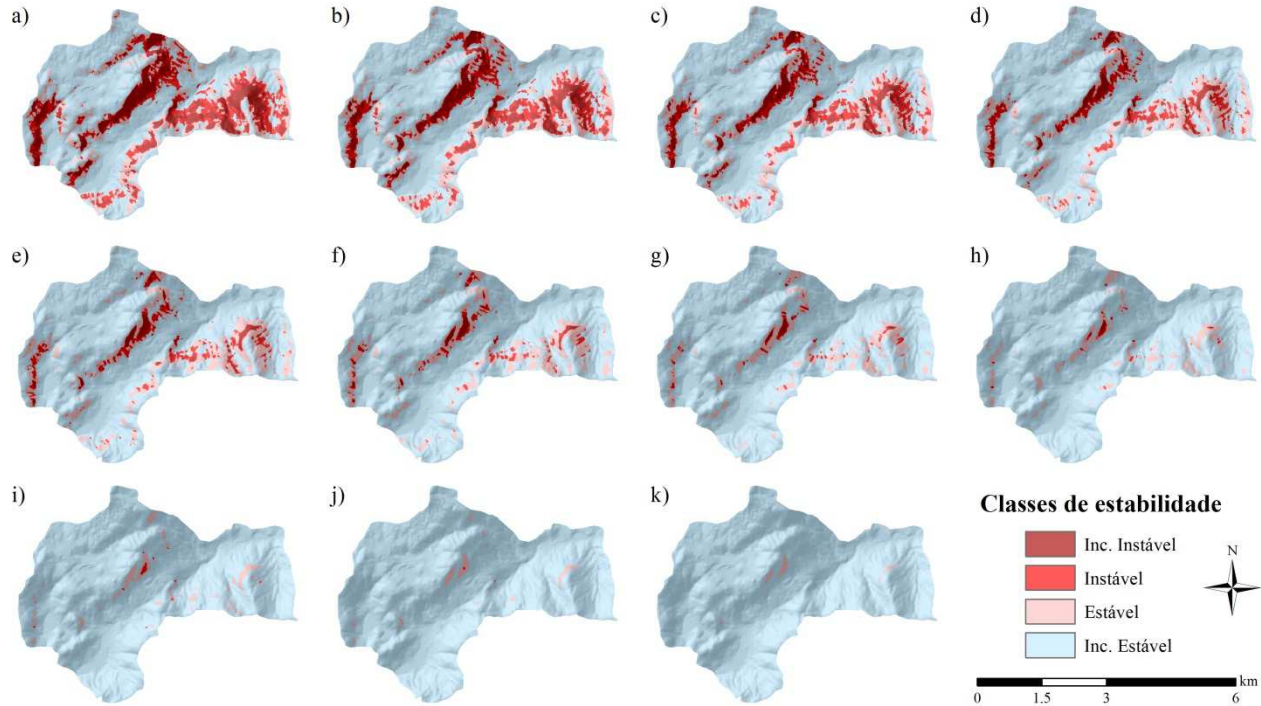


Figura A23 – Mudança nas classes de estabilidade devido à variação de  $c_s$  ( $z = 1$  m). a)  $\Delta c_s = -100\%$ ; b)  $-80\%$ ; c)  $-60\%$ ; d)  $-40\%$ ; e)  $-20\%$ ; f)  $0\%$ ; g)  $+20\%$ ; h)  $+40\%$ ; i)  $+60\%$ ; j)  $+80\%$ ; k)  $+100\%$

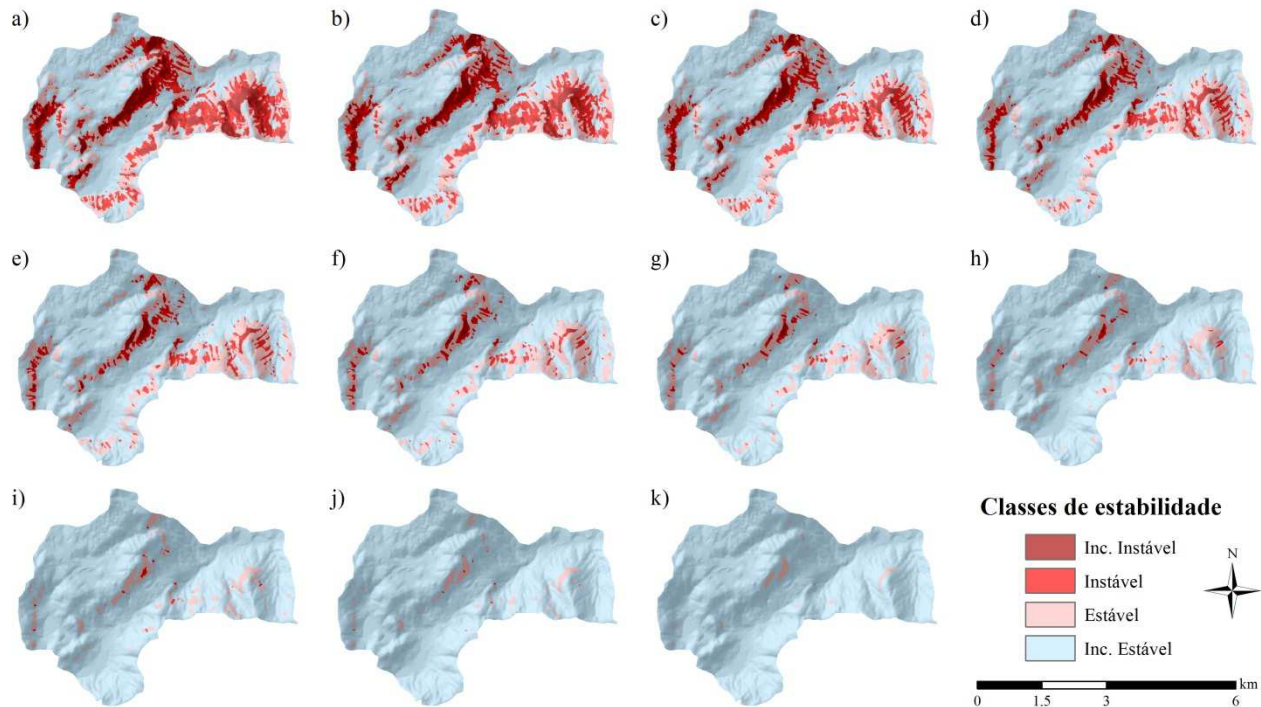


Figura A24 – Mudança nas classes de estabilidade devido à variação de  $c_s$  ( $z = 2$  m). a)  $\Delta c_s = -100\%$ ; b)  $-80\%$ ; c)  $-60\%$ ; d)  $-40\%$ ; e)  $-20\%$ ; f)  $0\%$ ; g)  $+20\%$ ; h)  $+40\%$ ; i)  $+60\%$ ; j)  $+80\%$ ; k)  $+100\%$

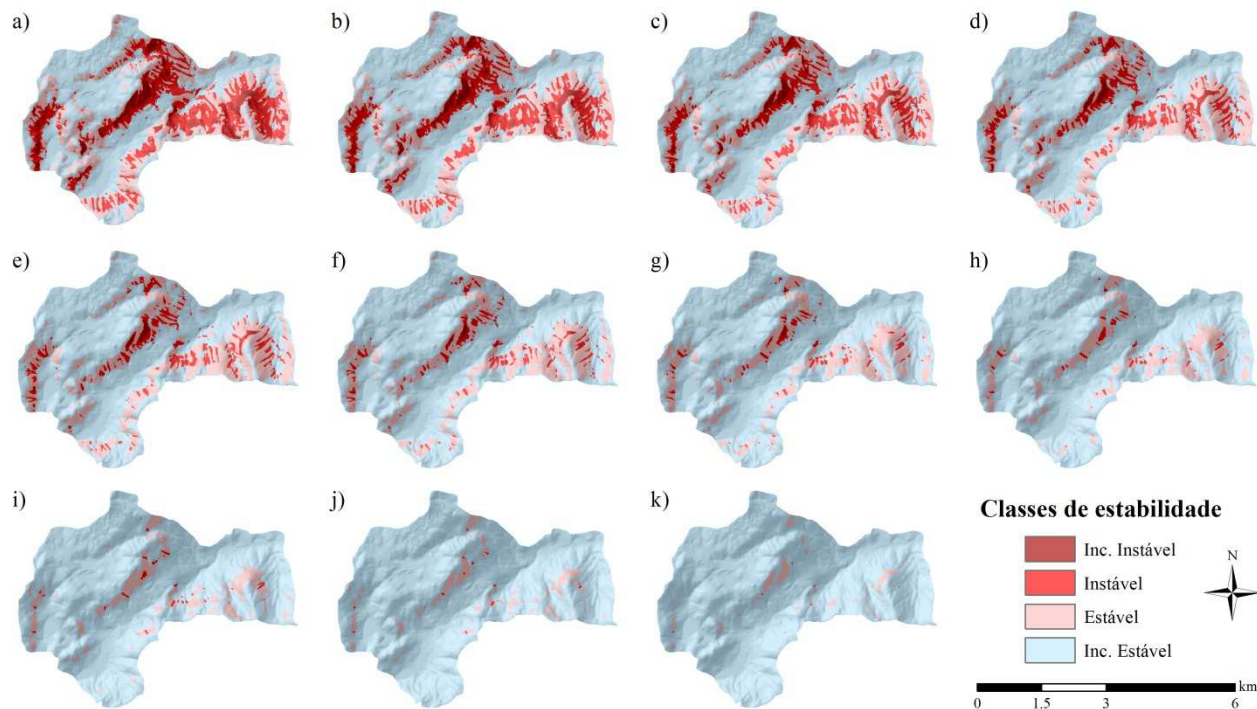


Figura A25 – Mudança nas classes de estabilidade devido à variação de  $c_s$  ( $z = 5$  m). a)  $\Delta c_s = -100\%$ ; b)  $-80\%$ ; c)  $-60\%$ ; d)  $-40\%$ ; e)  $-20\%$ ; f)  $0\%$ ; g)  $+20\%$ ; h)  $+40\%$ ; i)  $+60\%$ ; j)  $+80\%$ ; k)  $+100\%$

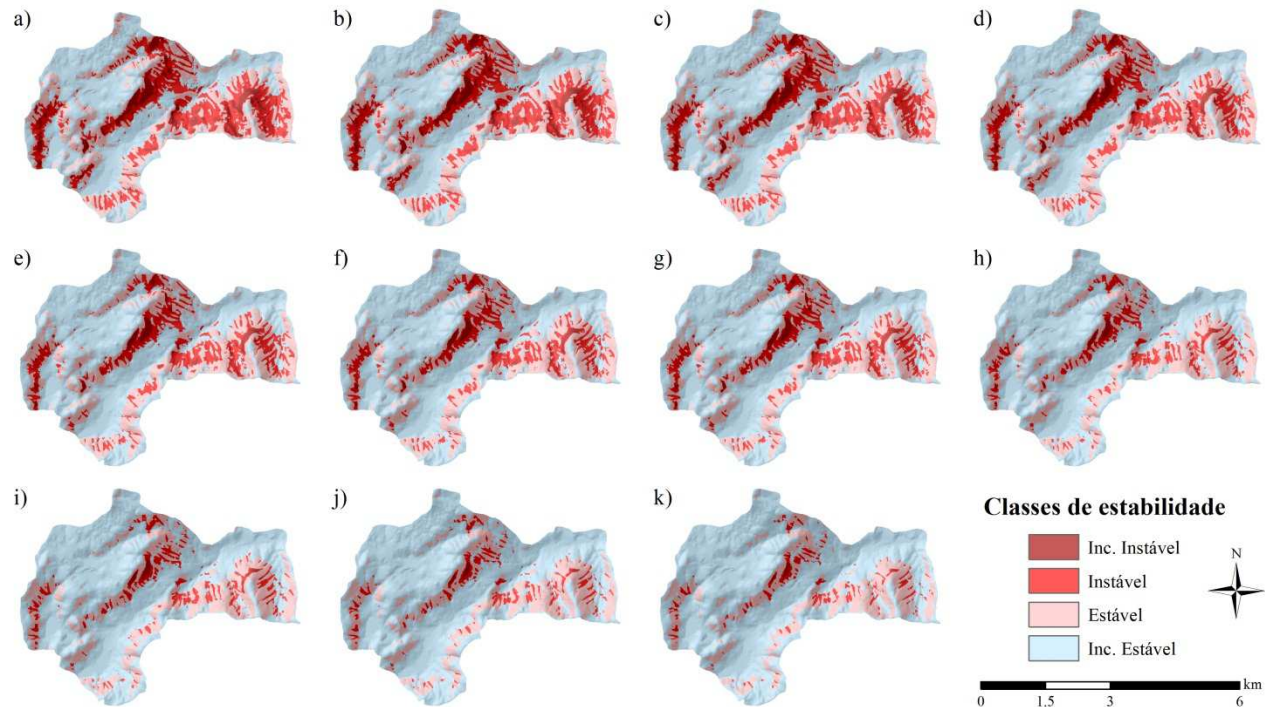


Figura A26 – Mudança nas classes de estabilidade devido à variação de  $c_s$  ( $z = 10$  m). a)  $\Delta c_s = -100\%$ ; b)  $-80\%$ ; c)  $-60\%$ ; d)  $-40\%$ ; e)  $-20\%$ ; f)  $0\%$ ; g)  $+20\%$ ; h)  $+40\%$ ; i)  $+60\%$ ; j)  $+80\%$ ; k)  $+100\%$



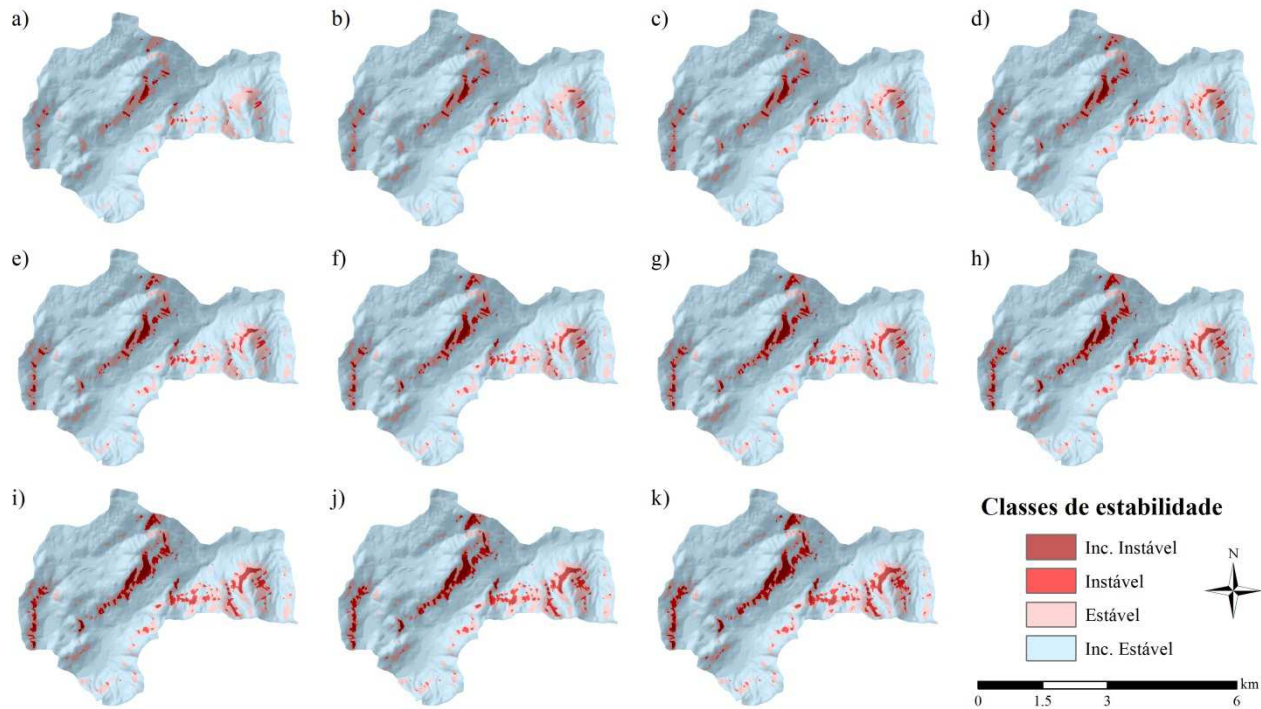


Figura A27 – Mudança nas classes de estabilidade devido à variação de  $\rho_s$  ( $z = 1$  m). a)  $\Delta\rho_s = -20\%$ ; b)  $-16\%$ ; c)  $-12\%$ ; d)  $-8\%$ ; e)  $-4\%$ ; f)  $0\%$ ; g)  $+4\%$ ; h)  $+8\%$ ; i)  $+12\%$ ; j)  $+16\%$ ; k)  $+20\%$

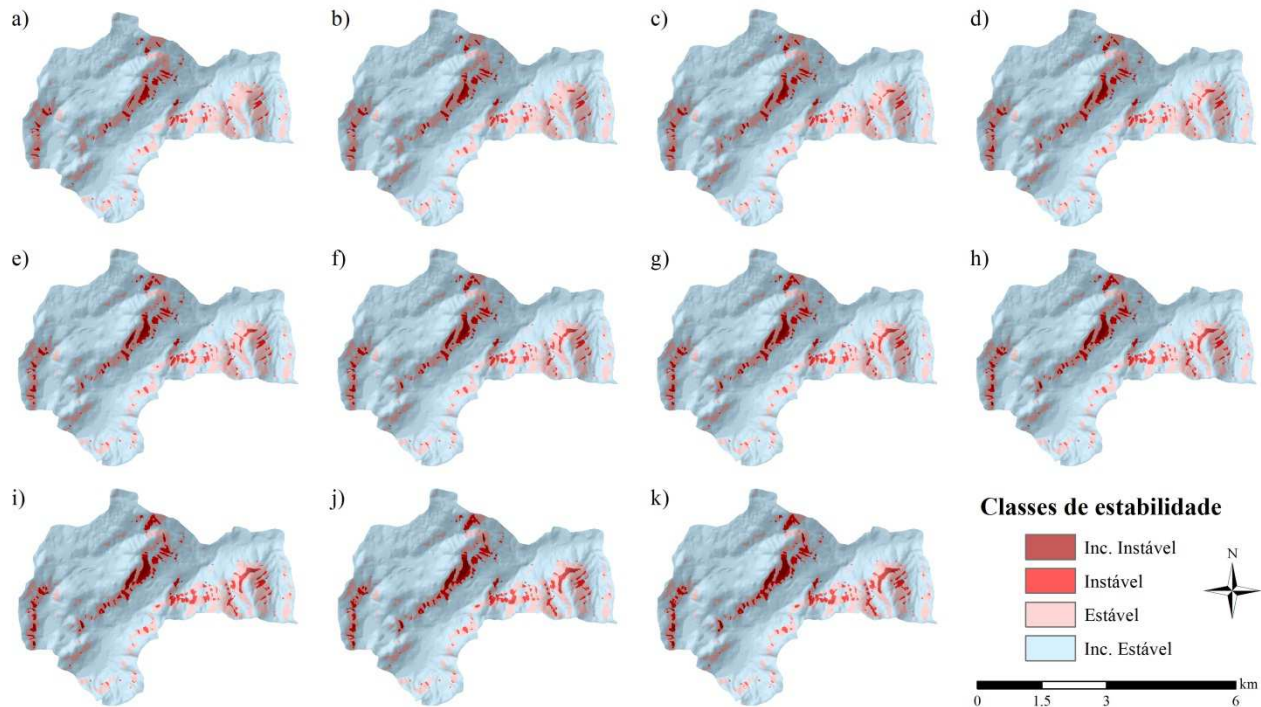


Figura A28 – Mudança nas classes de estabilidade devido à variação de  $\rho$ , ( $z = 2$  m). a)  $\Delta\rho_s = -20\%$ ; b)  $-16\%$ ; c)  $-12\%$ ; d)  $-8\%$ ; e)  $-4\%$ ; f)  $0\%$ ; g)  $+4\%$ ; h)  $+8\%$ ; i)  $+12\%$ ; j)  $+16\%$ ; k)  $+20\%$

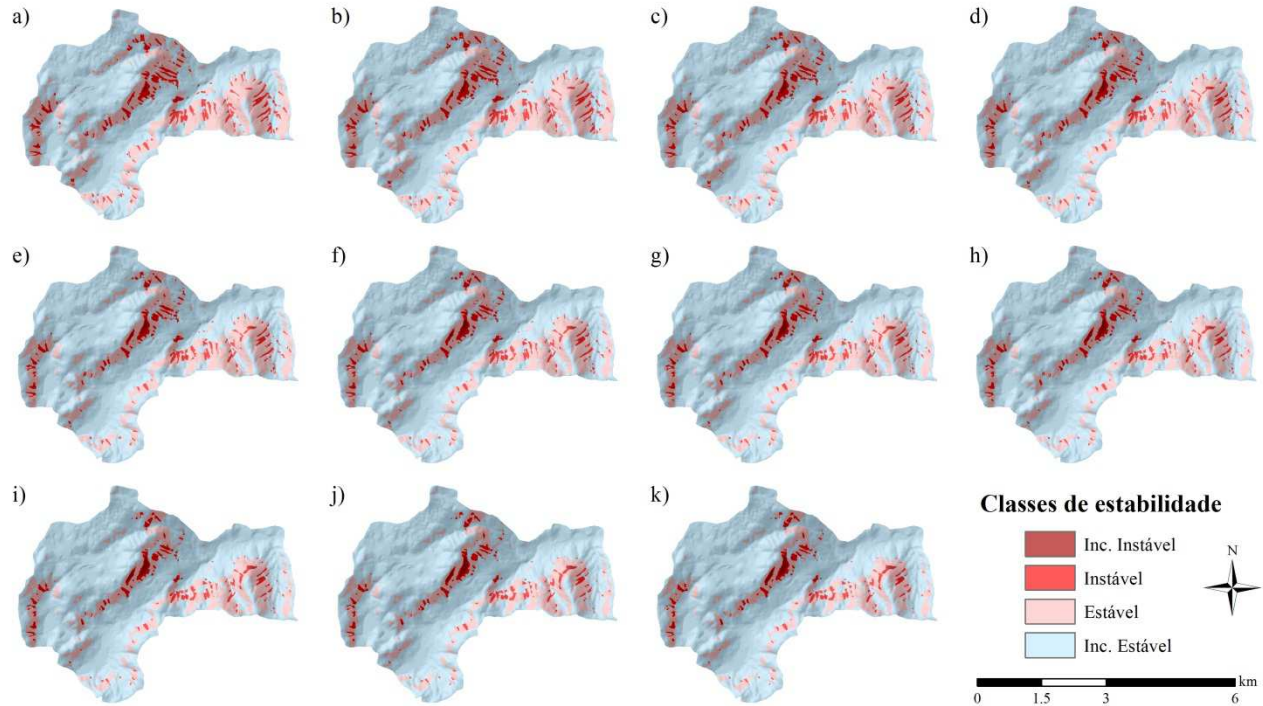


Figura A29 – Mudança nas classes de estabilidade devido à variação de  $\rho$ , ( $z = 5$  m). a)  $\Delta\rho_s = -20\%$ ; b)  $-16\%$ ; c)  $-12\%$ ; d)  $-8\%$ ; e)  $-4\%$ ; f)  $0\%$ ; g)  $+4\%$ ; h)  $+8\%$ ; i)  $+12\%$ ; j)  $+16\%$ ; k)  $+20\%$

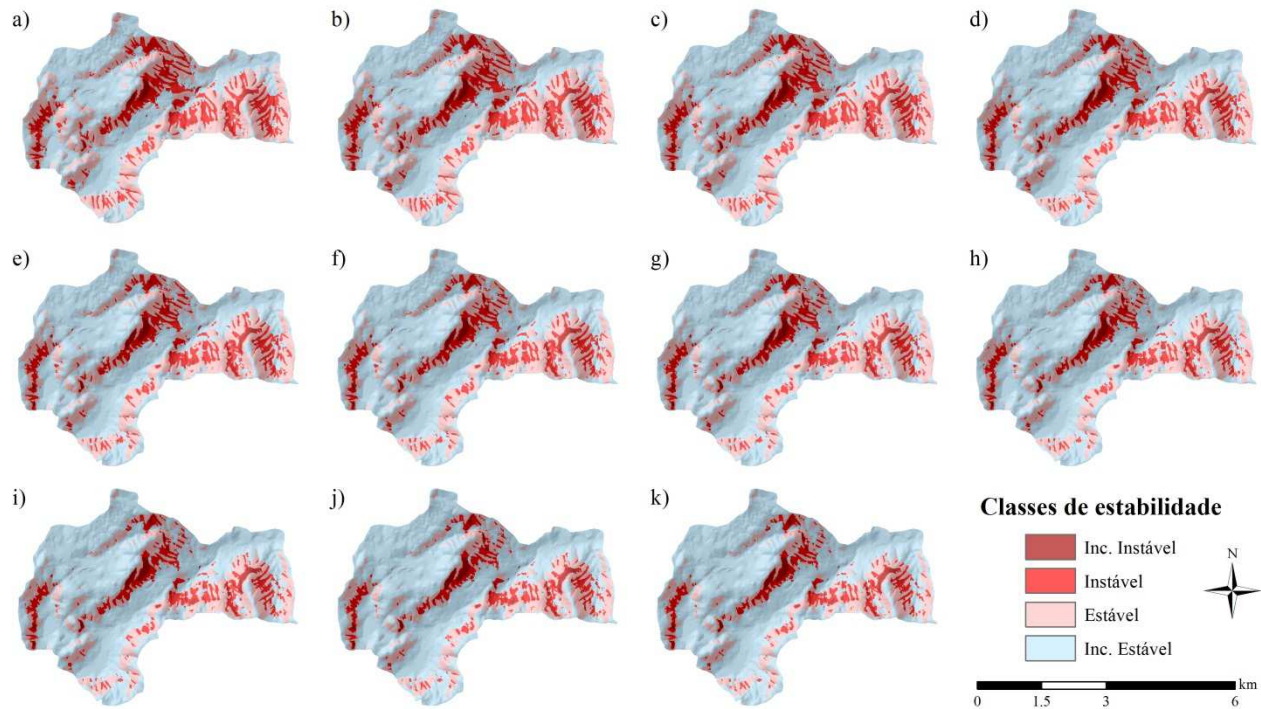


Figura A30 – Mudança nas classes de estabilidade devido à variação de  $\rho_s$  ( $z = 10$  m). a)  $\Delta\rho_s = -20\%$ ; b)  $-16\%$ ; c)  $-12\%$ ; d)  $-8\%$ ; e)  $-4\%$ ; f)  $0\%$ ; g)  $+4\%$ ; h)  $+8\%$ ; i)  $+12\%$ ; j)  $+16\%$ ; k)  $+20\%$

### A.3. Tutorial para aplicação do algoritmo modificado do SHALSTAB

A versão original do modelo SHALSTAB foi desenvolvida para ser aplicada através do software ArcView 3.2. Embora o modelo original seja distribuído espacialmente, sua aplicação em ambiente ArcView permite que seja estabelecido apenas um valor para cada parâmetro de entrada.

O presente trabalho propôs uma nova formulação para este modelo onde as variáveis  $c_r$  e  $S_w$ , referentes à presença da vegetação, foram inseridas. O método para aplicação desta formulação modificada do modelo SHALSTAB é através da ferramenta *raster calculator* presente no software ArcGIS 9.3.

Além da incorporação de novos parâmetros na formulação do modelo, os progressos obtidos com esta metodologia incluem: (i) a possibilidade de utilizar diversos valores para cada parâmetro de entrada, distribuídos conforme sua ocorrência na bacia; e (ii) a praticidade de aplicação do modelo (através do *raster calculator*), já que não faz-se necessário o domínio de linguagem computacional por parte do usuário.

Desta maneira, a seguir é apresentado um tutorial com os passos necessários para aplicação do modelo SHALSTAB modificado através da ferramenta *raster calculator*:

Primeiramente, é necessário que o MDT da bacia, em formato *raster* seja carregado no ArcGIS 9.3. A partir do MDT, serão obtidos os valores de  $\theta$  e  $a/b$  para a bacia.

O cálculo de  $\theta$  pode ser realizado através da ferramenta *Spatial Analyst > Surface Analysis > Slope* (Figura A31).

O cálculo de  $a/b$  pode ser realizado através da ferramenta TauDEM - *Terrain Analysis Using Digital Elevation Models*, desenvolvida pelo grupo de pesquisas hidrológicas da *Utah State University* e disponível para download gratuito pelo site <http://hydrology.usu.edu/taudem>. Através desta ferramenta é possível calcular o valor de  $a/b$  considerando a propagação de fluxo em infinitas direções sobre o terreno (Figura A32).

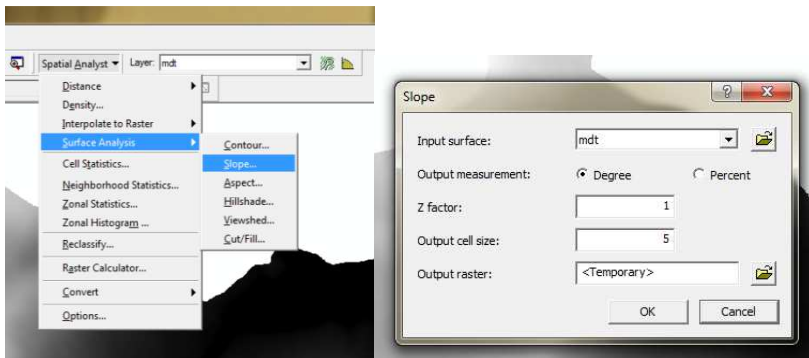


Figura A31– Determinação de  $\theta$

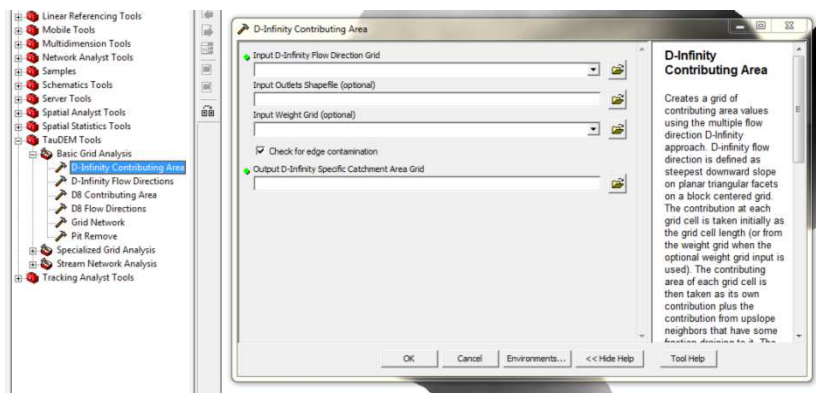


Figura A32 – Determinação de  $a/b$  através do TauDEM

Depois de calculados os parâmetros geomorfológicos necessários para aplicação do modelo, é necessário que se estabeleça o valor dos parâmetros de entrada. Para tal, devem ser elaborados mapas em formato *raster*, com número e localização de pixels rigorosamente igual a do MDT,  $\theta$  e  $a/b$ . Os mapas podem contemplar a distribuição heterogênea dos parâmetros ao longo da extensão da bacia. Os parâmetros a serem definidos são  $\rho_s$ ,  $S_w$ ,  $c_r$ ,  $c_s$ ,  $z$  e  $\phi$ .

Ao final do passo 2, o usuário deve ter nove *layers* carregados no ArcGIS, sendo que o nome de cada *layer* deve seguir a nomenclatura e as unidades estipuladas pela da Tabela A12.

Tabela A12 – Parâmetros, nomenclaturas e unidades

Parâmetro	Nome do <i>Layer</i>	Unidade
MDT	mdt	m
$\theta$	slp	graus
$a/b$	ab	m
$\rho_s$	rs	kg/m <sup>3</sup>
$S_w$	w	Pa
$c_r$	cr	Pa
$c_s$	cs	Pa
$z$	z	m
$\phi$	f	graus

Além disso, os mapas devem ter pixels do tipo *float*.

Caso o usuário opte pela não consideração de algum parâmetro relacionado à vegetação, é necessário que o mapa no formato *raster* criado para tal parâmetro contenha o valor zero para todos os *pixels*.

Por fim, o usuário deve acionar a ferramenta *Spatial Analyst* > *Raster calculator* e, no campo onde se desenvolve o cálculo desejado, utilizar o seguinte código (Figura A33):

```
[tans] = Tan ( ( [slp] * 3.14159265 ) / 180 )
[sins] = Sin ( ( [slp] * 3.14159265 ) / 180 )
[cos] = Cos ( ( [slp] * 3.14159265 ) / 180 )
[cos2s] = ( [cos] * [cos] )
[tanf] = Tan ( ( [f] * 3.14159265 ) / 180 )
[is] = ( ( 1 - ( 1 / ( ( [rs] / 1000 ) + ( [w] / ( 1000 * 9.81 * [z] * [cos] ) ) ) ) ) * [tanf] ) + ( ( [cr] + [cs] ) / ( [rs] * 9.81 * [z] * [cos2s] * ( 1 + ( [w] / ( [rs] * 9.81 * [z] * [cos] ) ) ) ) ) )
[iu] = [tanf] + ( ( [cr] + [cs] ) / ( [rs] * 9.81 * [z] * [cos2s] * ( 1 + ( [w] / ( [rs] * 9.81 * [z] * [cos] ) ) ) ) ) )
[qt] = ( [sins] / [ab] ) * ( ( ( [cr] + [cs] ) / ( 1000 * 9.81 * [cos2s] * [tanf] * [z] ) ) + ( ( 1 - ( [tans] / [tanf] ) ) * ( ( [w] / ( 9.81 * [z] * [cos] * 1000 ) ) + ( [rs] / 1000 ) ) ) ) )
[st] = con ( [tans] < [is], 10, con ( [tans] > [iu], -10, Log10 ( [qt] ) ) )
```

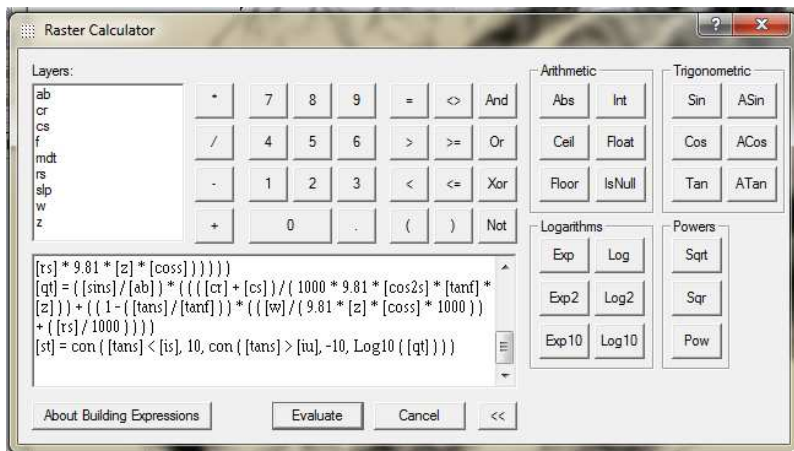


Figura A 33 – Aplicação do SHALSTAB modificado através do *raster calculator*

Após aplicação do algoritmo, são criados inúmeros *rasters* que foram utilizados para realização dos cálculos. O último *raster* criado (chamado “st”) é o resultado final do modelo. Este *raster* mostra o valor de  $q/T$  necessário para que ocorra a instabilidade e pode abranger valores que vão de -10 a +10. Assim, é necessário classificar os valores do mapa para que sejam observadas as classes de estabilidade. A Tabela A13 demonstra como deve ser realizada a reclassificação.

Tabela A 13 – Valores para reclassificação dos resultados do modelo

Amplitude	Classe
-10 - -9,9	Incondicionalmente Instável
-9,899999999 - -3,1	$\log q/T \leq -3,1$
-3,099999999 - -2,8	$-3,1 < \log q/T \leq -2,8$
-2,799999999 - -2,5	$-2,8 < \log q/T \leq -2,5$
-2,499999999 - -2,2	$-2,5 < \log q/T \leq -2,2$
-2,199999999 - 9,9	$\log q/T \geq -2,2$
9,900000001 - 10	Incondicionalmente Estável

As opções de verificação do desempenho do modelo não são contempladas por esta metodologia.