

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

FELIPE COSTA ABREU LOPES

ESPESSURA DO SOLO E FORMA DA VERTENTE COMO CONDIÇÕES DE
CONTORNO NA INSTABILIDADE DE ENCOSTA

CURITIBA

2018

FELIPE COSTA ABREU LOPES

ESPESSURA DO SOLO E FORMA DA VERTENTE COMO CONDIÇÕES DE
CONTORNO NA INSTABILIDADE DE ENCOSTA

Tese apresentada como requisito à
obtenção do título de doutor, Programa de
pós-graduação em Geografia Setor de
Ciências da Terra, Universidade Federal do
Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Irani dos Santos

CURITIBA

2018

DADOS INTERNACIONAIS DE CATALOGAÇÃO NA PUBLICAÇÃO (CIP)
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SISTEMA DE BIBLIOTECAS – BIBLIOTECA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

Lopes, Felipe Costa Abreu

Espessura do solo e forma da vertente como condições de contorno na instabilidade de encosta / Felipe Costa Abreu Lopes. – Curitiba, 2018.

1 recurso on-line : PDF.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Irani dos Santos

1. Movimentos de massa. 2. Solo - Espessura. I. Santos, Irani dos. II. Universidade Federal do Paraná. Programa de Pós-Graduação em Geografia. III. Título.


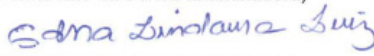
Bibliotecária: Roseny Rivelini Morciani CRB-9/1585

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOGRAFIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da Tese de Doutorado de **FELIPE COSTA ABREU LOPES**, intitulada: **ESPESSURA DO SOLO E FORMA DA VERTENTE COMO CONDIÇÕES DE CONTORNO NA INSTABILIDADE DE ENCOSTA.**, após terem inquirido o aluno e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua Aprovação no rito de defesa.

A outorga do título de Doutor está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

Curitiba, 25 de Setembro de 2018.


IRANI DOS SANTOS(UFPR)
(Presidente da Banca Examinadora)

EDNA LINDAURA LUIZ(UDESC)


LEONARDO JOSÉ CORDEIRO SANTOS(UFPR)


ALBERTO PIO FIORI(UFPR)


MASATO KOBİYAMA(UFRGS)


CLAUDINEI TABORDA DA SILVEIRA(UFPR)

AGRADECIMENTO

Inúmeras pessoas tiveram parte no desenvolvimento dessa pesquisa, mas algumas contribuíram diretamente para a conclusão desse trabalho, por isso merecem ser lembradas:

À Bárbara, minha companheira, que com muita paciência me via sentado em frente ao computador e me escutava pensar alto, dia após dia, durante esses últimos anos.

À minha família, que sempre me apoiou e todo mês me perguntava quando eu iria terminar.

Às longas conversas geográficas com meus colegas de formação Zuri, Augusto e Maurielle.

À ajuda valiosa da minha amiga "Gps" no tratamento dos dados LiDAR.

Às várias vezes que Queops e Paulo me acompanharam nos campos trabalhosos na Serra do Mar.

Ao auxílio e às discussões da amiga Karen, companheira de estudos de movimentos de massa.

Às horas dedicadas, à paciência e às ideias de meu orientador, colega de profissão e amigo, professor Irani.

Aos professores Leonardo e Claudinei do departamento de Geografia da UFPR por conversas importantes e pela participação em minha qualificação.

Aos meus colegas do Laboratório de Hidrogeomorfologia da UFPR.

Ao apoio importantíssimo de meus amigos mais próximos (mesmo distantes milhares de quilômetros).

À CAPES por auxiliar no financiamento dessa pesquisa.

A todos os meus professores que me ajudaram a formar meu olhar geográfico e parte de meu pensamento crítico.

Aos meus alunos.

Muito obrigado

RESUMO

Movimentos de massa são comuns e constantes ao redor do planeta e todo ano notícias sobre ocorrências, danos materiais e vítimas desses fenômenos são veiculadas. Entre os principais motivos para a deflagração de movimentos de massa, estão influências naturais, a exemplo de grandes quantidades de precipitação e características geomorfológicas. A declividade é a característica geomorfológica que apresenta maior destaque, tanto na literatura quanto nas equações de Fator de Segurança (FS) presentes em modelos de instabilidade de encosta, porém outros fatores ambientais influenciam na configuração dos movimentos de massa, mas devido à complexidade de seu arranjo e incertezas na sua distribuição espacial, muitos deles não são utilizados para a delimitação desse fenômeno, portanto o objetivo desse trabalho foi investigar os efeitos da espessura do solo e da forma da vertente como condições de contorno de escorregamentos translacionais. O estudo foi realizado na bacia do Gigante com 1,65 km², afluente do rio Jacareí, localizado no município de Antonina - PR. Dados de espessura do solo foram obtidos em campo, por comparação entre levantamento LIDAR e a carta topográfica da área de estudo e por simulações com o software CLASS-SA. A comparação entre as 3 bases de dados permitiu o uso do software CLASS-SA para a espacialização da espessura do solo na área de estudo. As formas da vertente foram representadas a partir das rupturas de relevo e das áreas de concentração e colúvio, interpretadas a partir da declividade e dos planos e perfis de curvatura calculados com o uso do software Saga. A espessura do solo e a forma da vertente delimitaram a condição de contorno das áreas instáveis, que foram validadas pelo inventário de cicatrizes da área. Para mostrar a eficiência do método, foi feita uma simulação de instabilidade usando-se o modelo SHALSTAB, amplamente usado na literatura e que possui o parâmetro declividade com peso dominante e ambos os resultados foram verificados em uma matriz de confusão. A utilização das formas de vertente e da espessura do solo como condição de contorno de áreas de instabilidade, resultou em 72% de eficiência na indicação de áreas instáveis quando comparadas ao inventário de cicatrizes, enquanto a simulação realizada com o SHALSTAB obteve 61%. Os resultados indicam que a espessura do solo e a forma da vertente usados em conjunto com a variável declividade diminuem a superestimação de áreas de instabilidade obtidas por modelagem, podendo melhorar a previsibilidade das simulações e evidenciando o potencial de sua utilização para futuros estudos da instabilidade de encosta.

Palavras-chave: Movimentos de massa; Forma da vertente; Espessura do solo.

ABSTRACT

Mass movements are common and constant around the planet and every year news about their occurrences, their material damages and about the victims of these phenomena are conveyed. There are numerous natural forces that can trigger these movements, such as earthquakes, large snowstorms, and large precipitation events. These forces, together with the geomorphological characteristics, result in the loss of the natural balance of the slopes, giving rise to instability areas in the landscape. In Brazil the main force that acts in the outbreak of mass movements is the great volume of precipitation, which occur every year during the summer in large parts of the territory. Relief units that have high altitude and steep slopes configuration constantly present mass movements triggered by heavy rains. Among the geomorphological characteristics that favor instability, the slope is the one that is most prominent, both in the literature and in the Safety Factor (FS) equations present in slope instability models, but other environmental parameters also have influence on the configuration of mass movements, but due to their complexity and uncertainties in their spatial distribution, many of them are not used to delimit this phenomenon. The objective of this work is to demonstrate how other parameters, besides slope, have great relevance in the slope stability and for this, the role of the spatialized soil thickness and the shape of the slope were investigated. Soil thickness data was obtained *in loco* and through geoprocessing and then were spatialized with the use of a model for the area called Gigante basin, a subbasin of the Jacareí river with 1,65 km², located in the Serra do Mar, Paraná, southern Brazil. The forms of the slope were interpreted from the planes and profiles curvature of the area. To demonstrate the weight of these parameters, their individual results on mapping instability areas were compared with a mass movement scars map and the SHALSTAB stability model. In addition to the individual analysis, soil thickness, slope shape and slope were combined to map relief ruptures and colluvium ramps regions, to use them as a new tool to delimit areas of instability. The results showed that when relief ruptures and colluvium ramps are used to delimit areas prone to instability, a significant improvement in the efficiency and delimitation of these areas is obtained in relation to the simulation performed on a physical basis model. In addition, this work proposes that slope should be interpreted as an explanatory and not determinant factor in studies about mass movements.

Keywords: Mass movements. Slope curvature. Soil thickness.

RIASSUNTO

I movimenti franosi sono comuni e costanti in tutto il pianeta e ogni anno vengono trasmesse notizie sui loro eventi, danni materiali e sulle vittime di questi fenomeni. Ci sono numerose cause che possono innescare questi movimenti, come azioni sismiche, grandi tempeste di neve, uso del suolo e grandi eventi di precipitazione. Queste forze, combinate con caratteristiche geomorfologiche provocano la perdita del equilibrio naturale del pendio, dando origine alle zone di instabilità nel paesaggio. In Brasile la forza principale che agisce nello scoppio dei movimenti di frana è il grande volume di precipitazioni, che si ripete ogni anno durante l'estate in vaste aree del territorio. Le topografie che hanno una configurazione con grandi altitudini e pendii ripidi costantemente subiscono movimenti franosi innescati da forti piogge. Tra le caratteristiche geomorfologiche che favoriscono l'instabilità, la pendenza è quella con maggiore enfasi, sia nella letteratura o nelle equazioni fattore di sicurezza (FS) presenti nei modelli di instabilità, tuttavia altri parametri ambientali influenzano la regolazione dei movimenti franosi ma a causa della sua complessità e delle incertezze nella loro distribuzione spaziale, molti di questi non sono usati per delimitare questo fenomeno. Lo scopo di questo studio è dimostrare come altri dati in aggiunta alla pendenza, hanno grande rilevanza nella stabilità di un pendio e per questo, l'influenza dello spessore del suolo spazializzato nel paesaggio e la forma del pendio sono stati studiati. Dati di spessore del suolo ottenuti *in loco* e attraverso geoprocessing sono state spazializzati usando un modello per il bacino del Gigante, un sub-bacino del fiume Jacarei con 1,65 km², situato nella Serra do Mar, Paraná, Brasile meridionale e le forme del pendio sono stati interpretati da dei piani e dei profili di curva dell'area. Per dimostrare il peso di questi parametri, i loro risultati individuali sono stati confrontati con un mappa di cicatrici franosi e con il modello SHALSTAB. Oltre all'analisi individuale, lo spessore del suolo, la forma del pendio e la pendenza sono stati combinati per mappare le *relief ruptures* (rottura del pendio) e le rampe di colluvio, per poter essere utilizzato per delimitare aree di suscettibilità franosi. I risultati hanno mostrato che quando le rotture del pendio e le rampe di colluvio sono utilizzati per delimitare aree soggette a instabilità, si ottiene un significativo miglioramento dell'efficienza e della delimitazione delle zone franosi in relazione alla simulazione eseguita basata su un modello fisico. Inoltre, questo studio propone che la pendenza sia interpretata come un fattore esplicativo e non determinante negli studi dei movimenti franosi.

Parole Chiave: Movimenti franosi. Curva del pendio. Spessore del suolo.

LISTA DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 1 – Esquema de fluxo de água em diferentes tipos de vertente. As setas contínuas representam o fluxo de água no perfil de curvatura e as setas pontilhadas representam o fluxo de água no plano de curvatura. | 22 |
| Figura 2 – ilustração demonstrando a exfiltração da água em área de contato entre curvaturas côncavas e convexas. A área de exfiltração (em vermelho) representa a região que vai sofrer mais erosão e com maior instabilidade. A linha pontilha representa o plano de falha | 23 |
| Figura 7– Esquema mostrando a distribuição de solos em uma vertente de bacia de zero ordem. Adaptado de Tsukamoto e Minematsu (1987)..... | 25 |
| Figura 8 – Relação entre perfil de curvatura da vertente e ocorrência de deslizamentos. Adaptado de Tsukamoto e Minematsu (1987 | 26 |
| Figura 8 – Índice topográfico distribuído no terreno. Percebe-se a acumulação do fluxo, representado em azul, na convergência das vertentes e no fundo do vale principal. Fonte: http://galileu.iph.ufrgs.br | 32 |
| Figura 9 – Representação do índice geomorfológico. Retirado de Santos et al (2005 | 33 |
| Quadro – 1: modelos de estabilidade fisicamente baseados Modificado de Safaei et al, 2011 | 37 |
| Figura 11 – Localização da bacia do Gigante no litoral paranaense. Destaque na figura para as cicatrizes dos escorregamentos ocorridos na bacia em março de 2011. | 41 |
| Figura 12 – Declividade na bacia do Gigante | 42 |
| Figura 13 – Gráfico de médias pluviométricas de 1986 a 2016 | 43 |
| Figura 14 – Geologia para a bacia do Jacareí com destaque para a bacia do gigante. Modificado de Silveira et al (2013)..... | 44 |
| Figura 16 – Formação de vegetação pioneira nas cicatrizes de escorregamentos na bacia do Gigante. Data das imagens: 16/09/2012, 27/10/2014 e 08/12/2015. Fonte: Google..... | 45 |
| Figura 17 – MDT da bacia do Jacareí (canto superior esquerdo), MDT da bacia do Gigante (canto superior direito) e, em destaque, representação em perspectiva da bacia do Gigante. | 47 |
| Figura 18 – Faixas de pontos LiDAR na bacia do Jacareí (quadro menor) e na bacia do Gigante (quadro maior). | 50 |
| Figura 19 – Função dos pesos para as zonas de transição. $ITw + MrVBF = 1$. Fonte: Adaptado de McKenzie et al (2003)..... | 54 |
| Figura 20 – Relação linear entre índice topográfico e espessura do solo em uma vertente. A linha pontilhada representa solos mais expostos em uma vertente que sofre ação direta de | |

| | |
|---|----|
| chuvas e a linha sólida representa solos mais estáveis em uma vertente protegida pela vegetação. Fonte McKenzie et al (2003)..... | 55 |
| Figura 21 – Representação do plano e perfil de curvatura. Fonte da imagem: Google | 57 |
| Figura 22 – Plano de curvatura para a bacia do Gigante | 57 |
| Figura 23 – Perfil de curvatura da bacia do Gigante. | 57 |
| Figura 25 – Fluxograma esquemático para a delimitação das áreas de colúvio e de rupturas de vertente..... | 62 |
| Tabela 9 – Intervalos dos parâmetros e variáveis utilizados para a análise de sensibilidade. ... | 65 |
| Figura 26 – resumo dos parâmetros naturais que têm influência sobre a estabilidade de uma vertente..... | 68 |
| Figura 22 – Espacialização da espessura do solo para as cicatrizes dos movimentos de massa, áreas de transporte e deposição na bacia do Gigante..... | 69 |
| Figura 23 – Comparação entre os pontos de espessura medidos em campo e seus respectivos valores na espacialização com base nos dados LiDAR e da carta topográfica..... | 70 |
| A comparação visual com base na linha de 1:1 mostra a relação entre os pontos medidos em campo e os indicados pelo cálculo da espessura do solo com os pontos LiDAR. Pode-se perceber uma concentração maior de pontos abaixo da linha, indicando uma tendência dos dados obtidos pelo LiDAR em subestimar os valores de espessura do solo. No entanto, para estes pontos avaliados a média das diferenças são, no máximo, 10,2%, número bastante promissor para este tipo de informação..... | 70 |
| Figura 24 – distribuição espacializada do solo a partir da simulação do modelo CLASS-SA..... | 71 |
| Figura 26 – Comparação entre os dados medidos em campo com os dados obtidos da simulação com o software CLASS-SA (a), relação entre a espessura obtida pelo levantamento LiDAR e a simulação com o software CLASS-AS (b), comparação entre as espessuras obtidas em campo, espessuras a partir dos dados LiDAR e da simulação com o software CLASS-SA..... | 72 |
| Figura 27 – Comparação entre a espessura do solo espacializada para a bacia do Gigante inteira (cinza) e para as áreas de movimentação de massa (azul)..... | 74 |
| Figura 28 – Relação entre a declividade do terreno e espessura do solo para toda a bacia do Gigante (cinza) e para as áreas de cicatrizes (azul). As linhas amarelas pontilhadas representam o segundo desvio padrão da declividade das áreas de cicatrizes. As linhas pontilhadas laranjas representam o segundo desvio padrão para a espessura do solo e a linha preta pontilhada representa a linha de tendência da espessura do solo..... | 75 |
| Figura 29 – Divisão de cores representando a estabilidade do solo em uma vertente de acordo com a variação de sua espessura para a mesma declividade. Onde h representa a espessura do solo..... | 78 |

| | |
|--|----|
| Figura 30 – Evolução da instabilidade (cor vermelha) por influência de um evento de precipitação em uma vertente hipotética com distribuição da espessura do solo. Onde h representa a espessura do solo. | 79 |
| Figura 31 – Esquema ilustrando a espessura do solo como condição de contorno na ocorrência de movimentos de massa. | 80 |
| Figura 32 – Plano de curvatura côncavo e cicatrizes de movimentos de massa | 81 |
| Figura 33 – Relação entre a concentração dos pixels de plano de curvatura para a bacia do Gigante e para os movimentos de massa. | 82 |
| Figura 34 – Perfis de curvatura e cicatrizes de movimentos de massa. | 84 |
| | 85 |
| Figura 36 – Representação das áreas com concentração de colúvio e rupturas de relevo | 87 |
| Figura 38 – Espessura do solo e perfis de curvatura das vertentes. . Plano de curvatura côncavo (A) e plano de curvatura convexo (B). | 89 |
| Figura 39 – relação entre plano de curvatura e espessura do solo. | 91 |
| Figura 40 – Relação entre perfil de curvatura e espessura do solo. | 91 |
| Figura 41 – Simulação do modelo SHALSTAB para a bacia do Gigante e sua respectiva eficiência. | 93 |
| Tabela 16 – Eficiência para a simulação do modelo SHALSTAB | 93 |
| Figura 43 – Relação entre o plano de curvatura e a declividade. | 97 |
| Figura 44 – Delimitação das áreas com base nas rupturas de relevo, concentração de colúvio e intervalo de espessura do solo. | 99 |

SUMÁRIO

| | |
|--|-----|
| 1 INTRODUÇÃO | 12 |
| 2 OBJETIVOS | 14 |
| 2.1 – OBJETIVO GERAL..... | 14 |
| 2.2 – OBJETIVOS ESPECÍFICOS | 14 |
| 3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA | 15 |
| 3.1 INFLUÊNCIAS NATURAIS NA OCORRÊNCIA DE MOVIMENTOS DE MASSA..... | 15 |
| 3.2 ESPESSURA DO SOLO E MOVIMENTOS DE MASSA | 26 |
| 3.3 MODELO DE ESPACIALIZAÇÃO DA ESPESSURA DO SOLO - CLASS-SA | 31 |
| 3.4 MODELOS DE ESTABILIDADE DE ENCOSTA..... | 35 |
| 3.5 ANÁLISE DE SENSIBILIDADE | 38 |
| 4. MATERIAIS E MÉTODOS..... | 41 |
| 4.1 ÁREA DE ESTUDO..... | 41 |
| 4.2 DADOS TOPOGRÁFICOS..... | 46 |
| 4.3 DETERMINAÇÃO DA ESPESSURA DO SOLO | 48 |
| 4.4 ESPACIALIZAÇÃO DA ESPESSURA DO SOLO..... | 51 |
| 4.5 DETERMINAÇÃO DA FORMA DA VERTENTE | 56 |
| 4.6 IDENTIFICAÇÃO DAS RUPTURAS DE RELEVO | 60 |
| 4.7 APLICAÇÃO SHALSTAB | 62 |
| 4.8 SENSIBILIDADE DOS PARÂMETROS E VARIÁVEIS DO MODELO..... | 64 |
| 5 RESULTADOS | 68 |
| 5.1 VARIÁVEIS AMBIENTAIS RELEVANTES AOS ESCORREGAMENTOS | 68 |
| 5.2 ESPESSURA DO SOLO E MOVIMENTOS DE MASSA | 69 |
| 5.3 RELAÇÃO ENTRE FORMA DA VERTENTE E MOVIMENTOS DE MASSA | 80 |
| 5.4 RELAÇÃO ENTRE FORMA DA VERTENTE E ESPESSURA DO SOLO..... | 88 |
| 5.5 SIMULAÇÃO DA INSTABILIDADE DE ENCOSTA | 92 |
| 6 CONCLUSÕES | 101 |
| 7 REFERÊNCIAS..... | 103 |

1 INTRODUÇÃO

Estudos sobre previsão e compreensão dos processos envolvidos na ocorrência de movimentos de massa foram muito desenvolvidos durante o século passado (REICHENBACH et al, 2018) e, com o desenvolvimento cada vez mais veloz e da maior acessibilidade aos computadores, o emprego de modelos matemáticos para realizar tais pesquisas se tornou mais difundido e continuou sendo explorado nas duas primeiras décadas do século XXI por muitos trabalhos presentes na literatura. Apesar disso ainda há muitas limitações na sua compreensão, principalmente no que diz respeito ao seu mapeamento preventivo e aos parâmetros e variáveis naturais envolvidos.

Os movimentos de massa são resultados da perda do equilíbrio natural e complexo das vertentes controlado pela combinação de inúmeros processos inerentes ao local, que envolvem características geológicas, pedológicas, geomorfológicas, hidrológicas e de uso do solo aliadas às influências externas como volume de precipitação, quantidade de insolação, força dos ventos, presença de vegetação e ações antrópicas. A grande quantidade de variáveis que podem ser inseridas na determinação da estabilidade força os pesquisadores a darem mais importância para as que têm maior relevância nos seus locais de estudo, fato que se nota no desenvolvimento de diferentes modelos matemáticos baseados nas características predominantes dos seus respectivos locais de pesquisa. Isso leva à exclusão ou à subestimação de algumas variáveis que podem ser mais relevantes para determinadas particularidades de outros locais, influenciando assim na eficiência dos resultados e restringindo espacialmente a aplicação de modelos. Como a complexidade da dependência entre essas variáveis é muito grande, a escolha e a distribuição espacial dessas é de difícil determinação e muitos dos modelos matemáticos existentes tendem a dar mais importância para certas variáveis em detrimento de outras.

São vários os parâmetros e as variáveis naturais que influenciam na estabilidade de encosta. Alguns desses foram já muito estudados e suas atuações no equilíbrio da vertente são conhecidos (a exemplo da declividade e da permeabilidade do solo), por outro lado outros ainda permanecem com sua função pouco definida e muitas vezes não estão diretamente presentes nos

estudos de instabilidade, apesar de se conhecer sua importância na dinâmica dos processos como, por exemplo, a espacialização da espessura do solo e forma da vertente.

Na região intertropical do planeta, variáveis geomorfológicas que têm forte ligação com a dinâmica da água na vertente, devem ser usadas com maior peso para o entendimento dos processos que levam à instabilidade, e suas funções devem ser validadas para serem usadas como fatores de maior relevância em simulações matemáticas com o uso de fator de segurança (FS).

Com a finalidade compreender a dinâmica e o processo da formação de áreas instáveis em ambientes tropicais e de melhorar a representação e determinação de áreas instáveis na Serra do Mar, diferentes variáveis hidrogeomorfológicas devem ser estudadas visando o desenvolvimento ou a modificação no modo como as áreas de instabilidade são previstas para esses ambientes.

Dessa maneira, as relações entre a espacialização da espessura do solo e da forma da vertente devem ser estudadas com o objetivo de aprimorar o entendimento dos processos hidrogeomorfológicos envolvidos na ocorrência de movimentos de massa na Serra do Mar, e assim permitir mapear com mais precisão as suas áreas e os locais com maior suscetibilidade a partir da relevância desses parâmetros.

O presente trabalho está organizado em três capítulos. O primeiro com uma revisão bibliográfica acerca das características e dos principais condicionantes de movimentos de massa evidenciando a função da espacialização da espessura do solo e da forma da vertente na localização de áreas instáveis. Somado a isso, modelos de estabilidade de encosta são discutidos juntamente com as particularidades e sensibilidades dos parâmetros e variáveis de suas equações de Fator de Segurança (FS).

O segundo capítulo apresenta a metodologia da pesquisa com a descrição da área de estudo, os procedimentos usados para a espacialização da espessura do solo, a identificação das formas de vertente e o modelo usado para a aplicação de uma equação de FS, bem como o modo de obtenção da sensibilidade de seus parâmetros.

O terceiro capítulo traz os resultados, discussões, conclusões e principais recomendações da pesquisa.

2 OBJETIVOS

2.1 – OBJETIVO GERAL

Investigar os efeitos da espessura do solo e da forma do relevo como condições de contorno da instabilidade de encosta e condicionantes nas ocorrências de movimentos de massa na Serra do Mar Paranaense.

2.2 – OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Identificar as principais características morfométricas associadas aos movimentos de massa;
- Avaliar a influência da espessura do solo no arranjo das áreas instáveis em uma bacia hidrográfica;
- Relacionar a presença de movimentos de massa com a forma da vertente;
- Determinar a eficiência do mapeamento de áreas instáveis com base na espessura do solo e na forma de vertente frente à simulação de um modelo de estabilidade consagrado na literatura.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 INFLUÊNCIAS NATURAIS NA OCORRÊNCIA DE MOVIMENTOS DE MASSA

Escorregamentos são movimentos de material proveniente de uma vertente que se locomovem em direção ao fundo de vale. Sua ocorrência faz parte da evolução natural do relevo e são mais comuns em área de relevo acidentado, podendo ser desencadeados por fenômenos naturais, influência antrópica ou a combinação desses.

Há vários locais no território brasileiro que registram esse tipo de ocorrência natural, porém os movimentos de massa classificados como escorregamentos translacionais acontecem em números muito mais significativos nas regiões Sudeste e Sul do Brasil. Essa concentração se deve ao fato de nessas regiões o relevo apresentar características que facilitam a ocorrência desses fenômenos, em especial na unidade de relevo da Serra do Mar.

A Serra do Mar, assim como relevos semelhantes, tem vertentes que apresentam um equilíbrio adquirido durante a sua evolução ao longo do tempo. Esse equilíbrio natural é muito delicado e pode ser desbalanceado por inúmeras variáveis externas como, por exemplo: precipitação pluviométrica elevada, abalos sísmicos, erosão fluvial e/ou atividade antrópica, que alteram as características ou a dinâmica das vertentes.

Entre as características do relevo que participam diretamente na ocorrência de escorregamentos pode-se citar as declividades acentuadas, as diferentes curvaturas da vertente, as propriedades dos solos, a cobertura de vegetação, a orientação da vertente e a geologia do local. Algumas atividades antrópicas também modificam a topografia e quando são feitas de modo indevido ou em terreno inapropriado influem em seu equilíbrio natural e facilitam a ocorrência dos escorregamentos.

A geologia é um elemento natural importante na ocorrência de movimentos de massa. Segundo Henriques et al (2015), é aceito que a geologia de uma determinada área, dependendo de suas características, pode favorecer a sua instabilidade. Sidle et al (1985) afirmam que as propriedades

das rochas são fatores importantes no equilíbrio de uma vertente. Rochas mais fracas ou mais intemperizadas favorecem o desequilíbrio natural, pois são mais suscetíveis a movimentação e ao acúmulo de água em suas fraturas (aumentando a pressão interna) dando origem a planos de ruptura. A complexidade da litologia faz com que muitas de suas características sejam ligadas aos movimentos de massa como as superfícies de acamamento discutidas por Chatwin et al (1994), que afirmam que onde a orientação do acamamento das rochas acompanha o perfil topográfico, pode favorecer a instabilidade e, quando a orientação do acamamento é concorrente à orientação topográfica, a estabilidade se torna maior. Corroborando com a ideia da influência da litologia nos movimentos de massa, Grelle et al (2011) realizaram um estudo da relação entre a distribuição de escorregamentos na Itália com estruturas geológicas complexas e suas orientações em relação a vertente concluindo que diferentes estruturas geológicas correspondem à diferentes tipos e configurações de escorregamentos.

Derivados diretamente das rochas através das diferentes formas de intemperismo e erosão, os solos têm propriedades que influenciam significativamente nos movimentos de massa. Neste trabalho, o solo é considerado como todo o material inconsolidado entre a rocha e a superfície (regolito). Suas propriedades geotécnicas estão diretamente ligadas com a estabilidade das encostas por darem conta do atrito (coesão) e do ângulo máximo de estabilidade (ângulo de atrito interno) a que um solo pode ser exposto. A estrutura química dos solos, por exemplo, quando composta principalmente por argilominerais pode favorecer a instabilidade de uma vertente já que, segundo Sidle et al (1985), as argilas armazenam água entre suas lâminas e dependendo do tipo de argila presente e da concentração de água na vertente elas podem passar do estado sólido para um estado liquefeito contribuindo para a diminuição da coesão. Fato observado também por Yalcin (2007).

Descontinuidades na textura dos perfis de solo também contribuem para o acúmulo de água sobre perfis menos permeáveis, o que leva a um aumento do peso do solo pela saturação e ao aumento das pressões internas que podem resultar em escorregamentos (VIEIRA e FERNANDES, 2004; VIEIRA, 2001; LOPES, 2013; KITUTU et al, 2009). As diferenças texturais do solo

também têm influência na permeabilidade e no nível freático, que vão controlar o armazenamento de água no solo e a estabilidade da encosta (IVERSON, 2000, CASADEI et al, 2003). Não apenas atuando para o acontecimento do escorregamento, as diferentes texturas também condicionam a velocidade de deslocamento do material deslocado na vertente e a profundidade da sua zona de ruptura que, segundo Wang e Sassa (2003) grãos mais finos resultam em deslizamento com velocidades superiores e zona de ruptura mais rasa do que solos de granulometria mais grossa.

Além das propriedades inerentes ao solo, a sua espessura é relacionada à ocorrência de escorregamentos (SIDLE et al 1985; ACHARYA et al, 2008; LOPES, 2013; D'ODORICO et al, 2003). Sidle et al (1985) afirmam que o tamanho da espessura do solo está inversamente ligado a susceptibilidade na ocorrência de deslizamentos, quanto mais rasos forem o solo mais fáceis são de perder a estabilidade. Mesmo resultado foi encontrado por Acharya e Cochrane (2008) que desenvolveram um experimento controlado em laboratório e concluíram que, quanto maior era a espessura mais chuva era necessária para que ocorresse sua desestabilização em um solo homogêneo. A distribuição dessa espessura na paisagem também influencia nos locais com mais chance de escorregamentos. Essa influência foi mostrada por Ho et al (2012), que modelando a espessura do solo espacializada na vertente obteve diminuição das áreas superestimadas de deslizamentos. Lopes (2013) conseguiu melhorias nas delimitações de escorregamentos translacionais através de simulação com a espacialização da espessura do solo em uma vertente quando comparado à simulação com solo de profundidade homogênea e ao levantamento desses deslizamentos feito *in loco*. A influência da espessura do solo na distribuição de movimentos de massa é discutida com mais detalhes adiante em tópico específico.

A geomorfologia, interpretada sob a forma da vertente em suas diversas maneiras (curvatura, declividade e orientação) contribui diretamente para a susceptibilidade à instabilidade de qualquer área, pois a atual forma do relevo é o resultado de sua evolução e do delicado equilíbrio que o mantém estável. A forma de uma vertente e seu estado de equilíbrio são interdependentes, ou seja, qualquer mudança em sua forma resulta na alteração do seu equilíbrio e vice-versa. Essa interação faz parte da evolução

natural do relevo podendo ocorrer de modo lento e constante ou abruptamente, mudando drasticamente as feições geomorfológicas em um curto período, como na ocorrência de movimentos de massa.

A orientação da vertente (direção da face) faz com que suas características ambientais variem de acordo com quantidades distintas de insolação, ação dos ventos e incidência de chuvas, que podem definir o grau de intemperismo, erosão, umidade, densidade de vegetação, espessura do solo e, em especial para este trabalho, a sua estabilidade como demonstrado na literatura a exemplo dos trabalhos de Beaty (1956), Dai et al (2002), Clerici et al (2006), Masoumi et al (2014), Capitani et al (2014), Meten et al (2015) e Hamsa et al (2017). A influência da orientação da vertente na ocorrência dos movimentos de massa, porém, não é tida como unânime para esses autores, alguns concordam com a relevância de tal influência, outros que ela depende de outros fatores ambientais ou então que esta influência é inexpressiva.

Beaty (1956) fez relação entre a orientação da vertente e áreas de instabilidade mostrando que as vertentes direcionadas para norte, noroeste e nordeste (no hemisfério norte) concentravam 70% dos escorregamentos em sua área de estudo relacionando seu resultado com a menor exposição ao sol que essas vertentes sofrem e com a conseqüente maior concentração de umidade, que somada a um volume de precipitação moderado e não necessariamente intenso (apesar de que grandes precipitações anulam o efeito da orientação das vertentes, segundo o autor) levam a instabilidade da área. Na mesma linha, Hamsa et al (2017) em estudo realizado na Etiópia, identificaram as vertentes orientadas para norte, nordeste e noroeste como as que tiveram maior presença de deslizamentos e justificaram seu resultado pela maior umidade presente nesses locais, concordando com Beaty (1956).

Porém, a influência da orientação da vertente não é tida como um fator de peso na ocorrência de movimentos de massa para alguns autores, o que pode ser mostrado por meio do trabalho de Meten et al (2015) que em pesquisa desenvolvida também na Etiópia indicaram as direções sul, sudeste e sudoeste como preferenciais para a ocorrência de movimentos de massa. Dai et al (2002) estudando estabilidade de vertentes em Hong Kong chegam à conclusão de que as vertentes orientadas para o sul apresentam maior concentração de cicatrizes, enquanto Masoumi et al (2014) indicam em seu

estudo realizado no Iran, que as vertentes voltadas para leste são as que apresentam maior quantidade de movimentos de massa. Baseados na literatura os autores esperavam que as vertentes orientadas para o norte, nordeste e noroeste apresentassem maior quantidade de cicatrizes de movimentos de massa, já que sua área de estudo está situada no hemisfério norte, porém justificam os seus achados afirmando que a orientação das vertentes por si só não determina a ocorrência de escorregamentos.

Corroborando com a conclusão de Masoumi et al (2014), Clerici et al (2006) analisaram vários aspectos geomorfológicos para desenvolver um modelo estatístico de distribuição de movimentos de massa e concluíram que apesar de as orientações sul e sudeste apresentarem maior concentração desses fenômenos para sua área de estudo, a orientação das vertentes não pode ser usada para a distribuição de movimentos de massa sem a ponderação de outros fatores. Em um estudo específico sobre a importância da orientação da vertente na relação com movimentos de massa, Capitani et al (2014) chegaram à conclusão de que a orientação das vertentes por si só não é um bom indicador para a distribuição desses movimentos, mas pode ser usada como um fator de peso juntamente com outros fatores geomorfológicos que influenciam a ocorrência e distribuição de movimentos de massa.

A declividade é outro importante fator largamente indicado na literatura como de grande relevância em relação a estabilidade de vertentes. Diversos estudos foram realizados mostrando esta influência indicando valores limítrofes e intervalos nos quais os movimentos de massa são mais comuns para diferentes regiões do planeta (Sidle, 1985; Chatwin, 1994; Dai et al, 2002, Fernandes et al, 2004; Clerici et al, 2006; Highland e Bobrowsky, 2008; De Rose, 2012; Masoumi et al, 2014; Meten et al, 2015; Hamsa et al, 2017; entre outros).

A relação entre a declividade da encosta e sua susceptibilidade aos movimentos de massa ocorre de modo diretamente proporcional, ou seja, quanto mais íngreme for a vertente mais favorável à ocorrência desses movimentos (SIDLE et al, 1985).

Dai et al (2002) afirmam em trabalho sobre estabilidade de encosta realizado em Hong Kong, que o ângulo de inclinação da vertente é um importante fator em sua estabilidade e, que se o material que a compõe for

homogêneo, este ângulo é diretamente proporcional à tendência à ocorrência de movimentos de massa, porém os autores ponderam que outros fatores, como a espessura do solo, também exercem grande influência no equilíbrio natural da vertente. Em seu estudo foi indicado o intervalo entre 35° e 40° como o mais representativo para cicatrizes mapeadas.

O intervalo de declividade no qual se concentram a maior parte dos movimentos de massa varia de acordo com as características locais, a exemplo disso De Rose (2012) em estudo desenvolvido na Nova Zelândia concluiu que 95% dos escorregamentos de uma região denominada Te Whanga estavam em ângulo de encosta superiores a 24 graus. Fernandes et al (2004) cita estudos realizados no estado do Rio de Janeiro, Brasil, e apontam um intervalo entre os ângulos de declividade de 20 e 29 graus para a ocorrência de escorregamentos.

Meten et al (2015) encontraram valores de declividade entre 30 e 40° com maior concentração e cicatrizes de movimentos de massa em sua área de estudo na Etiópia, porém destacam que acima de 20° de declividade a concentração de cicatrizes já é muito elevada.

Hamsa et al (2017) também analisaram o papel da declividade nos movimentos de massa, analisando um mapa inventário com 34 cicatrizes e chegando a um intervalo entre 14° e 25° de declividade concentrando 82% das cicatrizes. Os autores justificam esses resultados como a grande presença de material coluvionar e aluvionar nas áreas que correspondem a esses valores de declividade.

Apesar da relevância dada à declividade como fator para desencadear movimentos de massa, seu intervalo numérico que concentra a maior parte desses fenômenos não é constante e, muitas vezes a declividade sozinha não esclarece a presença desses movimentos e por isso deve ser associada a outros fatores. Neste sentido, Clerici et al (2006) em estudo para desenvolver um modelo estatístico de susceptibilidade aos movimentos de massa, elaboraram um *script* que analisou um inventário com 1137 cicatrizes e cinco fatores: geologia, orientação da vertente, ângulo da encosta, elevação e a relação entre declividade e acamamento. Seus resultados mostraram que o ângulo da encosta, quando atrelado à geologia da área de estudo, foram os fatores mais relevantes.

Masoumi et al (2014) analisando os efeitos da declividade, orientação da vertente e geologia nos movimentos de massa concluem que para sua área de estudo, as declividades que apresentaram maior concentração de cicatrizes de movimentos de massa estavam entre os intervalos de 0% e 20% (entre 0 e aproximadamente 11 graus). Os autores justificam esse resultado inesperado com as características de sua área de estudo (por exemplo a ausência de solo em declividades mais acentuadas) e discutem o uso indiscriminado de parâmetros tidos como altamente influenciáveis na estabilidade de encostas em diferentes áreas de estudo, onde outros parâmetros podem ter maior relevância. Apesar disso, modelos atuais de previsão de áreas instáveis usam a declividade da encosta como fator preponderante em suas equações (LOPES, 2017).

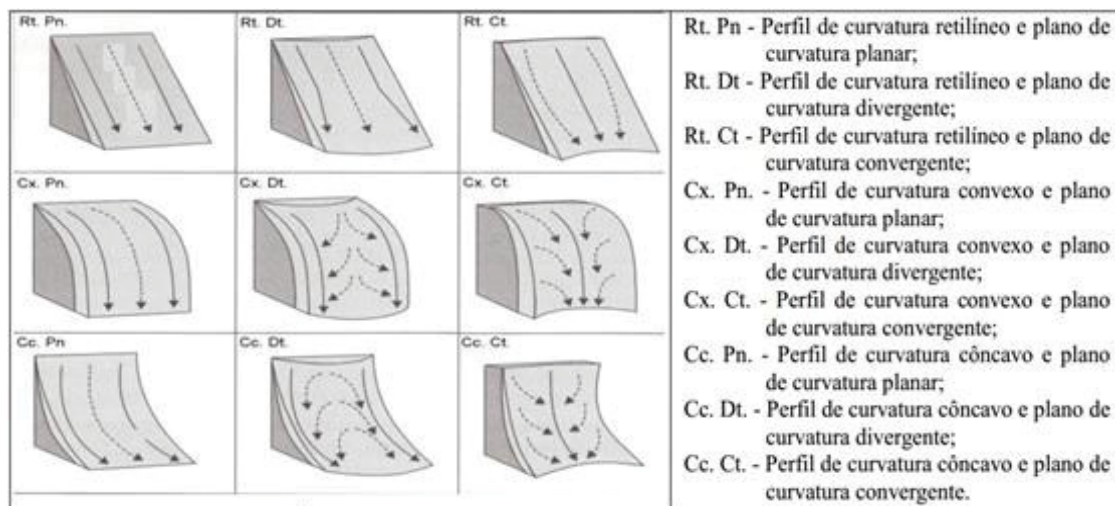
Comumente associados à declividade, os diferentes planos e perfis de curvatura têm atuações importantes na estabilidade da encosta e, apesar de não fazerem parte da maioria dos modelos, estão entre as suas principais causas. Existem infinitas combinações de formas de curvatura na natureza, mas para simplificar elas são classificadas nesse trabalho em curvaturas de perfil (côncavas, convexas e planas), que representam a curvatura da vertente em relação ao seu plano vertical e curvaturas planas (côncavas, convexas e planas), que representam a curvatura da vertente baseada em um corte horizontal (Figura 1).

É muito difundida na literatura a relação entre a curvatura do relevo e aspectos hidrogeomorfológicos da paisagem como, por exemplo, a concentração do fluxo hídrico, da espessura do solo e, conseqüentemente, a ocorrência de movimentos de massa, como mostrado por Sidle et al (1985), Reneau et al (1987), Dietrich et al (1995), Fernandes et al (2001), Fernandes et al (2004), Vieira (2007), Schulz et al (2008), Montgomery et al (2002), Ohlmacher (2007), Alkhasawneh et al (2013) entre outros.

A relação entre as curvaturas e a concentração do fluxo hídrico acontece porque as formas côncavas favorecem a concentração da água e sedimentos originados a montante, enquanto formas convexas favorecem a sua divergência (Figura 1). O acúmulo de sedimentos nas curvaturas predominantemente côncavas ocorre devido a convergência para essas áreas e, quando essa configuração é somada à diminuição da declividade, leva a

formação de colúvio, que segundo Dietrich e Dorn (1984) são materiais, que quando saturados, são muito propícios aos movimentos gravitacionais.

Figura 1 – Esquema de fluxo de água em diferentes tipos de vertente. As setas contínuas representam o fluxo de água no perfil de curvatura e as setas pontilhadas representam o fluxo de água no plano de curvatura.



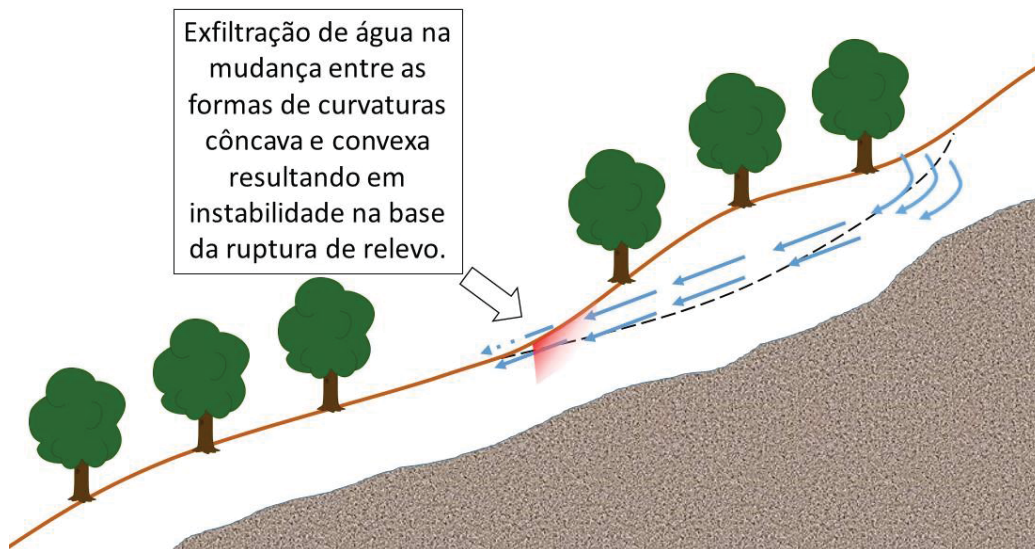
Fonte: Adaptado de Huggett (1975) por Silveira (2010).

As curvaturas convexas, apesar de não serem propícias ao acúmulo de água ainda sofrem com a ocorrência de erosão laminar por escoamento superficial, favorecendo a desagregação e transporte do solo ali presente. Quando analisadas separadamente, as curvaturas côncavas e convexas muitas vezes não têm relação direta com a presença de cicatrizes de movimentos de massa, mas quando analisadas em conjunto, como parte de um sistema integrado na dinâmica da vertente, podem apresentar alguma relevância.

Áreas de contato abrupto entre curvaturas côncavas e convexas (a montante), denominadas quebras de relevo (SCHULZ et al ,2008) têm função importante na desestabilização da vertente, porque em suas bases pode ocorrer a exfiltração da água subterrânea que causa sua erosão, com chances de levar ao solapamento de seus sopés, conseqüente perda de sustentação e de estabilidade do material a montante. Essas rupturas de relevo são as áreas de declividade acentuadas somadas aos planos e perfis de curvatura retilíneos e convexas que se situam a montante de áreas de concentração de colúvio identificadas por curvaturas côncavas. O fluxo de água acumulado na vertente, e que se infiltra nas áreas côncavas de menor declividade, exfiltra na área de

contato entre as curvaturas convexas e côncavas a jusante facilitando a erosão e a instabilidade (Figura 2)

Figura 2 – ilustração demonstrando a exfiltração da água em área de contato entre curvaturas côncavas e convexas. A área de exfiltração (em vermelho) representa a região que vai sofrer mais erosão e com maior instabilidade. A linha pontilhada representa o plano de falha.



Montgomery et al (2002), em estudo prático com a aplicação e piezômetros em uma vertente côncava verificaram que as áreas de início de movimentos de massa podem estar associadas com a exfiltração de água a partir de rochas expostas sobre solos coluvionares. Isso mostra mais um indício da influência da mudança de curvatura e sua relação com a estabilidade da vertente, já que as rochas expostas (ou áreas com solos mais rasos) estão presentes em regiões com curvatura convexa e as áreas de colúvio mais espesso em regiões de curvatura côncava.

Ohlmacher (2007) em estudo sobre a relação entre os planos de curvatura e a ocorrência de movimentos de massa afirma, baseado em dados estatísticos e na literatura, que as curvaturas planas (a jusante de áreas de curvatura côncavas) são as mais propícias aos movimentos de massa. Ao contrário de outros autores, ele identifica as áreas côncavas como mais estáveis que as retilíneas porque, por terem maior espessura de solo, têm também maior coesão e por isso acabam sendo mais estáveis do que as áreas de curvatura retilínea, que não acumulam a mesma quantidade de material e

por isso tendem a se movimentar antes quando expostas aos mesmos fatores externos (volume de precipitação, por exemplo).

Reneau et al (1987) realizaram amplo levantamento na literatura sobre a relação das áreas de curvatura côncava (*hollows*) com a ocorrência de movimentos de massa. Os autores discutem sobre o papel das áreas côncavas como fonte de material para os movimentos de massa e estabelecem uma relação entre o tamanho da área de drenagem e a ocorrência de movimentos de massa, afirmando que quanto menor a área de drenagem, maiores as chances da ocorrência desses movimentos, sendo os *hollows* e *side slopes* (termos similares à bacia de zero ordem) os mais propensos a instabilidade.

A localização das zonas de exfiltração de água não é fixa na paisagem. Ela se modifica de acordo com as mudanças na quantidade de água recebida pela vertente podendo migrar tanto para montante (precipitação ou degelo) quanto para jusante (períodos de seca) de um ponto conhecido. Isso ocorre pelo escoamento superficial por saturação do solo, que é mais intenso em períodos de grandes volumes de precipitação e acaba unindo-se ao canal de primeira ordem, criando uma continuidade do fluxo e prolongando esses canais em direção à montante. Esse escoamento quando conectado ao canal de drenagem passa a fazer parte dele e essa área de interação hidrogeomorfológica entre a vertente e o início do escoamento em canais é denominada de bacia de zero ordem (TSUKAMOTO e MINEMATSU, 1987).

As bacias de ordem zero ocorrem tipicamente em vertentes com plano de curvatura côncavo e o escoamento superficial pode ser gerado por saturação do solo ou por exfiltração da água a partir de fissuras nas rochas e mudanças na curvatura. Essas bacias podem contribuir para o prolongamento do início do canal de primeira ordem ou para escoamentos nas vertentes laterais dos vales que eventualmente se unam aos canais da rede de drenagem já estabelecida.

De acordo com Tsukamoto e Minematsu (1987) as áreas das bacias de zero ordem são locais mais sujeitos à ocorrência de escorregamentos pois geralmente são áreas de transição de tipos de solo (solo residual para colúvio, Figura 3), o que permite maior acúmulo de água subsuperficial em decorrência de horizontes com diferentes permeabilidades. São também áreas com presença de inflexão topográfica (mudança de perfil de curvatura, Figura 4).

As inflexões topográficas que apresentam perfis de curvatura com declividades mais acentuadas em contato com declividades mais suaves são chamadas por Tsukamoto e Minematsu (1987) de frentes de erosão, que são áreas mais propícias a desencadear escorregamentos como decorrência da exfiltração do escoamento subsuperficial no contato das duas curvaturas causando a erosão da base da vertente a montante levando ao seu solapamento. Essa ideia corrobora com Dunne (1980) e Gordon et al (2010) quando afirmam que as regiões de exfiltração na vertente são áreas onde ocorre a erosão a montante que pode desestabilizar a vertente; também concorda com Schulz et al (2008) que afirmam que as quebras de relevo (similares às frentes de erosão denominadas por Tsukamoto e Minematsu, 1987) são importantes na instabilidade da encosta.

Figura 3– Esquema mostrando a distribuição de solos em uma vertente de bacia de zero ordem. Adaptado de Tsukamoto e Minematsu (1987).

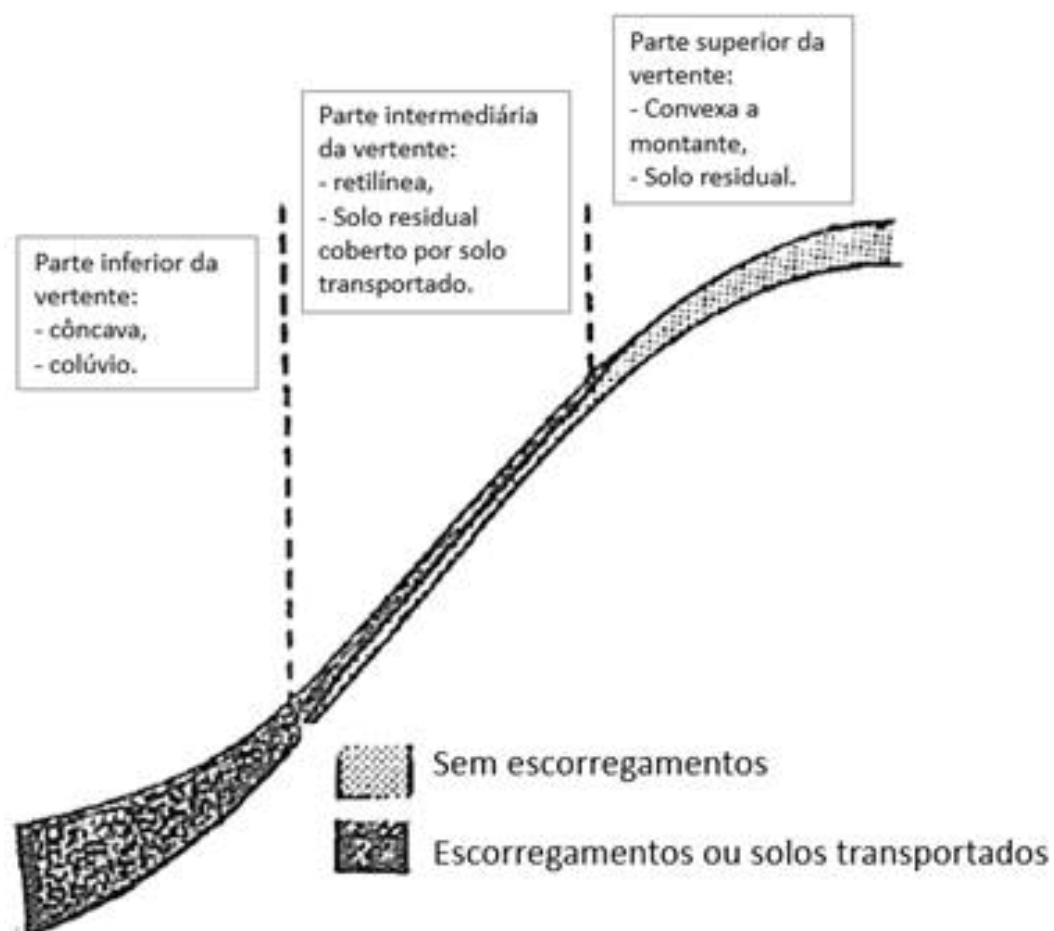










Figura 4 – Relação entre perfil de curvatura da vertente e ocorrência de deslizamentos.
Adaptado de Tsukamoto e Minematsu (1987).

| | | | | | | |
|---------------------------------|---|---|---|--|---|-------|
| Local de ocorrência na vertente |  |  |  |  |  | Outro |
| | A-1 | A-2 | A-3 | A-4 | A-5 | |
| Porcentagem (%) | 3.4 | 30.7 | 12.4 | 5.4 | 21.9 | 26.2 |
| Local de ocorrência na vertente |  |  |  | Outro | | |
| | B-1 | B-2 | B-3 | | | |
| Porcentagem (%) | 37.4 | 33.7 | 24.5 | 4.9 | | |

O desenvolvimento da teoria da bacia de zero ordem e sua função na configuração e evolução de uma vertente une os conceitos de geomorfologia com os conceitos de hidrologia (representando a dinâmica da água na vertente). Essa união leva à ideia da Hidrogeomorfologia caracterizada por Dunne (1994) que, segundo seu autor, seria um ramo da geomorfologia preocupado com as bases hidrológicas da evolução do relevo. A Hidrogeomorfologia surge para estudar a interação da água com o relevo de modo a fornecer subsídios para a explicação de processos relacionados à formação de canais, erosão hídrica, escoamento superficial e subsuperficial e movimentos de massa. Essa proposta aproxima essas duas ciências (Geomorfologia e Hidrologia) e busca usar suas ferramentas para encontrar explicações cada vez mais aproximadas da complexidade natural que envolvem os processos de interação entre água e relevo, como por exemplo os movimentos de massa.

Como demonstrado acima, por ter influência sobre a espessura do solo e, conseqüentemente, sobre a estabilidade do relevo, os valores de curvatura da vertente devem ser considerados nos estudos de movimentos de massa.

3.2 ESPESSURA DO SOLO E MOVIMENTOS DE MASSA

É amplamente discutido na literatura a relevância das características dos solos na dinâmica de uma vertente, entre essas características a espessura do

solo é um atributo com grande importância, porém a obtenção dessa informação é muito onerosa e traz consigo muitos erros associados como, por exemplo, a aplicação correta de instrumentos ou dos próprios valores de espessura do solo, que podem variar de acordo com o objetivo do estudo, o qual pode considerar a espessura total até a rocha ou somente até o nível freático, por exemplo (Remondo et al, 2003). Dificilmente os valores de espessura de solo são encontrados para áreas extensas, sendo limitados às áreas de estudos bem monitoradas, de tamanho limitado e apresentadas de modo pontual sem uma continuidade ou espacialização (Boer et al 1996). Essa baixa oferta desses dados existe, pois o tempo necessário para a sua aquisição e o custo com as ferramentas e mão de obra inviabilizam os levantamentos de campo, além disso os métodos indiretos de obtenção de dados de solo (baseados em dados de satélite ou obtidos de sensores embarcados em aviões) não são capazes de fornecer dados com detalhes suficientemente precisos para serem usados em estudos. Essa limitação foi destacada por Liang (1997) e continua existindo nos dias de hoje.

A busca por melhoria na estimativa da espessura do solo com base em modelos e uso de Sistemas de Informação Geográfica (SIG) vem sendo feita há décadas como mostram os trabalhos de Okimura (1989), Moore et al (1993), Dietrich et al (1995), McKenzie e Ryan (1999) e Catani et al (2010). No entanto, estimar a espessura espacializada de determinado solo é sempre uma tarefa complicada visto que bancos de dados medidos, que poderiam ser usados para a validação de modelos, são extremamente raros e as incertezas inerentes ao processo são grandes.

Apesar das dificuldades, entre as inúmeras características dos solos, a sua espessura apresenta relevância para numerosos processos, tanto superficiais quanto subsuperficiais, o que a relaciona diretamente com movimentos de massa, como mostrado nos estudos de Sidle et al 1985, Dietrich et al (1995), Wu e Sidle (1995), Lida (1999), D'odorico e Fagherazzi (2003), Acharya e Cochrane (2008), Catani et al (2010), Ho et al (2012), Lopes (2013), Pachri et al (2015). Além da relação direta com os movimentos de massa, a espessura do solo também apresenta uma relação indireta com o tema, quando se trabalha, por exemplo, com dados sobre a permeabilidade (que relacionada com a espessura leva à transmissividade), poro-pressão,

capacidade de armazenamento de água e geração de escoamento a exemplo dos trabalhos de Pelletier et al (1997), Casadei et al (2003a), Vieira e Fernandes (2004) e Highland e Bobrowsky (2008).

A relação entre espessura do solo e movimentos de massa se dá de modo inversamente proporcional (SIDLE et al,1985). Os autores afirmam que a espessura do solo está inversamente ligada à susceptibilidade da ocorrência de deslizamentos, desta maneira, quanto mais rasos forem os solos mais facilmente perderão sua estabilidade pois, tornam-se saturados em menor tempo e com volumes menores de precipitação. Corroborando com essa afirmação, Acharya e Cochrane (2008) desenvolveram um experimento controlado em laboratório comparando quatro rampas artificiais de solo com espessuras diferentes sob uma chuva simulada de 50 mm/h e chegaram à conclusão de que quanto maior a espessura do solo maior tempo de exposição a precipitação era necessário para que ocorresse sua desestabilização.

lida (1999) e D'odorico e Fagherazzi (2003) mostram uma relação diferente dos autores supracitados quando afirmam que a relação da espessura de solos coluvionares, em uma vertente de curvatura côncava, com a sua estabilidade pode ser diretamente proporcional, quando levado em consideração que nos pontos onde a declividade do terreno supera o valor de ângulo de atrito desse solo, este vai se tornar mais instável quanto maior sua espessura. lida (1999) chega a propor o termo *Immunity soil depth* (espessura de imunidade do solo) que corresponde aos solos que, mesmo quando totalmente saturados, seu equilíbrio é mantido e conseqüentemente se mantem estáveis. Essa relação entre espessura de solo mínima, a partir da qual ocorreriam movimentos de massa, coloca um limitador na espessura do solo como influência para a sua instabilidade.

Apesar da espessura do solo ter uma importância grande no processo de estabilização de vertentes, sua espacialização não foi incorporada adequadamente às equações de FS até o momento, provavelmente pela dificuldade associada à sua obtenção. Levando em conta a importância da distribuição da espessura dos solo para a estabilidade de encosta, Dietrich et al (1995) desenvolveram um modelo para realizar essa espacialização (segundo os autores, até aquele momento poucos pesquisadores haviam feito a distribuição da espessura dos solos e avaliado seus efeitos na estabilidade de

encosta) e concluíram que a espacialização das espessuras de solo contribuí com vários outros parâmetros relacionados com a estabilização como, por exemplo, coesão, infiltração e coesão de raízes. No mesmo ano, Wu e Sidle (1995) desenvolveram um modelo para previsão de área de instabilidade em bacias florestadas e com áreas declivosas chamado dSLAM. Em seu modelo, os autores incluíram a espessura do solo como um parâmetro de entrada, porém já identificaram os problemas na obtenção desses tipos de dados. Mesmo assim essa distribuição da espessura se mostrou útil nos resultados das simulações.

Nesse sentido, Ho et al (2012), realizaram modelagem de espessura do solo espacializada com base no índice topográfico em uma vertente com o intuito de verificar a influência dessa espacialização na simulação de escorregamentos rasos. Os autores obtiveram a conclusão de que quando os solos são espacializados obtém-se uma diminuição das áreas superestimadas de deslizamentos se comparado às simulações do mesmo local feitas com solos de profundidades homogêneas.

Nessa mesma linha, Lopes (2013) espacializou a espessura dos solos com uso do modelo CLASS-SA (TENG et al, 2005) para uma bacia na Serra do Mar paranaense e a utilizou nas simulações do fator de segurança (FS), concluindo que a espacialização dos solos resulta em melhorias nas delimitações de escorregamentos translacionais de até 12%, em relação às mesmas simulações feitas com solos homogêneos, e se aproximando mais do inventário de escorregamentos rasos realizados *in loco*.

Assim, a importância da espacialização das espessuras de solo para a estabilidade das vertentes fica evidente na aplicação e desenvolvimento de modelos de distribuição e espessura dentro de simulações de fator de segurança. Pachri et al (2015) usaram o modelo desenvolvido por Dietrich et al (1995) para simular fator de segurança em uma bacia hidrográfica no Japão e chegaram à conclusão de que a faixa de espessura de solo mais propensa a movimentos de massa na área de estudo estava entre 1,01 e 1,5 m.

Catani et al (2010) desenvolveram um método para espacializar a espessura do solo baseado nas curvaturas, declividades e distância do divisor e com isso obtiveram resultados com menores erros quando comparados aos modelos de espessura de solo que levam em consideração apenas a

declividade do terreno como parâmetro. Seus resultados foram aplicados em equações de fator de segurança e, conseqüentemente, os valores obtidos com sua metodologia foram melhores do que com os da metodologia anterior.

Indiretamente a espessura do solo também tem relação com a ocorrência de movimentos de massa já que ela influencia características da paisagem (a exemplo da presença de vegetação) e características do próprio solo, como capacidade de armazenamento e transmissividade. Casadei et al (2003 a) concluíram que as irregularidades na espacialização da coesão de raízes e da saturação têm relação com a espacialização da espessura de solos. A água no solo também está atrelada à sua espessura e está entre os principais causadores de movimentos de massa (HIGHLAND e BOBROWSKY, 2008). Os autores elencam a umidade do solo juntamente com atividades sísmicas e atividades vulcânicas como os principais causadores desses movimentos. Entre esses, a presença da água no solo está relacionada com a sua espessura, que vai fazer variar a quantidade de armazenamento e a transmissividade.

A quantidade de água no solo reflete diretamente na pressão que esta exerce nos poros e, dessa maneira, na estabilidade de uma encosta (SIDLE et al, 1985). A poro-pressão exercida pela água é diretamente proporcional à altura da coluna de água presente nesse solo, que é influenciada pela sua espessura. Nesse caso em locais onde o solo é mais raso, mais rápido pode conter uma considerável umidade em seu perfil devido eventos de precipitação anteriores (umidade antecedente), dessa maneira um novo evento de precipitação não precisa ser tão extremo para que a pressão neutra (devido a presença da água) aumente e exerça influência na estabilidade da vertente.

A presença de água no solo previamente a eventos de chuva, e sua influência na geração de escoamento superficial, vem sendo estudada há décadas e tem muito destaque desde o trabalho desenvolvido por Horton (1933). A partir dele outros pesquisadores desenvolveram teorias sobre o tema, a exemplo de Dunne (1978) que propôs a geração de escoamento superficial pelo excesso de água infiltrada no solo, que varia de acordo com as suas porosidade e capacidade de armazenamento (relacionada à espessura desse solo). Desde então alguns modelos se propõem a simular essa umidade antecedente e sua evolução no tempo e no espaço. Beven e Kirkby (1979)

equacionaram a relação entre áreas de escoamento superficial por excesso de saturação e topografia com a criação do índice topográfico e a espessura do solo foi adicionada ao índice topográfico com a inserção de valores de transmissividade em sua fórmula por Beven (1986).

Ainda concordando com a importância da água na dinâmica do solo, Pelletier et al (1997) sugerem em seu trabalho que o monitoramento da quantidade de água dentro da coluna de solo é de grande relevância para monitorar áreas com chances de movimentação de massa. Vieira e Fernandes (2004) discutem o papel da condutividade hidráulica saturada (k) dos solos na estabilidade de vertentes e chegam à conclusão que, a variação da condutividade hidráulica saturada de um valor maior para um valor significativamente menor no perfil de espessura do solo pode indicar o plano de ruptura do movimento de massa, já que essa redução na condutividade hidráulica levaria ao acúmulo de água e à formação de um nível freático suspenso.

3.3 MODELO DE ESPACIALIZAÇÃO DA ESPESSURA DO SOLO - CLASS-SA

A obtenção da espessura do solo espacializada na paisagem tem muitas incertezas associadas, mesmo assim muitos modelos para esse fim foram desenvolvidos e aplicados em diferentes tipos de ambientes e com diversas teorias distintas, como mostra o levantamento realizado por Michel (2015). Enquanto um modelo matemático pode ser criado para exercer tal função, a sua parametrização será sempre complicada, já que a formação dos solos e seu desenvolvimento ocorrem durante milhares de anos e estão sob a influência de diversos fatores como, por exemplo, o clima, a geologia local e a topografia. Por essas razões citadas e pelos dados de entrada disponíveis para o local de estudo, optou-se por utilizar um modelo empírico no desenvolvimento desse estudo. McKenzie et al (2003) propõe uma forma empírica de calcular a espacialização da espessura do solo baseada no balanço de material retirado das vertentes pela erosão e depositado nas partes planas do relevo, fazendo uso do índice topográfico (IT) para identificar as áreas com ocorrência preferencial de forças erosivas e do *Multiresolution Valley Bottom Flatness*

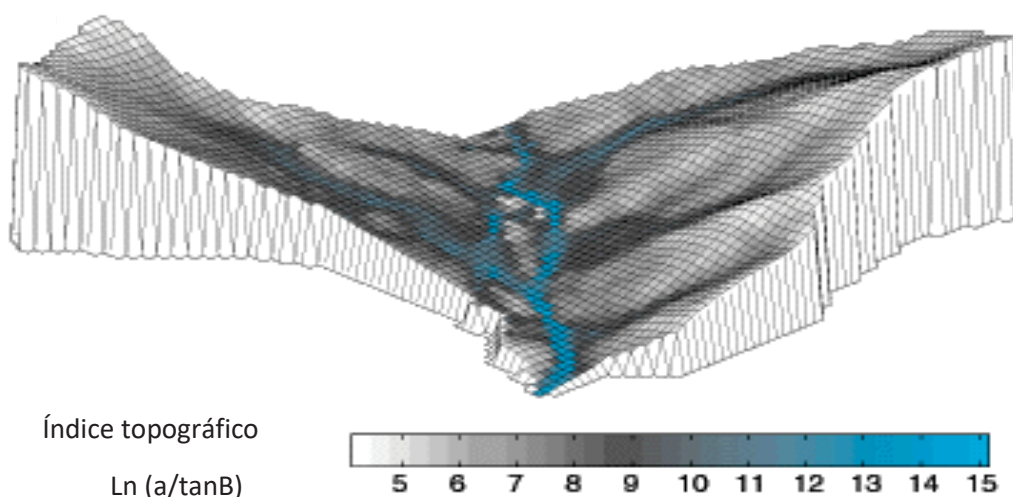
(MrVBF) para as áreas de acumulação e material. Essa teoria foi usada por Teng et al (2005) para a elaboração do modelo CLASS-SA.

A metodologia do modelo CLASS-SA foi aplicada para o cálculo da espessura do solo para bacias hidrográficas no estado de *New South Wales*, Austrália, por Murphy et al (2005) e foi constatada uma boa relação com levantamentos de campo. Validações feitas em campo mostraram que o modelo tende a superestimar seus resultados, porém o autor justifica esse exagero com a dificuldade que geralmente se encontra na determinação da espessura de solos, sejam elas dificuldades mecânicas, de instrumento inadequado ou interesse da pesquisa por apenas os primeiros horizontes de solo.

Primeiramente, o índice topográfico foi sugerido como uma representação de observações feitas em campo a respeito da acumulação do fluxo de água nos fundos de vale e em áreas planas. Beven e Kirkby (1979) propuseram esse índice como parte, primeiramente, de seu modelo hidrológico *TOPMODEL*, mas a partir daí ele vem sendo incorporado a diversos modelos hidrológicos como parte de seus cálculos da geração do escoamento superficial e representações de áreas úmidas (SANTOS, 2005).

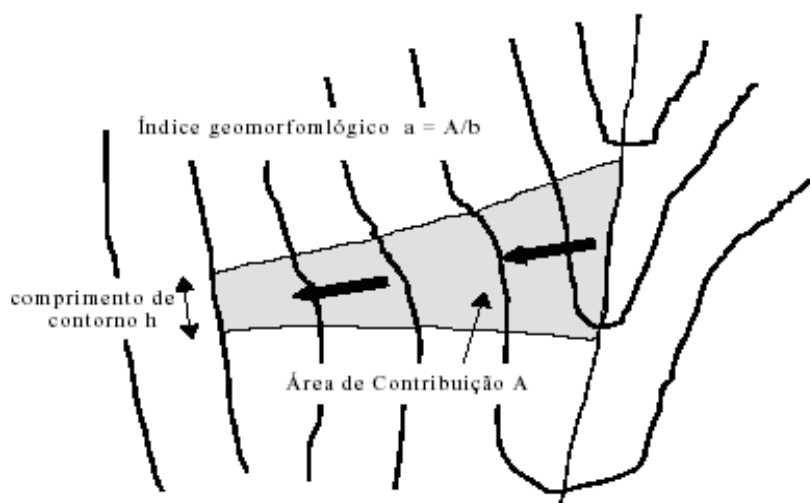
Segundo O'loughlin (1981), o índice topográfico é um importante atributo que mostra a influência da topografia na acumulação de fluxo e consequente geração do escoamento (Figura 5).

Figura 5 – Índice topográfico distribuído no terreno. Percebe-se a acumulação do fluxo, representado em azul, na convergência das vertentes e no fundo do vale principal. Fonte: <http://galileu.iph.ufrgs.br>.



O IT é definido pela razão do índice geomorfológico (área de contribuição à montante, dividida pela unidade de contorno - m^2/m) (Figura 6) e a tangente da declividade da encosta (em graus). Quanto maior o valor do índice, maior a probabilidade de saturação do solo e, valores iguais do índice topográfico para diferentes locais significam que eles têm repostas hidrológicas semelhantes para o mesmo evento de precipitação (ARYAL e BATES, 2008).

Figura 6 – Representação do índice geomorfológico. Retirado de Santos et al (2005).



Na literatura, a utilização do índice topográfico é muito difundida. Seus proponentes (Beven e Kirkby, 1979) utilizaram como pressuposto básico do modelo TOPMODEL como indicador de similaridade hidrológica no cálculo de áreas variáveis de afluência e escoamento superficial, porém, além da aplicação inicial, diversos modelos de estabilidade de encosta fazem uso do índice para delimitar regiões úmidas relacionadas com suas equações de Fator de Segurança (FS), a exemplo do SINMAP (PACK et al, 2005) e SHALSTAB (MONTGOMERY e DIETRICH, 1994).

A profundidade do nível freático também já foi relacionada ao índice topográfico. Rennó e Soares (2003) estimaram a espacialização das profundidades do nível freático com base no índice e Lopes (2013) usou o índice topográfico aliado à condutividade hidráulica do solo para estimar a variabilidade do nível freático e sua relação com a estabilidade da vertente.

O índice topográfico foi aplicado também para estimar característica do solo. McKenzie e Ryan (1999) e Böhner e Selige (2002) o usaram como parte de sua análise ambiental para espacializar características de solo, assim como Teng et al (2005) o introduziram no modelo CLASS-SA para espacializar a espessura do solo em conjunto com outras informações.

O *Multiresolution Valley Bottom Flatness* (MrVBF) é um índice criado por Gallant e Dowling (2003) com o objetivo de identificar fundos de vale e áreas planas em modelos digitais de terreno. Fundos de vale e as áreas planas são importantes características hidrogeomorfológicas presentes na paisagem e distingui-los das vertentes próximas é muito importante para caracterizar processos hidrológicos.

A principal contribuição do MrVBF está na representação das direções de escoamento e áreas de contribuição de fluxo, já que essas são dirigidas, principalmente, pela declividade como mostram as metodologias de acumulação de escoamento direto $D8$ (O'CALLAGHAN e MARK, 1984) e as de direções infinitas, D^∞ (TARBOTON, 1997). Em áreas planas, a conexão entre as representações de escoamento e a topografia não são calculadas ou apresentam erros de representação, pois a topografia nessas áreas não possui detalhes suficientes devido ao grande espaçamento entre as curvas de nível (GALLANT e DOWLING, 2003).

Segundo Gallant e Dowling (2003), a identificação de vales e áreas planas a partir de algoritmos automatizados se limitava às áreas de enchente como pântanos, terraços ou vales suspensos. Trabalhos na literatura procuraram identificar essas áreas planas a exemplo de Williams et al (2000), que definiram planícies de alagamento com base na altimetria, classificando como tal, a porção de terra que varia até no máximo quinze metros de altura em relação ao espelho d'água de um rio baseado em seções transversais estabelecidas em relação ao canal, porém encontraram problemas quando o canal era muito meandrante; e Noman et al (2001), que revisaram métodos de mapeamento de áreas inundáveis e planas com base em medidas empíricas do nível da água e cruzamentos com Modelos Digitais de Terreno (MDT) para identificar as áreas mais planas com acumulação de fluxo.

Com o desenvolvimento do MrVBF, as identificações das áreas planas passaram a ser feitas para toda a área de estudo, e não apenas nas porções

mais baixas do relevo, classificando a topografia de acordo com sua declividade e altitude em diferentes graus, o que permite identificar áreas plana ou com declividade muito baixa não apenas nos fundos de vale, como também nas vertentes.

3.4 MODELOS DE ESTABILIDADE DE ENCOSTA

Desde meados da década de 70 do século XX, muitos esforços têm sido feitos para mapear e delimitar áreas de risco associadas à movimentos de massa (GUZZETTI et al, 1999). Segundo levantamento bibliográfico realizado por Reichenbach et al (2018) os primeiros trabalhos apresentavam uma análise de cunho mais estatístico, tentando estabelecer relações entre a distribuição espacial dos movimentos de massa com fatores ambientais, a exemplo de Neuland (1976), que correlacionou 250 áreas estáveis e instáveis com 31 parâmetros chegando à conclusão que a declividade, a área de contribuição e a peso específico do solo eram a melhor combinação para delimitar áreas propícias aos movimentos de massa.

Com a evolução da informática, as décadas seguintes foram promissoras para a evolução de diferentes tipos de modelos estatísticos e de diferentes abordagens de investigação voltadas à identificação de áreas de instabilidade. Atualmente, na literatura estão presentes quatro métodos diferentes para o estudo de susceptibilidade aos movimentos de massa: métodos baseados em inventários, métodos heurísticos, métodos estatísticos e métodos físicos (GUZZETTI et al, 1999, SAFAEI et al, 2011 e REICHENBACH et al, 2018).

Os inventários são mapeamentos de cicatrizes de movimentos pretéritos que são realizados com o auxílio de fotografias aéreas, imagens de satélite ou estudos de campo, que dão suporte para o entendimento desses movimentos naquele local quando somados às informações pedológicas, litológicas, geomorfológicas e climáticas.

O método heurístico é uma maneira mais subjetiva e simples que depende do conhecimento de quem o aplica, já que as características geomorfológicas são elencadas e ranqueadas (conforme seu peso no

resultado) de acordo com o autor para se chegar a um mapa de susceptibilidade de áreas instáveis.

A análise estatística, juntamente com a análise determinística, foram as mais utilizadas para estudos de movimentos de massa segundo levantamento bibliográfico de Reichenbach et al (2018) e, atualmente, muitos trabalhos as aplicam. São métodos indiretos para previsão de movimentos de massa através de ferramentas que fazem uso de análises bivariadas, multivariadas e regressões múltiplas para indicar a importância de fatores que condicionaram a instabilidade em vertentes no passado e, dessa maneira, prever novas ocorrências.

Os métodos fisicamente baseados pressupõem a compreensão dos processos associados e do comportamento físico de variáveis ambientais inseridos em modelos matemáticos, para se chegar a um resultado único correspondente à combinação dos dados de entrada. Nas últimas quatro décadas vários modelos de estabilidade de encostas fisicamente baseados foram desenvolvidos a fim de simular a ocorrência e a espacialização de movimentos de massa (Quadro – 1).

Quadro – 1: modelos de estabilidade fisicamente baseados Modificado de Safaei et al, 2011.

| Modelos determinísticos | Descrição | Desenvolvedores | Data |
|--------------------------------|---|--|-------------|
| CHASM | Combined Hydrology And Stability Model | Anderson e Lloyd, 1991; Anderson et al., 1996 | 1991 |
| LISA | Level I Stability Analysis | Hammond et al | 1992 |
| SHALSTAB | Shallow Landsliding Stability Model | Montgomery e Dietrich (1994,1998) | 1994 |
| SMORPH | Slope MORPHology | Shaw e Johnson (1995) | 1995 |
| Dslam/IDSSM | Distributed Shallow Landslide Model/Integrated Dynamic Slope Stability | Wu e Sidle(1997) | 1997 |
| SINMAP | Stability Index Mapping | Pack et al.,(1998,2001) | 1998 |
| SHETRAN | System Hydrology European TRANsport | Ewen et al.,2000; Birkinshaw et al., 2010 | 2000 |
| TRIGRS | The Transient Rainfall Infiltration and Grid BASED Regional Slope-stability | Iverson(2000) e extendido por Baum et al. (2002) | 2000, 2002 |
| PROBSTAB | PROBability of STABILITY PCRaster GIS package | Van Beek (2002) | 2002 |
| TRIGRS (não saturado) | The Transient Rainfall Infiltration and Grid BASED Regional Slope-stability | Savage et al.,2004 | 2004 |
| PISA | Probabilistic infinite slope analysis. | Haneberg(2004) | 2004, 2005 |
| GEOtop-FS | Combina o modelo hidrológico distribuido GEOtop (Bertoldi et al. 2006) e um modelo geotecnico de talude infinito. | Simoni et al.,2007 | 2007 |
| SUSHI | Saturated Unsaturated Simulation for Hillslope Instability) model | Capparelli et al.,2006 | 2006, 2007 |

A análise física, entre as quatro expostas acima, é a mais utilizada em pesquisas visando o entendimento das variáveis e parâmetros envolvidos nos processos de instabilidade de encosta. Mesmo que todo modelo matemático apresente limitações em relação aos processos naturais, assim como vantagens e desvantagens em relação um ao outro, entre os métodos existentes os modelos de base física são os que permitem melhor integrar, compreender e simular o comportamento dos aspectos naturais intrínsecos aos movimentos de massa.

Comparações entre diferentes modelos foram feitas a fim de se determinar possíveis vantagens ou melhores aplicações para determinados ambientes (MICHEL et al, 2012; MEISINA et al, 2007) e, também, entre as diferentes equações relacionadas a cada modelo, que têm, muitas vezes, parâmetros iguais com sensibilidades diferentes (LOPES, 2017), já que estas são determinadas de acordo com o objetivo de cada pesquisa e do local onde o estudo foi realizado.

Sendo modelos fisicamente baseados, os dados de entrada devem ser preferencialmente determinados na própria área de estudo, tratados adequadamente e ter uma boa resolução para evitar que erros muito grandes (ou em grande quantidade) se acumulem ao longo do processo da simulação e o resultado seja prejudicado. Nesse sentido, a influência da escala dos dados de entrada foi analisada e discutida por O'callaghan e Mark (1984), Claessens et al (2005), Bueno et al (2012), entre outros, chegando à conclusão de que resoluções espaciais com pixel superior à 10 metros não são indicadas para simulações com modelos matemáticos por generalizarem demasiadamente os resultados. Exemplo da relevância da escala no resultado da aplicação de modelos fisicamente baseados foi discutido por Huang e Kao (2006), que alertam para os resultados sempre apresentarem uma superestimação das áreas instáveis, o que é um problema no momento de verificar sua eficiência e de validá-los com um inventário de cicatrizes.

3.5 ANÁLISE DE SENSIBILIDADE

As análises de sensibilidade de uma equação têm como objetivo verificar o efeito da variação dos valores de suas variáveis e parâmetros, dentro de um intervalo pré-determinado, sobre o resultado dessa equação. Entende-se por variáveis e parâmetros de uma equação as suas definições de acordo com (WEBER, 1986), onde parâmetros são constantes paramétricas, que têm o valor constante para determinado problema e seus valores não mudam no tempo ou têm mudanças insignificantes; e variáveis são valores que mostram o estado momentâneo de um sistema e podem assumir qualquer valor dentro de um intervalo determinado com variação significativa ao longo do tempo e espaço. Em uma equação de Fator de Segurança (FS), por exemplo, a

declividade é uma variável de entrada que apresenta grande heterogeneidade espacial, embora, para algumas localidades, possa ser considerada praticamente invariável no tempo. Outra variável é o nível freático, que apresenta grande taxa de variação tanto no espaço quanto no tempo durante um evento de precipitação. Por outro lado, geralmente as grandezas relacionadas ao solo, como espessura, coesão e ângulo de atrito, são consideradas parâmetros (de entrada ou de calibração) nestes modelos, notadamente pela dificuldade de se obter dados minimamente confiáveis da heterogeneidade espacial delas.

As equações de fator de segurança trabalham com uma série de variáveis e parâmetros complexos e interdependentes, conhecer qual desses valores envolvidos têm maior ou menor peso no resultado final pode auxiliar o pesquisador em uma série de decisões como, por exemplo, a escolher por detalhamentos maiores de uma variável em detrimento de outra, a escolha de locais para maior quantidade de coleta de material em campo ou até a troca da equação que está sendo usada por outra que dê mais peso a uma variável ou parâmetro que apresenta mais relevância em sua área de estudo.

A aplicação da análise de sensibilidade é muito difundida em estudos acadêmicos e trabalhos técnicos (principalmente em áreas de economia e negócios) aplicada para verificar as influências sobre investimentos ou em estudos sobre finanças. Sua aplicação na informática e na saúde também são facilmente encontradas na literatura com o uso de modelos matemáticos para medir a eficiência de softwares ou analisar grupos de pacientes, a exemplo de Chen et al (2009) entre outros. Outras áreas que se utilizam desse tipo de análise são as engenharias, áreas sociais, estudos cartográficos e análises ambientais (ROSENFELD et al, 1986; LOBÃO et al, 2005).

A área ambiental também faz uso da análise de sensibilidade, principalmente na aplicação de modelos matemáticos, a exemplo do trabalho realizado por Agam et al (2016) sobre a sensibilidade de variáveis geotécnicas na estabilidade de uma encosta usando o método de análise de sensibilidade de Monte Carlo embutido no software Slice 6.0. Entre os modelos usados para cálculo de estabilidade, o modelo probabilístico LISA (HAMMOND et al, 1992) também possui um método em seu programa para análise de sensibilidade dos fatores que afetam a ocorrência de movimentos de massa. Outro exemplo do

uso da análise de sensibilidade em estudos ambientais é na calibração de modelos hidrológicos, por exemplo o modelo chuva-vazão TOPMODEL (BEVEN e KIRKBY, 1978) que entre suas funcionalidades faz uso do método de Monte Carlo para realizar uma calibração automática dos dados de entrada.

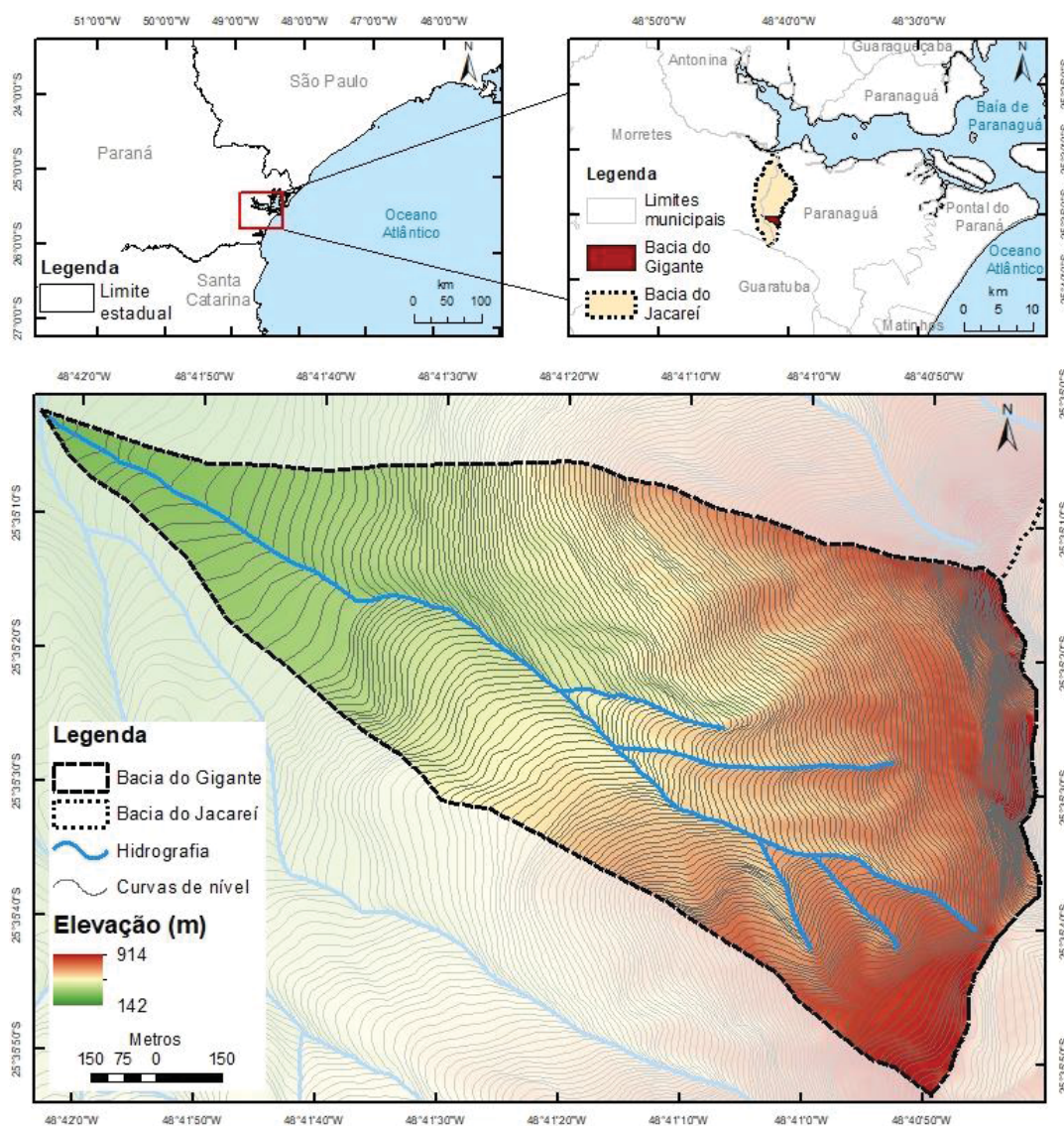
A aplicação da análise de sensibilidade não implica em um cálculo de risco, portanto esta não vai identificar as áreas propícias aos movimentos de massa em um estudo de estabilidade de encosta, mas vai evidenciar quais parâmetros e variáveis têm mais relevância para determinado modelo e devem ser levados em consideração quando houver alguma alteração ambiental, auxiliando nas suas identificações, na escolha e no desenvolvimento de formas de mitigação mais adequadas aos parâmetros e variáveis envolvidos.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo dessa pesquisa é uma sub-bacia da bacia do Jacareí e foi nomeada bacia do Gigante (Figura 7) em analogia ao formato do seu divisor de águas, que segundo moradores, lembra um gigante deitado. A bacia do rio Jacareí ocupa partes dos municípios de Morretes e Paranaguá, enquanto sua sub-bacia do Gigante está inserida totalmente no município de Paranaguá. Para contextualizar melhor a área de estudo da sub-bacia do Gigante, as características expostas a seguir incluem também o recorte da bacia do Jacareí exposto acima.

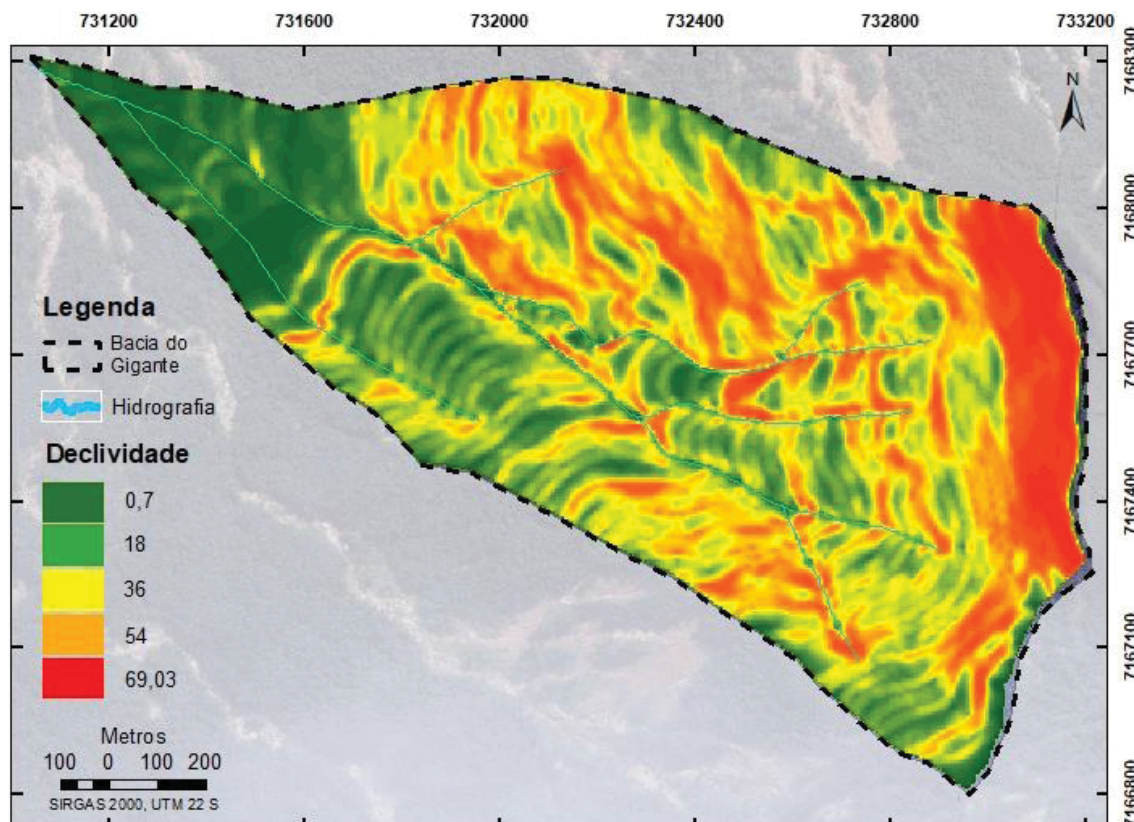
Figura 7 – Localização da bacia do Gigante no litoral paranaense.



A bacia do Jacareí se estende desde suas nascentes na Serra do Mar até seu exutório na Baía de Paranaguá, no oceano Atlântico. Para esse estudo, um recorte foi feito no ponto onde a bacia hidrográfica é cortada pela BR-277, que liga Curitiba a Paranaguá, por ser um ponto de barramento e controle de medição de vazão. Até o recorte feito no encontro com a rodovia, a bacia do Jacareí está situada entre as latitudes $25^{\circ}37'22,70''\text{S}$ e $25^{\circ}32'23,27''\text{S}$ e as longitudes $48^{\circ}40'22,90''\text{O}$ e $48^{\circ}42'43,63''\text{O}$. A sub-bacia do Gigante tem seus pontos extremos nas coordenadas de latitude $25^{\circ}35'4,61''\text{S}$ e $25^{\circ}35'52,61''\text{S}$ e longitude $48^{\circ}40'40,91''\text{O}$ e $48^{\circ}41'59,51''\text{O}$, apresenta amplitude altimétrica de 772 metros variando de 142 a 914 metros de altitude.

Por estar inserida na Serra do Mar, a bacia do Jacareí apresenta encostas com valores elevados de declividade, variando de aproximadamente zero graus nas partes mais baixas até aproximadamente 70 graus. Essa configuração é um dos fatores a favor da presença de grande número de movimentos de massa na região. A sub-bacia do gigante tem declividade variando de 0,7 graus até 69,03 graus próximo as suas porções mais elevadas na extremidade leste da bacia. (Figura 8).

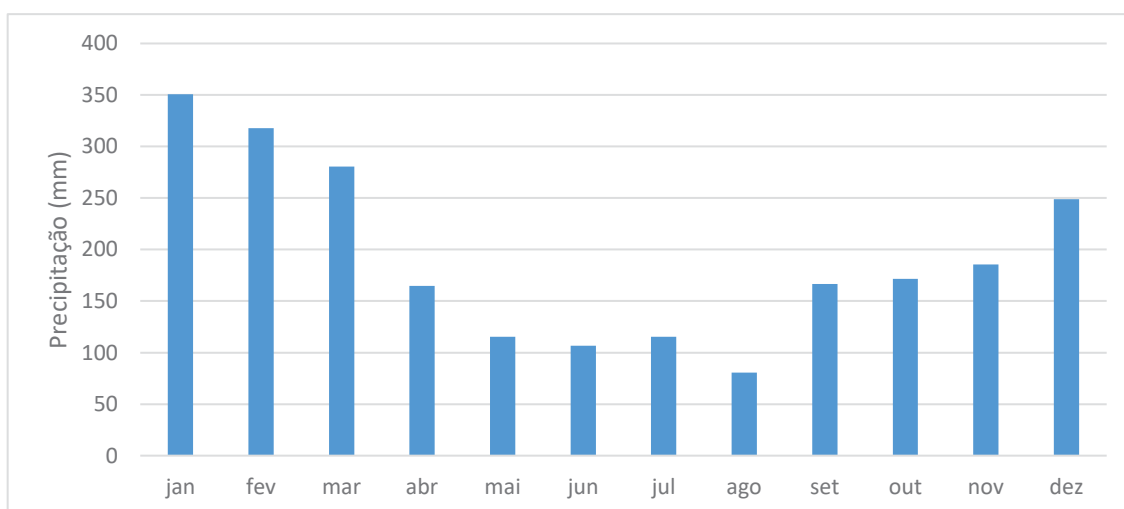
Figura 8 – Declividade na bacia do Gigante



O uso da terra na bacia do Jacareí é composto por Floresta ombrófila densa em estágio avançado ou pouco alterado (SEMA, 2002) e pequenas propriedades de agricultores (concentrados nas áreas planas de menor altitude). A sub-bacia do Gigante apresenta Floresta ombrófila densa com rochas expostas em seus pontos mais altos.

O clima da região segundo Vanhoni e Mendonça (2008) é do tipo cfa (Clima Subtropical Úmido - Mesotérmico) até 700 metros de altitude com mudança para cfb (Subtropical Úmido - Mesotérmico com verão fresco) com grande atuação de massas polar atlântica (mais presente no inverno) e tropical atlântica (mais presente no verão). Segundo a estação pluviométrica de Paranaguá (83844) as médias pluviométricas mensais dos últimos trinta anos para a região da área de estudo são maiores nos meses de janeiro e menores nos meses de agosto conforme Figura 9.

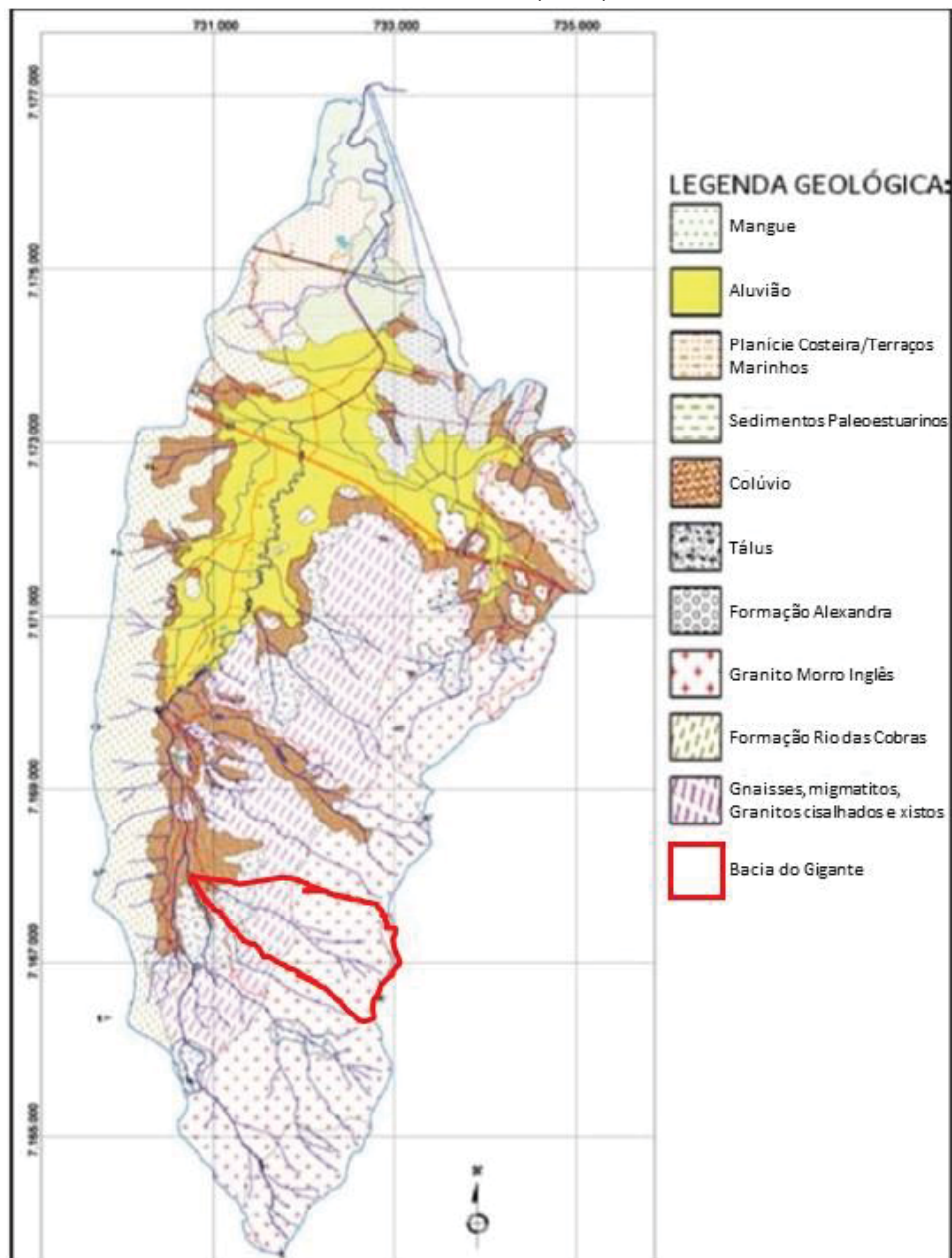
Figura 9 – Precipitação pluviométrica média mensal (1986 a 2016)



Segundo o mapa geomorfológico do Paraná (MINEROPAR e UFPR, 2006) a bacia do Jacareí apresenta as seguintes subunidades morfoesculturais: Planícies litorânea e fluviomarinhas (com baixo grau de dissecação e baixas declividades), Rampas de pré-serra e serras isoladas (com alto grau de dissecação e declividades de até 30%) e Serra do Mar que se caracteriza por declividades predominantes entre 12 e 30%, alto grau de dissecação e direção geral da morfologia que varia entre NE-SW, N-S e NW-SE. A sub-bacia do Gigante está incorporada apenas na última subunidade morfoescultural Serra do Mar.

A geologia da área é parte do cinturão orogênico do atlântico originado a partir de vários ciclos geotectônicos e que se estende do Uruguai até o estado da Bahia modelado em litologias da Suíte Álcali-Granitos e do Complexo Gnáissico Migmatítico datado do Arqueano-Proterozóico inferior. Na área de estudo da bacia do Jacareí encontram-se rochas do domínio Curitiba, que apresentam alto grau de metamorfação (representadas pelo complexo gnáissico Migmatítico), sedimentos recentes e rochas granitoides. A sub-bacia do Gigante está praticamente totalmente inserida no Complexo Gnáissico Migmatítico como mostra a Figura 10.

Figura 10 – Geologia da bacia do Jacareí com destaque para a bacia do Gigante. Modificado de Silveira et al (2013).



Os tipos de solos encontrados na bacia do Jacareí segundo a última atualização realizada para os solos do estado do Paraná (BHERING et al, 2007) são Gleissolos sálicos, caracterizados pelo alto grau de saturação e influência das marés, Cambissolos háplicos, que apresentam horizonte B incipiente e são localizados geralmente nas encostas e Neossolos litólicos, solos rasos e pouco desenvolvidos. Entretanto, como exposto na revisão bibliográfica, o solo neste trabalho é considerado como todo material inconsolidado entre a rocha e a superfície (regolito).

Em março de 2011 a região da área de estudo foi atingida por um evento de precipitação muito intenso que chegou a acumular entre os dias 10 e 12 desse mês 512 mm de chuva na estação de Morretes (02548000). Esse evento foi responsável pela deflagração de inúmeros escorregamentos na Serra do Mar, incluindo a bacia do Gigante (como se pode ver na Figura 11). A partir dessa data não foram verificados novos escorregamentos significativos na área de estudo, o que mostra um sinal de estabilização, evidenciada pela formação de vegetação pioneira no interior das cicatrizes (Figura 11).

Figura 11 – Formação de vegetação pioneira nas cicatrizes de escorregamentos na bacia do Gigante. Data das imagens: 16/09/2012, 27/10/2014 e 08/12/2015. Fonte: Google.



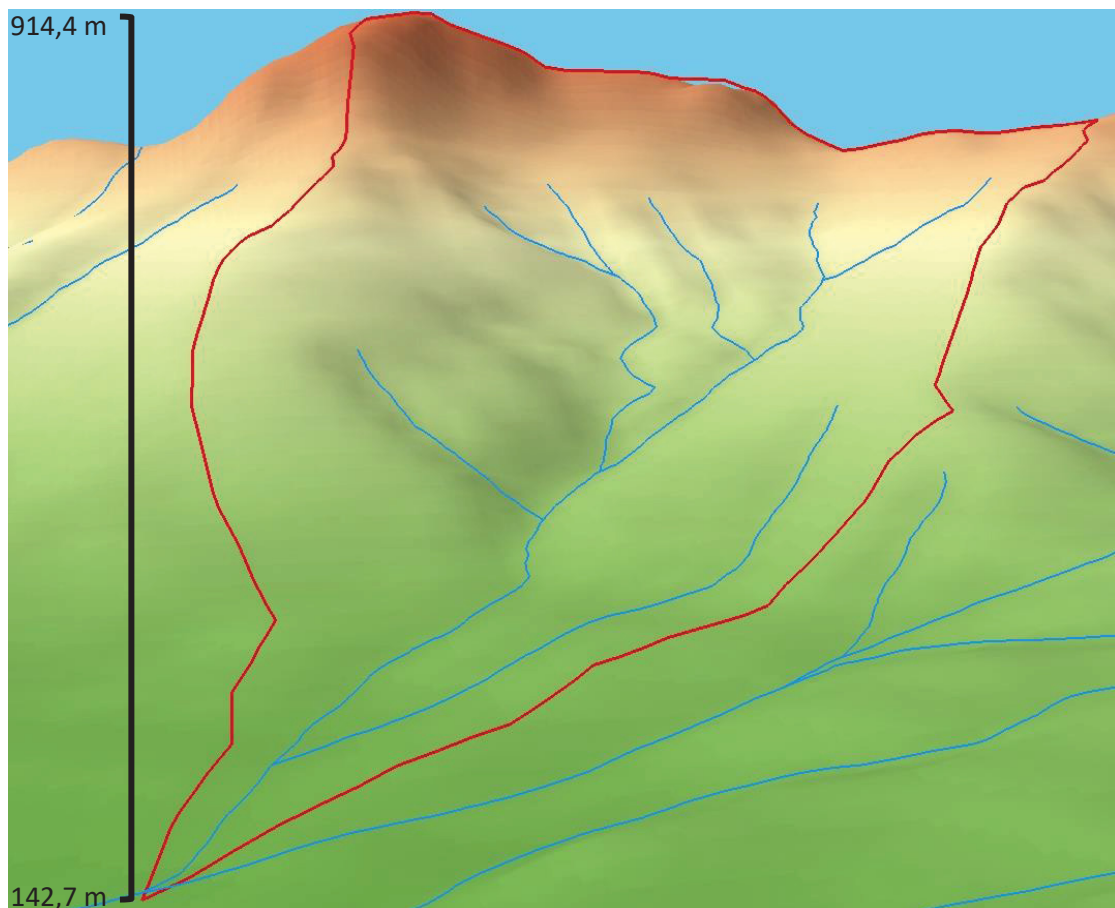
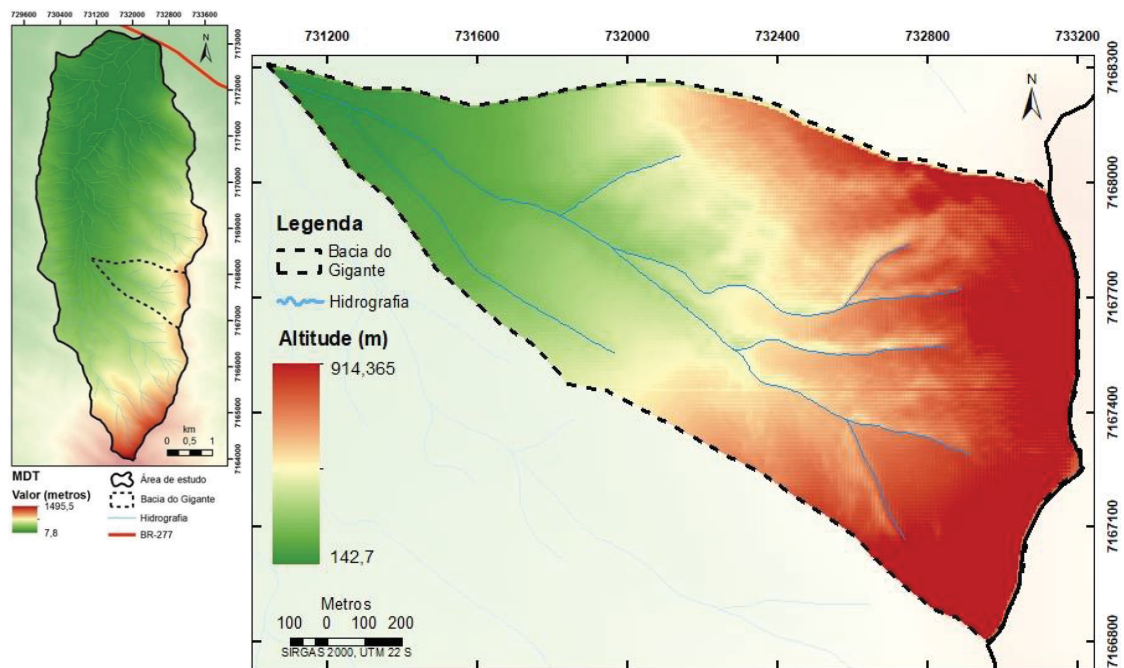
Em decorrência do grande número de movimentos de massa ocorridos nesse episódio, outros trabalhos já foram desenvolvidos na bacia do Jacareí e região com o objetivo de identificar áreas instáveis e descrever o evento extremo de 2011, a exemplo de MINEROPAR (2011), Silveira et al (2012), Silveira et al (2013) e Folador (2015).

4.2 DADOS TOPOGRÁFICOS

Os dados topográficos foram divididos em dois grupos distintos: o primeiro abrangendo a bacia do Jacareí e o segundo apenas a bacia do Gigante (mais detalhado). A primeira base de dados foi a carta 2858-2 NO, em escala 1:25000, do programa Mapeamento Pró-Atlântica realizado pelo Instituto de Terras, Cartografia e Geociências (ITCG) do estado do Paraná. A segunda consiste em dados LIDAR levantados pelo Instituto LACTEC por solicitação do Laboratório de Hidrogeomorfologia (LHG) do departamento de Geografia da UFPR.

O primeiro grupo de dados, composto por curvas de nível, pontos cotados e rede de drenagem, foi utilizado para a delimitação da bacia hidrográfica do Jacareí até seu encontro com a BR-277 e da sub-bacia do Gigante. A partir desses dados foi utilizado o interpolador *Topogrid* no *software* ArcGIS 10.2 para gerar um Modelo Digital de Terreno - MDT (Figura 12) com resolução espacial de cinco metros. Fundamentados no MDT, os seguintes dados secundários foram criados com o uso do *software* SAGA: declividade, área de contribuição (Tarboton, 1997), plano e perfil de curvatura.

Figura 12 – MDT da bacia do Jacareí (canto superior esquerdo), MDT da bacia do Gigante (canto superior direito) e, em destaque, representação em perspectiva da bacia do Gigante.



Os pontos de elevação provenientes do LiDAR (Light Detection and Ranging), levantados pelo LACTEC em parceria com o Laboratório de Hidrogeomorfologia (LHG) da Universidade Federal do Paraná, abrangem a bacia do Gigante e parte da bacia do Jacareí. Esses dados foram tratados no *software MicroStation* (versão 08.011.09.578) com o *plugin terrascan* (versão 014.013). O primeiro tratamento feito foi a classificação da nuvem de pontos usando como critério os pontos com altitude mais baixa para a obtenção dos pontos finais a serem usados para a elaboração do MDT. Essa classificação divide os pontos em um grupo que representa a superfície e outro que representa outras reflexões do laser como vegetação, por exemplo. O segundo tratamento foi a correção altimétrica, necessária para corrigir distorções de altitude entre os dados LiDAR e os pontos da carta topográfica existente. Essa correção foi feita com base em pontos cotados da área de estudo. Após o tratamento e a correção dos dados serem finalizados, um segundo MDT foi gerado com resolução espacial de cinco metros usando-se o interpolador *Topogrid* no *software ArcGIS 10.2*. O resultado foi comparado com os dados LiDAR do interior das cicatrizes para o cálculo da espessura do solo distribuída destes locais da bacia do rio Gigante.

4.3 DETERMINAÇÃO DA ESPESSURA DO SOLO

A estimativa de forma espacializada da espessura do solo para a bacia do Gigante foi realizada usando-se o *software CLASS-SA* com o auxílio de dados de espessura obtidos em campo e dos pontos do levantamento LiDAR.

Os valores de campo foram obtidos através de medições diretas feitas com trena nas bordas de cicatrizes e de medições indiretas retiradas por meio de fotografias de campo. Esses dados foram usados para calibrar e validar a simulação de espessura do solo.

O levantamento LiDAR foi utilizado para a obtenção dos dados de entrada de espessura do solo para uso nas simulações com o *software CLASS-SA*. Os dados de altimetria obtidos no levantamento laser são posteriores aos deslizamentos. Dessa maneira eles foram comparados à carta topográfica do local e a diferença de altitude entre o laser (representando o perfil do terreno pós movimentos de massa) e a carta topográfica

(representando o perfil do terreno pré movimentos de massa) deu origem aos dados de entrada do modelo.

Os dados LiDAR obtidos inicialmente apresentavam uma densidade média de pontos de 0,6 pontos por m². Devido à presença de vegetação exuberante na Serra do Mar, os pontos apresentaram significativa diferença de densidade de acordo com a presença da vegetação, assim a densidade final de pontos após a remoção das faixas que não representavam a superfície foi de 0,72 pontos/m² nos locais das cicatrizes de deslizamento, enquanto nos locais sem presença de cicatrizes ficou em 0,31 pontos/m² (Figura 13).

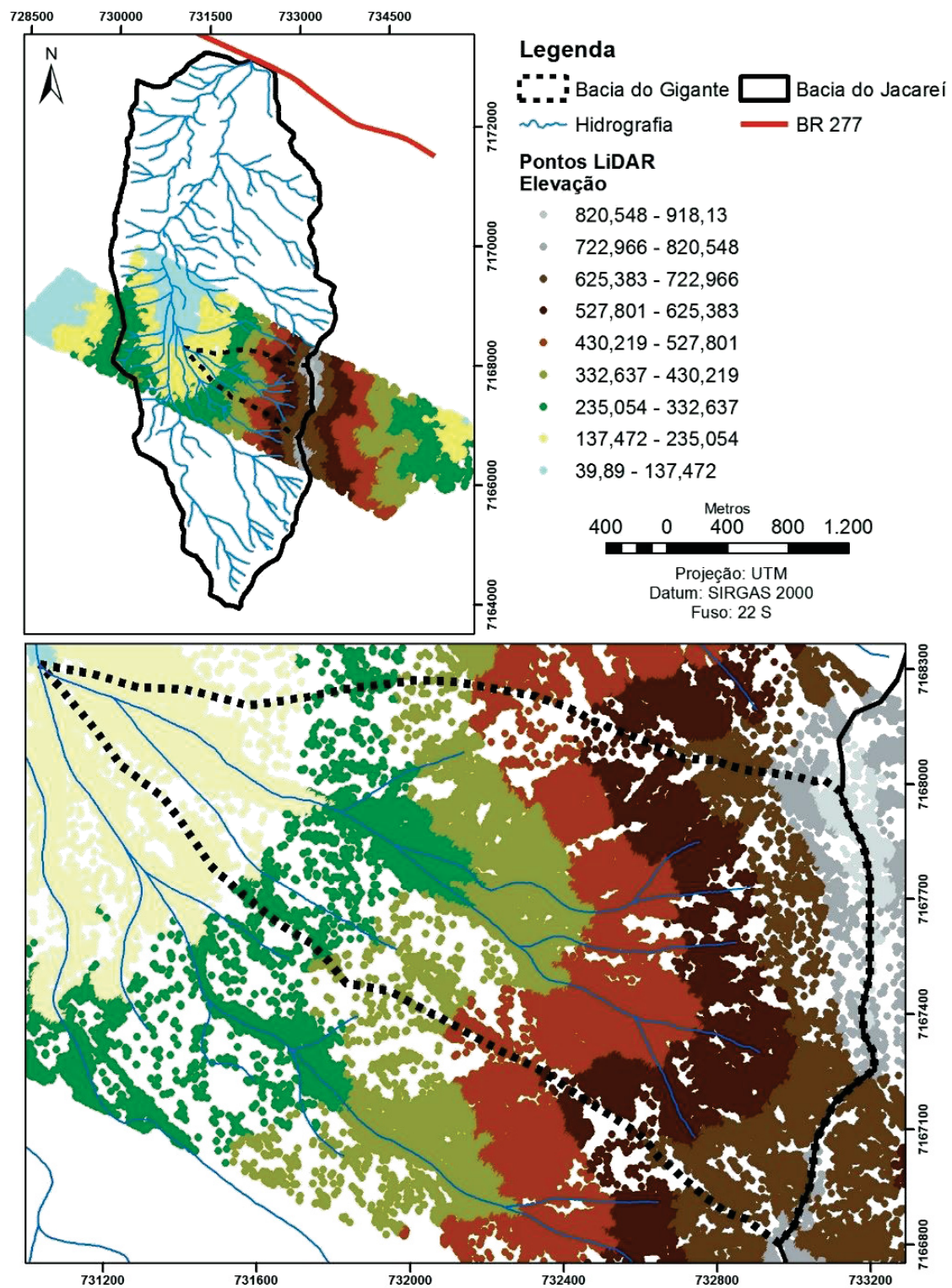
A correção altimétrica feita com base nos pontos cotados da área de estudos resultou numa média de 0,29 m (diferença média entre os valores de altitude dos pontos cotados e dos pontos LiDAR). Outras diferenças altimétricas podem ser explicadas pela ausência de pontos representativos da superfície devido à alta densidade de vegetação, o que resulta em uma baixa densidade de pontos em alguns locais do levantamento.

Foram feitas simulações no software CLASS-SA com o objetivo de testar os parâmetros de entrada de ajuste *lambda 1* e *lambda 2* visando reproduzir os valores de profundidade do solo encontrados em campo. Os demais dados de entrada foram retirados do cálculo da diferença entre o levantamento laser e a carta topográfica e das medidas realizadas em campo. Os valores de entrada utilizados para a simulação do modelo constam da Tabela 01.

Tabela 01 – Dados de entrada do modelo CLASS-SA.

| | | |
|---------------------|---|---------|
| D 5 | (5° percentil das espessuras de solo) | 0 |
| D 50 | (50° percentil das espessuras de solo) | 7,73 |
| DA 5 | (5° percentil das espessuras do horizonte A) | 0 |
| DA 50 | (50° percentil das espessuras do horizonte A) | 0,3 |
| DA 95 | (95° percentil das espessuras do horizonte A) | 0,4 |
| Lambda 1 e Lambda 2 | | 1,5 e 5 |

Figura 13 – Pontos LiDAR na bacia do Jacareí (quadro menor) e na bacia do Gigante (quadro maior).



4.4 ESPACIALIZAÇÃO DA ESPESSURA DO SOLO

O software CLASS-SA (TENG et al, 2005) utiliza o índice topográfico (*IT*) e o *Multiresolution Valley Bottom Flatness* (*MrVBF*) para espacializar a espessura do solo.

O cálculo do índice topográfico tem como base o Modelo Digital de Terreno (MDT), a partir do qual se extrai o ângulo de declividade da encosta e o índice geomorfológico 'a', que representa a razão entre a área de contribuição a montante e a unidade de contorno (resolução espacial), para o cálculo do índice topográfico. Segundo Aryal e Bates (2008) existem diferentes formas de se obter o índice topográfico

$$\text{Índice Topográfico} = \left\{ \begin{array}{l} a/\tan B \quad (01) \\ \ln(a)/\tan B \quad (02) \\ a/T \tan B \quad (03) \\ \ln (a/\text{sen } B) \quad (04) \end{array} \right.$$

Onde 'a' é o índice geomorfológico, $\tan B$ representa a tangente do ângulo de declividade da encosta, $\text{sen } B$ é o seno do ângulo de declividade da encosta, \ln é o logaritmo neperiano e T é a transmissividade do solo.

A equação (02) é a representação logarítmica da equação (01) e foi a primeira forma de índice topográfico proposta e integrada ao modelo *TOPMODEL*, proposto por Beven e Kirkby (1979). É também a equação usada pelo modelo CLASS-SA para simular a espessura do solo.

O algoritmo do *MrVBF* permite identificar vales e áreas planas de acordo com as seguintes premissas:

1 – Vales são mais baixos e relativamente mais planos que o terreno que os circunda;

2 – Vales são encontrados em várias escalas diferentes;

3 – Vales mais extensos são mais planos do que vales menores.

A partir desses pressupostos o *MrVBF* identifica os vales classificando a declividade do terreno e atrelando-a às áreas com altitudes relativas mais baixas para cada pixel. A análise é feita em múltiplas escalas generalizando o MDT a partir de sua resolução original, suavizando-a três vezes a cada passo do algoritmo.

A identificação dos vales é feita em diferentes escalas para assim serem identificados diferentes tamanhos de vales e áreas planas. Isso permite que os mesmos vales que possam ser representados em resoluções menores sobreponham suas representações em resoluções maiores, assim áreas maiores podem ser representadas sem a necessidade de detalhes, enquanto mantém as áreas menores identificadas em escalas maiores. Um importante efeito dessa generalização do MDT é que a cada passo o tempo de processamento diminui. Uma área é considerada como fundo de vale ou área plana segundo Gallant e Dowling (2003) se, em uma determinada escala, ela é suficientemente plana e baixa e em escalas menores ela é suficientemente plana (não sendo necessariamente suficientemente baixa).

Para o cálculo do *MrVBF*, a declividade é representada em porcentagem e a elevação de acordo com a altitude relativa de um pixel frente aos outros que o circundam usando uma janela de nove pixels. Uma função '*N*' é utilizada para trabalhar os dois atributos topográficos separadamente para os classificar no intervalo entre zero e um e é representada pela seguinte equação:

$$N(x, t, p) = \frac{1}{1 + (\frac{x}{t})^p} \quad (05)$$

Onde '*x*' é a variável topográfica que se deseja analisar (declividade ou elevação), '*t*' e '*p*' são constantes definidas pelos autores.

O primeiro passo é feito no MDT com sua resolução original e começa com o cálculo de N (denominada $F1$) em função da declividade ($S1$), usando-se a equação (05) com o parâmetro p igual a 4.

$$F1 = N (S1, t_{S1}, 4) \quad (06)$$

Onde t_{S1} é o limite de declividade, setado para 16% para a resolução inicial pelos autores. Cada vez que a resolução é suavizada o limite do valor de declividade diminui pela metade. Valores de $F1$ maiores que 0,5 indicam que a área pode ser considerada plana.

A elevação relativa para cada pixel ($A1$) é inserida na equação (05), com o parâmetro t igual a 0,4 (indicando que o pixel analisado é 40% mais baixo que o entorno) e o parâmetros p igual a três, denominando a função $F2$:

$$F2 = N (A1, 0.4, 3) \quad (07)$$

Valores de $F2$ maiores que 0,5 indicam elevação percentual suficiente para se considerar a área um fundo de vale.

Posteriormente os valores de $F1$ e $F2$ são combinados para produzir um valor preliminar de “índice de vale plano” ($PVF1$) para a escala original do MDT:

$$PVF1 = F1 * F2 \quad (08)$$

O resultado da equação (08) indica um fundo de vale quando o valor for maior que 0,25. Os passos seguintes do algoritmo são idênticos aos primeiros, porém a resolução é suavizada e o limite de declividade diminuído.

A partir do cálculo do índice topográfico e do $MrVBF$, o modelo CLASS-SA os insere na seguinte equação para espacializar a espessura do solo:

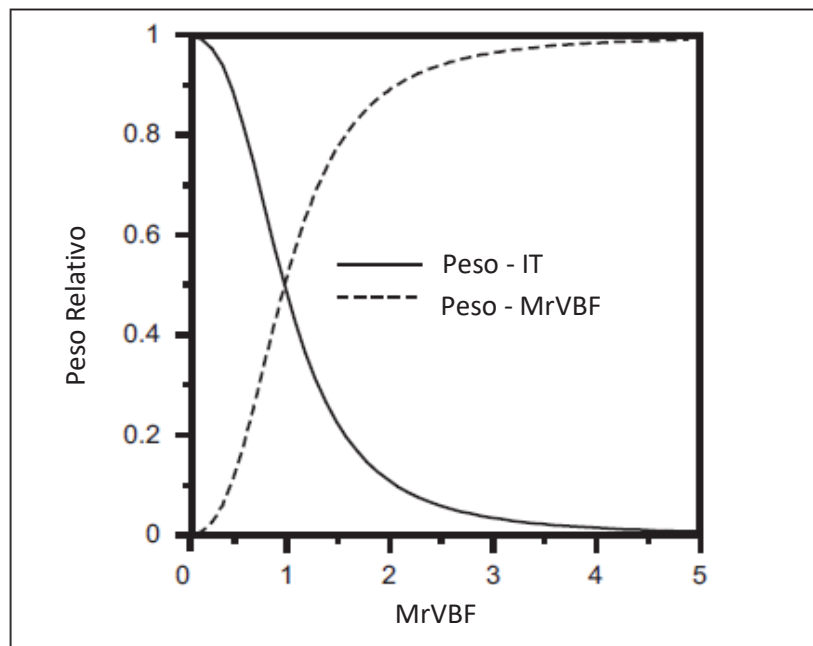
$$D = ITw * ITpred + MrVBFw * MrVBFpred \quad (09)$$

Onde D é a espessura do solo (m), ITw é o peso dado para o índice topográfico, $ITpred$ é a espessura do solo prevista para o pixel pelo índice

topográfico (m), $MrVBFw$ é o peso dado ao $MrVBF$ e $MrVBFpred$ é a espessura de solo prevista usando o $MrVBF$ (m).

ITw apresenta valores maiores (iguais ou próximos a um) onde há a predominância de erosão, logo seu peso é maior nas vertentes íngremes e/ou áreas divergentes enquanto nas áreas de deposição o $MrVBFw$ tem mais importância e passa a ter valores de peso superiores (Figura 14).

Figura 14 – Função dos pesos para as zonas de transição. $ITw + MrVBF = 1$. Fonte: Adaptado de McKenzie et al (2003)



O peso do índice topográfico é dado pela seguinte fórmula:

$$ITw = \frac{1}{1+MrVBF^2} \quad (10)$$

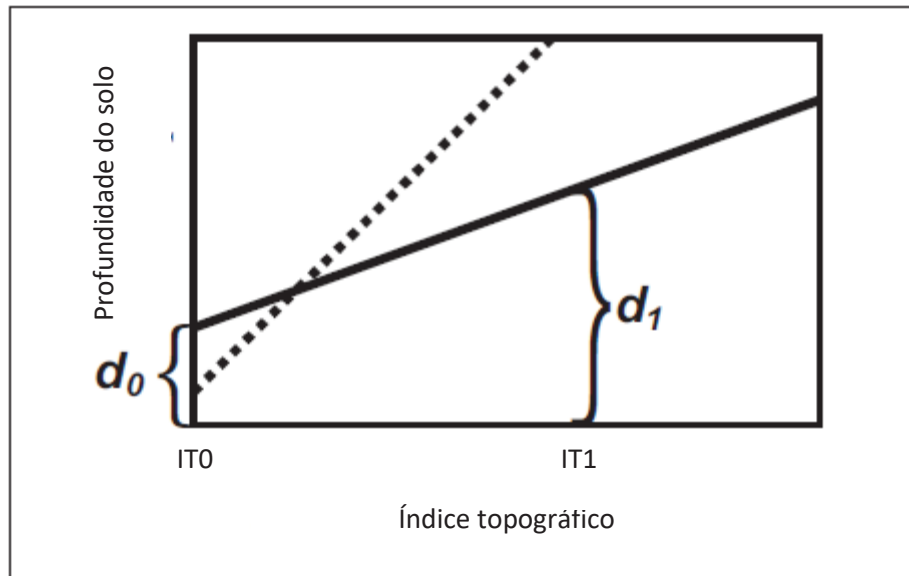
Conseqüentemente, como o valor dos pesos do índice topográfico e do $MrVBF$ somam 1, o peso do $MrVBF$ é dado pela equação:

$$MrVBFw = 1 - ITw \quad (11)$$

As variáveis $ITpred$ e $MrVBFpred$ são as que indicam a espessura do solo estimada individualmente para o índice topográfico (IT) e o $MrVBF$, respectivamente. A primeira é uma espessura do solo preliminar indicada

apenas pelo índice topográfico. Trabalho de McKenzie e Ryan (1999) mostra a relação linear entre o índice topográfico e a espessura do solo (Figura – 15).

Figura 15 – Relação linear entre índice topográfico e espessura do solo em uma vertente. A linha pontilhada representa solos mais expostos em uma vertente que sofre ação direta de chuvas e a linha sólida representa solos mais estáveis em uma vertente protegida pela vegetação. Fonte McKenzie et al (2003).



O termo *IT0* significa o valor de índice topográfico para o valor de solo mais raso presente no inventário de solos do local de estudo e o *IT1* faz referência ao maior valor de espessura encontrado. McKenzie et al (2003) afirmam que se pode usar o 5º percentil das espessuras medidas em campo para representar o *IT0* e o 50º percentil para representar o *IT1*. Teng et al (2008) apresentam uma fórmula para calcular a variável *ITpred* para qualquer valor de índice topográfico:

$$IT_{pred} = d5 + \left(\frac{IT - IT0}{IT1 - IT0} \right) * (d50 - d5) \quad (12)$$

Onde *d5* é 5º percentil das espessuras do solo e *d50* é o 50º percentil.

A espessura do solo prévia usando-se a variável *MrVBF* (*MrVBFpred*) é um valor encontrado por meio de testes. McKenzie et al (2003) afirmam que para um valor de *MrVBF* > 1,5 (área plana) há a presença de uma espessura com mais de 5 metros (usando um modelo digital de terreno com resolução de 25 metros). Para a área de estudo desse trabalho a mesma relação foi

encontrada na relação entre a espessura do solo e o MDT com resolução espacial de 5 metros.

O modelo CLASS_SA exige como dados de entrada os parâmetros da Tabela 02.

Tabela 02 – Parâmetros de entrada do modelo CLASS-SA.

| | |
|------------------------|--|
| <i>d5</i> | 5° percentil dos valores de espessura obtidos em campo |
| <i>d50</i> | 50° percentil dos valores de espessuras obtidos em campo |
| <i>dA5</i> | 5° percentil dos valores de espessura de horizonte A obtidos em campo |
| <i>dA50</i> | 50° percentil dos valores de espessura de horizonte A obtidos em campo |
| <i>dA95</i> | 95° percentil dos valores de espessura de horizonte A obtidos em campo |
| Lambda 1 e Lambda 2 | Multiplicadores para estimar a espessura total do solo |

4.5 DETERMINAÇÃO DA FORMA DA VERTENTE

Foi utilizado o software SAGA na geração dos dados de plano e perfil de curvatura a partir das informações topográficas originadas no MDT gerado com as curvas de nível obtidas na carta topográfica em escala 1:25000. A Figura 16 representa o plano e perfil de curvatura em uma ilustração. Os resultados para plano e perfil de curvatura para a bacia do Gigante constam das Figuras 17 e 18.

Figura 16 – Representação do plano e perfil de curvatura. Fonte da imagem: Google

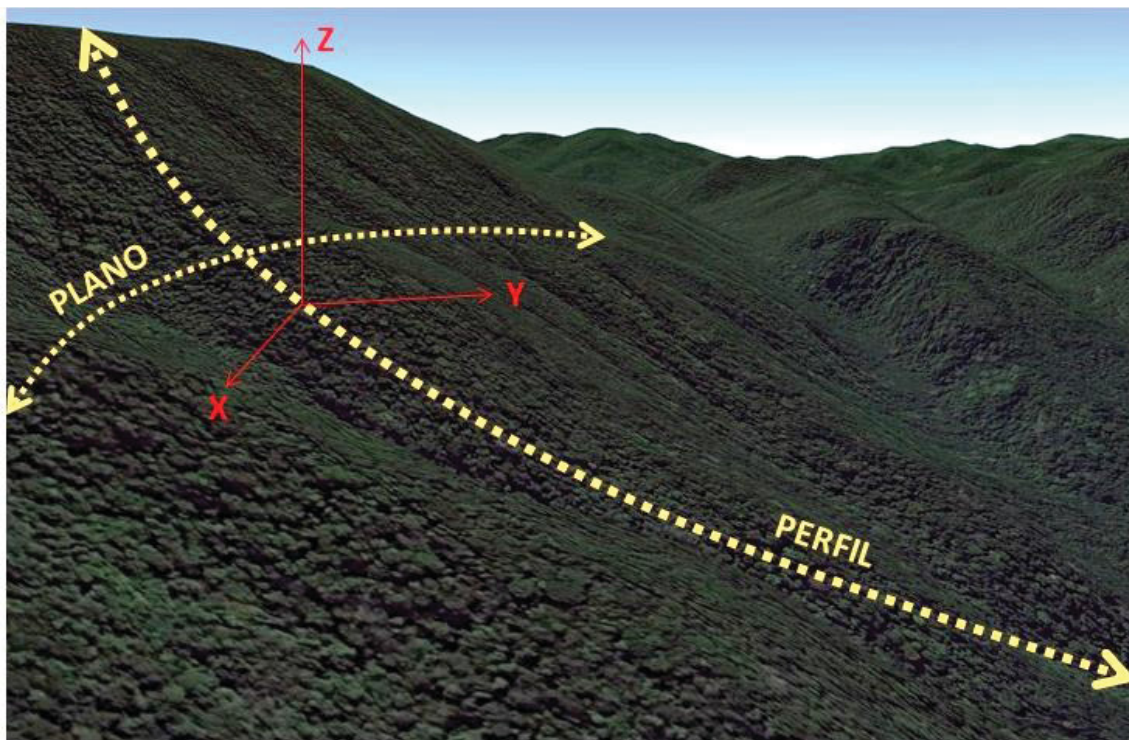


Figura 17 – Plano de curvatura para a bacia do Gigante

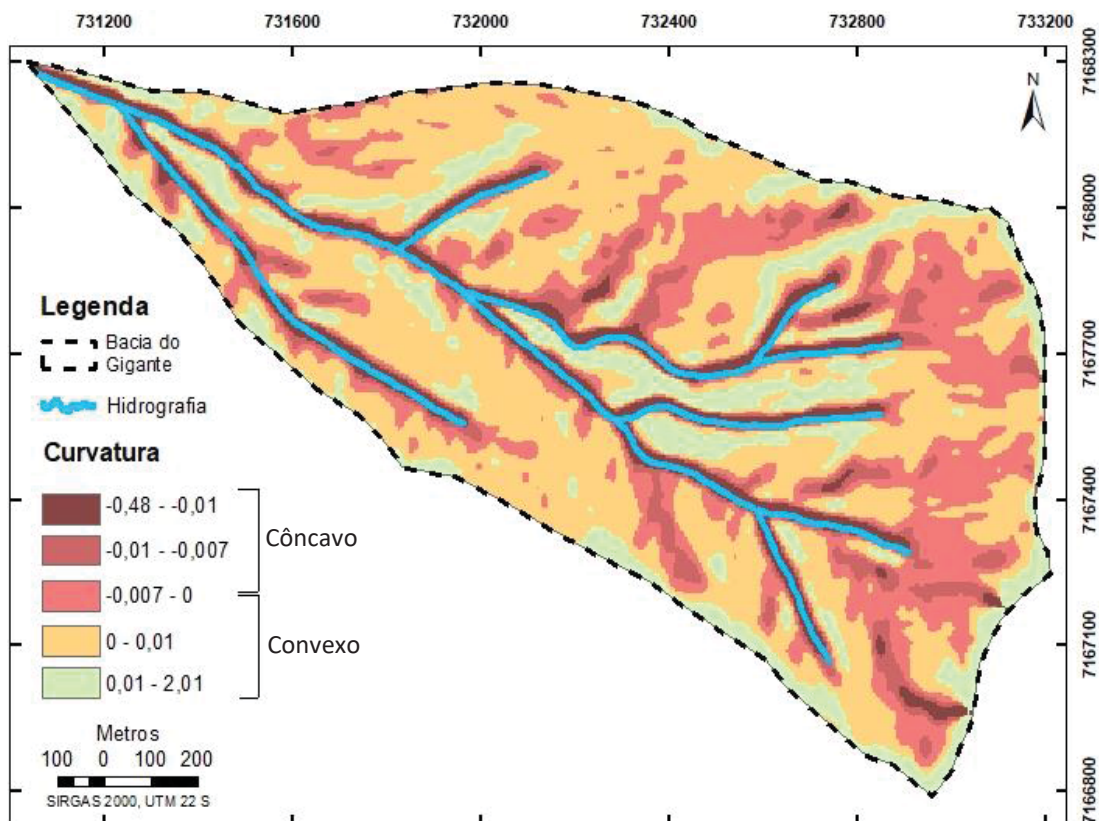
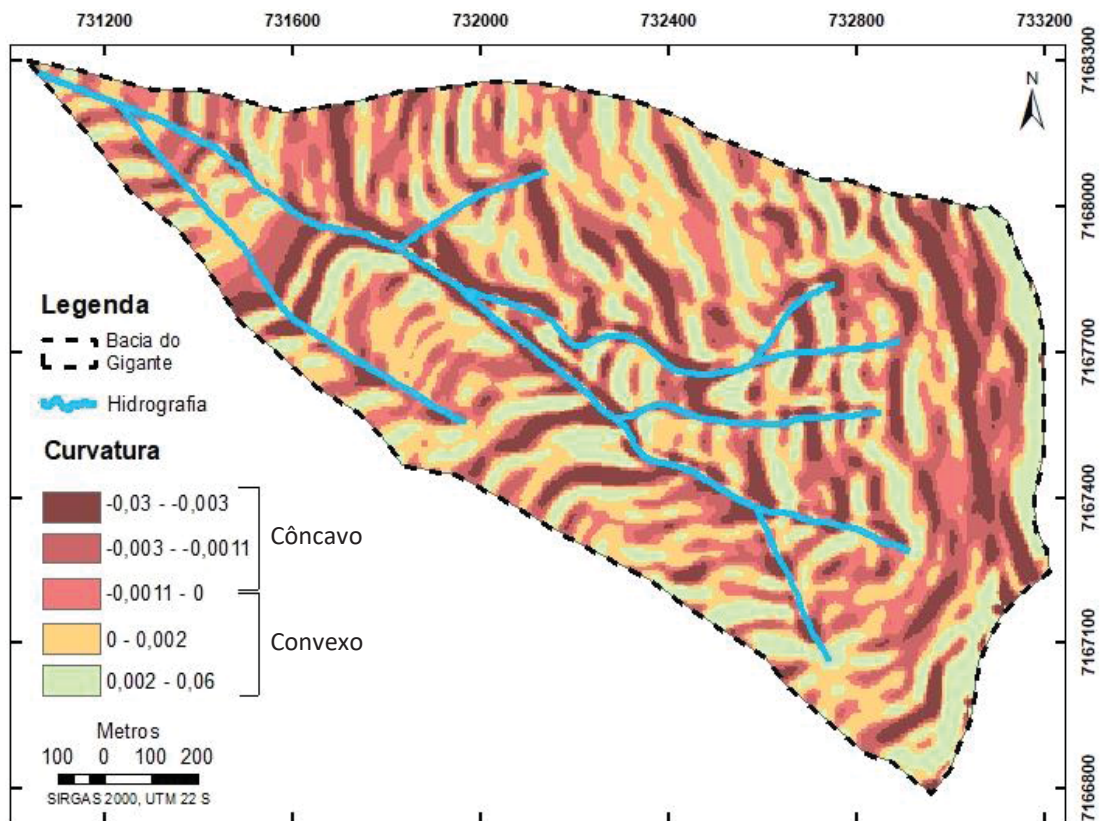


Figura 18 – Perfil de curvatura da bacia do Gigante.



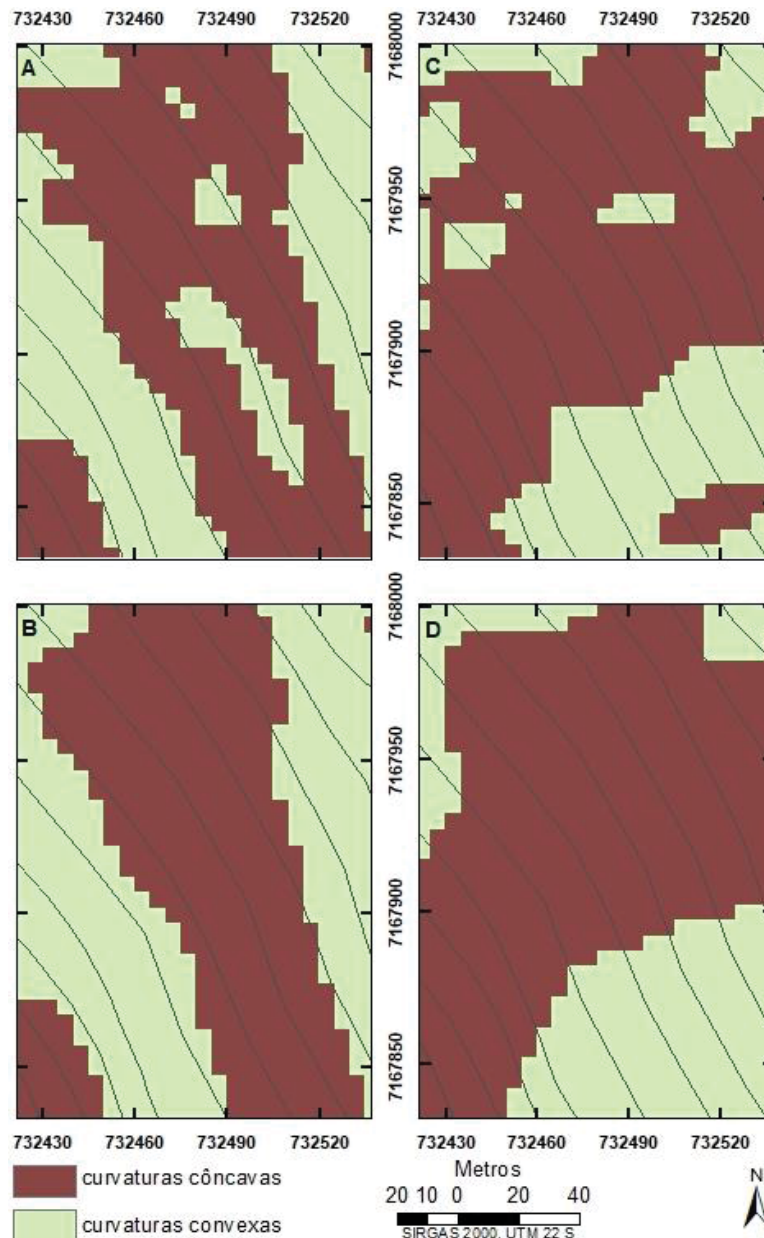
Os planos e perfis de curvaturas foram calculados usando-se uma janela de 5x5 pixels (Figura 19). Essa dimensão foi escolhida a partir de testes com diferentes tamanhos de janelas, sendo a janela mínima a mostrar os dados de curvatura com continuidade e não apresentar grandes generalizações nas vertentes. Janelas de tamanho mais reduzido não foram utilizadas pois em alguns locais das vertentes o espaço entre duas curvas de nível é maior do que o tamanho da janela, o que leva à criação de descontinuidades na representação das curvaturas resultando, em alguns casos, em classificações errôneas nos valores de planos e perfis. A Figura 19 mostra a comparação entre uma janela com 3x3 pixels e outra com 5x5 pixels na classificação das curvaturas. É possível verificar que a primeira gera descontinuidades e inversões errôneas na classificação, que podem ser verificadas pelas curvas de nível.

As informações de perfil e plano de curvaturas obtidas foram analisadas de modo separado, comparativamente com os dados de espessura do solo e de ocorrência de movimentos de massa. Primeiramente, a espessura do solo espacializada no software CLASS-SA foi cruzada com os valores de plano e

perfil de curvatura e posteriormente os valores de curvatura foram associados à presença de cicatrizes de movimentos de massa, mapeadas na área de estudo no trabalho de Bueno et al (2015).

Após as análises em separado, os resultados foram cruzados a fim de se encontrar a conexão entre curvatura da vertente, espessura do solo e presença de movimentos de massa. As análises foram feitas utilizando-se os softwares ArcGIS e planilha Excel.

Figura 19 – Representação dos planos e perfis de curvaturas elaborados com base em raios diferentes da janela de cálculo. A: perfil de curvatura com base em janela de 3x3 pixels; B: perfil de curvatura com base em janela de 5x5 pixels; C: plano de curvatura com base em janela de 3x3 pixels e D: plano de curvatura com base em janela de 5x5 pixels.



4.6 IDENTIFICAÇÃO DAS RUPTURAS DE RELEVO

Como exposto no item 3.2 da revisão bibliográfica, as rupturas de relevo ocorrem em áreas de mudança de curvatura e, nos locais onde essa mudança acontece da curvatura côncava para a convexa (direção jusante → montante), a exfiltração de água é favorecida e contribui para a erosão e instabilidade da área. As áreas com presença de colúvio em uma vertente (denominadas aqui áreas de concentração de colúvio) ocupam porções do relevo com declividade pouco acentuada e de valores de curvatura côncava e plana. Baseado nessas premissas as rupturas de relevo e as áreas de concentração de colúvio foram mapeadas segundo três características geomorfológicas: declividade, perfil e plano de curvatura.

A declividade usada para delimitar a presença de colúvio foi baseada nos valores de ângulo de atrito encontrados na Serra do Mar para as mesmas classes de solo (Cambissolos associados a Neossolos) nos trabalhos de Kozciak (2005) e Folador (2015) e nos valores de declividade a partir dos quais foi constatada a presença de rochas expostas por meio de imagens de satélite (Tabela 3).

Tabela 3 – valores de declividade para a identificação de concentração de colúvio

| Classe de solo | Ângulo de atrito | Declividade e rochas expostas |
|-----------------------------------|------------------|-------------------------------|
| Cambissolos associado à Neossolos | 20,5° | ---- |
| Rocha exposta | ---- | 40° |

O ângulo de atrito interno do solo representa a sua declividade máxima de repouso (sem a influência da vegetação), sendo assim, valores abaixo do estipulado pelo ângulo de atrito são tidos como estáveis. Dessa maneira o intervalo de declividade de interesse para a identificação de concentração de colúvio passíveis ao movimento de massa está entre o valor do ângulo de atrito e o valor de declividade das primeiras rochas expostas.

A representação da curvatura das concentrações de colúvio tais quais baseadas nos trabalhos de Dietrich e Dorn (1984), Dietrich et al (1995) e

Schulz et al (2008), são áreas descontínuas na vertente e em locais de acumulação de material, identificadas pela sua curvatura côncava e declividades mais baixas. Desse modo os planos e perfis de curvaturas côncavas foram combinados com os valores de declividade para gerar as suas representações (Tabela 4).

Tabela 4 – Identificadores para delimitar a presença de colúvio na vertente

| Descrição | Valor | Fonte |
|---|---------------------------------------|---|
| Intervalo de declividade para a acumulação de colúvio | 20,5° – 40,0° | Folador (2015), carta topográfica e levantamento em campo |
| Planos e perfil de curvaturas côncavas | Planos e perfis com valores negativos | Carta topográfica |

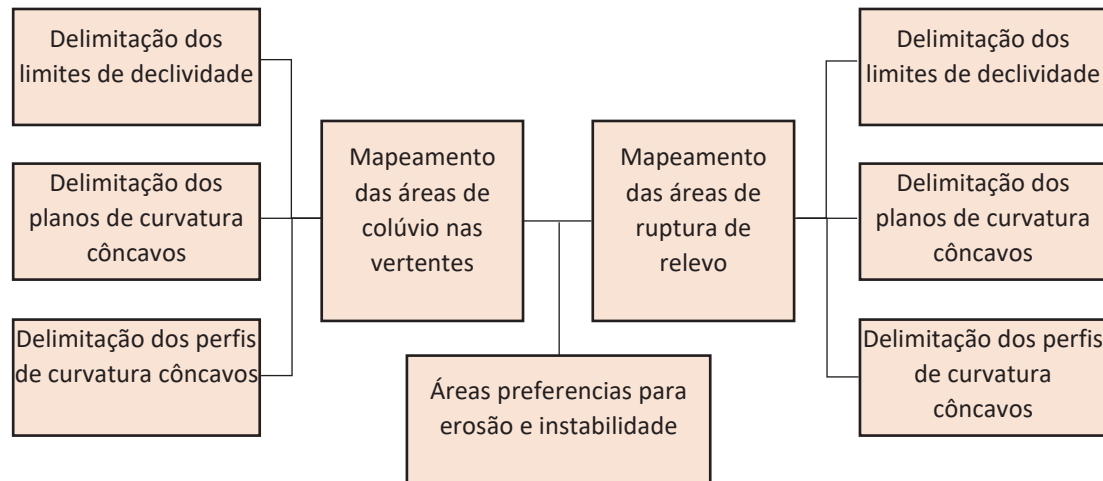
As rupturas de relevo foram identificadas pelo contato entre curvaturas diferentes e representadas pelas áreas inclinadas com planos e perfis de curvatura retilíneos e convexos (Tabela 5), que se situam a montante das áreas das áreas de concentração de colúvio. Dessa maneira, esses valores de curvatura foram combinados com o mesmo intervalo de declividade delimitado para a presença de colúvio. O objetivo foi identificar a influência da variação da curvatura na presença dos movimentos de massa.

Tabela 5 – Indicadores para delimitar a presença de rupturas de relevo

| Descrição | Valor | Fonte |
|--|---------------------------------------|---|
| Intervalo de declividade para a presença de rupturas de relevo | 20,5° - 40,0° | Folador (2015), carta topográfica e levantamento em campo |
| Planos e perfis de curvatura retilíneos e convexos | Planos e perfis com valores positivos | Carta topográfica |

O esquema abaixo ilustra os passos para o mapeamento das áreas de colúvio e de ruptura de vertente (Figura 20)

Figura 20 – Fluxograma esquemático para a delimitação das áreas de colúvio e de rupturas de vertente.



4.7 APLICAÇÃO SHALSTAB

O SHALSTAB é um modelo de previsão de áreas instáveis distribuído e determinístico, isto é, fisicamente baseado e com um resultado para cada combinação específica das variáveis de entrada para cada pixel da bacia hidrográfica. Combina em sua teoria o modelo de vertente infinita, baseado na teoria de cisalhamento da Lei de Mohr-Coloumb, e um modelo hidrológico de estado estacionário, baseado na relação entre a precipitação e a transmissividade do solo na seguinte equação (equação 13):

$$\frac{q}{T} = \frac{b}{a} * \text{sen}\theta * \left[\frac{\rho_s}{\rho_w} * \left(1 - \frac{\tan\theta}{\tan\phi} \right) + \frac{c}{\cos^2\theta * \tan\phi * \rho_w * g * z} \right] \quad (13)$$

Onde: q é a precipitação, T a transmissividade do solo, ρ_s representa o peso específico do solo, ρ_w significa o peso específico da água, c representa a coesão do solo, ϕ é o ângulo de atrito interno e θ é a declividade da encosta, b é a resolução espacial, a é a área de contribuição, g é o valor da gravidade e z a espessura do solo.

Martins et al (2017) que afirmam que o modelo físico mais usado em trabalhos sobre instabilidade de encosta no Brasil é o SHALSTAB (Montgomery e Dietrich, 1994; Montgomery et al, 1998 e Dietrich et al, 1998). Por ser um modelo amplamente usado e, portanto, muito bem compreendido, optou-se por usá-lo nesta pesquisa para ter a sensibilidade de seus parâmetros e seus resultados avaliados e, por fim, compará-los com a influência das formas das vertentes na ocorrência de movimentos de massa.

Os valores dos dados usados para a criação do cenário de instabilidade (Tabela 6) foram retirados de trabalhos realizados na região da área de estudo por Kozciak (2005) e Folador (2015) e por levantamentos de campo.

Tabela 6 – Valores de entrada usados no modelo SHALSTAB

| Parâmetro/variável | Valor | Fonte |
|---|--------------|-----------------------|
| Peso específico do solo saturado (ρ_s , kg/m ³) | 1730 | Kozciak (2005) |
| Peso específico da água (ρ_w , kg/m ³) | 1000 | Literatura |
| Coesão (c , kPa) | 17 | Folador (2015) |
| Declividade (θ , grau) | MDT | Carta topográfica |
| Área de contribuição específica (m ² /m) | MDT | Carta topográfica |
| Ângulo de atrito (ϕ , grau) | 23,5 | Folador (2015) |
| Espessura do solo (z , m) | 6 | Levantamento em campo |

Os dados topográficos utilizados foram os mesmos já citados na elaboração das curvaturas e da espessura do solo para a bacia do Gigante. Os valores geotécnicos de Folador (2015) foram retirados de diferentes pontos da bacia do Jacareí (da qual a bacia do Gigante é sub-bacia) e analisados em laboratório para a obtenção dos valores de coesão, peso específico do solo e ângulo de atrito para diferentes classificações de solo identificadas na bacia. A espessura do solo é o valor médio obtido nesse trabalho como resultado da aplicação do modelo CLASS-SA.

Os resultados da simulação com o modelo SHALSTAB foram validados com o inventário de cicatrizes da bacia do Gigante (Bueno et al, 2015) e analisados de acordo com uma matriz de confusão (Tabela 7)

Tabela 7 – Esquema de matriz de confusão binária

| Classe | Pixels instáveis | Pixels estáveis | Eficiência da classe (EC) | Eficiência total (ET) |
|-----------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|-----------------------|
| Áreas instáveis | Verdadeiro positivo (vp1) | Falso positivo (fp2) | $vp1 / (vp1 + fp2)$ | $(vp1 + vp2) / n$ |
| Áreas estáveis | Falso positivo (fp1) | Verdadeiro positivo (vp2) | $vp2 / (vp2 + fp1)$ | |

Os resultados foram finalmente comparados com a efetividade da indicação de áreas instáveis pelas formas da vertente, para demonstrar a relevância desse atributo topográfico que é ausente nos modelos de previsão de áreas instáveis e com a espessura do solo distribuída a fim de evidenciar a sua importância para a obtenção de melhores resultados.

4.8 SENSIBILIDADE DOS PARÂMETROS E VARIÁVEIS DO MODELO

Visando a identificação das variáveis e parâmetros com maior influência sobre o modelo SHALSTAB, uma análise de sensibilidade foi realizada para a equação 13. Os fatores da equação apresentados acima foram testados nos intervalos mostrados na Tabela 8.

Tabela 8 – Variáveis e parâmetros usados na análise de sensibilidade.

| Variáveis / Parâmetros | Valor mínimo | Valor médio | Valor máximo |
|--|--------------|-------------|--------------|
| Declividade (°) | 0,6 | 34,5 | 68,8 |
| Espessura do solo (m) | 0 | 7,5 | 15 |
| Ângulo de atrito (°) | 21,7 | 23,5 | 25,2 |
| Peso específico do solo (kg/m ³) | 1,72 | 1,58 | 1,87 |
| Área de contribuição (m ²) | 25 | 607317,5 | 1214610 |
| Coesão (kPa) | 10,9 | 13,95 | 17 |

Os valores mínimos e máximos apresentados acima (peso específico do solo, ângulo de atrito e coesão) têm origem nos resultados de laboratório com amostras da área de estudo obtidos por Folador (2015) e em resultados obtidos

a partir de dados de campo e de geoprocessamento (declividade, espessura do solo e área de contribuição).

Na análise de sensibilidade cada variável e parâmetro teve seus valores variando uniformemente do valor mínimo ao máximo por incremento de 2% para cada simulação realizada (Tabela 9). Enquanto um parâmetro/variável é analisado, os outros valores ficam inalterados em seu valor médio (obtido pela média aritmética dos valores mínimos e máximos de cada parâmetro e variável).

Tabela 9 – Intervalos dos parâmetros e variáveis utilizados para a análise de sensibilidade.

| Intervalo dos parâmetros e variáveis | | | | | |
|--------------------------------------|----------------------|-----------------|-----------------|-----------------------------|---------------------------------------|
| % | Declividade (rad) | Coesão (kPa) | Ângulo (rad) | Área de contribuição (m) | Peso saturado (kg/m ³) |
| 0 | 0,010 | 10,900 | 0,380 | 0,0 | 1580,000 |
| 2 | 0,034 | 11,022 | 0,381 | 24291,7 | 1585,920 |
| 4 | 0,058 | 11,144 | 0,382 | 48583,4 | 1591,840 |
| 6 | 0,081 | 11,266 | 0,384 | 72875,1 | 1597,760 |
| 8 | 0,105 | 11,388 | 0,385 | 97166,8 | 1603,680 |
| 10 | 0,129 | 11,510 | 0,386 | 121458,5 | 1609,600 |
| 12 | 0,153 | 11,632 | 0,387 | 145750,2 | 1615,520 |
| 14 | 0,177 | 11,754 | 0,388 | 170041,9 | 1621,440 |
| 16 | 0,200 | 11,876 | 0,390 | 194333,6 | 1627,360 |
| 18 | 0,224 | 11,998 | 0,391 | 218625,3 | 1633,280 |
| 20 | 0,248 | 12,120 | 0,392 | 242917,0 | 1639,200 |
| 22 | 0,272 | 12,242 | 0,393 | 267208,7 | 1645,120 |
| 24 | 0,296 | 12,364 | 0,394 | 291500,4 | 1651,040 |
| 26 | 0,319 | 12,486 | 0,396 | 315792,1 | 1656,960 |
| 28 | 0,343 | 12,608 | 0,397 | 340083,8 | 1662,880 |
| 30 | 0,367 | 12,730 | 0,398 | 364375,5 | 1668,800 |
| 32 | 0,391 | 12,852 | 0,399 | 388667,2 | 1674,720 |
| 34 | 0,415 | 12,974 | 0,400 | 412958,9 | 1680,640 |
| 36 | 0,438 | 13,096 | 0,402 | 437250,6 | 1686,560 |
| 38 | 0,462 | 13,218 | 0,403 | 461542,3 | 1692,480 |
| 40 | 0,486 | 13,340 | 0,404 | 485834,0 | 1698,400 |

| | | | | | |
|-------|-------|--------|-------|-----------|----------|
| 42 | 0,510 | 13,462 | 0,405 | 510125,7 | 1704,320 |
| 44 | 0,534 | 13,584 | 0,406 | 534417,4 | 1710,240 |
| 46 | 0,557 | 13,706 | 0,408 | 558709,1 | 1716,160 |
| 48 | 0,581 | 13,828 | 0,409 | 583000,8 | 1722,080 |
| 50 | 0,605 | 13,950 | 0,410 | 607292,5 | 1728,000 |
| 52 | 0,629 | 14,072 | 0,411 | 631584,2 | 1733,920 |
| 54 | 0,653 | 14,194 | 0,412 | 655875,9 | 1739,840 |
| 56 | 0,676 | 14,316 | 0,414 | 680167,6 | 1745,760 |
| 58 | 0,700 | 14,438 | 0,415 | 704459,3 | 1751,680 |
| 60 | 0,724 | 14,560 | 0,416 | 728751,0 | 1757,600 |
| 62 | 0,748 | 14,682 | 0,417 | 753042,7 | 1763,520 |
| 64 | 0,772 | 14,804 | 0,418 | 777334,4 | 1769,440 |
| 66 | 0,795 | 14,926 | 0,420 | 801626,1 | 1775,360 |
| 68 | 0,819 | 15,048 | 0,421 | 825917,8 | 1781,280 |
| 70 | 0,843 | 15,170 | 0,422 | 850209,5 | 1787,200 |
| 72 | 0,867 | 15,292 | 0,423 | 874501,2 | 1793,120 |
| 74 | 0,891 | 15,414 | 0,424 | 898792,9 | 1799,040 |
| 76 | 0,914 | 15,536 | 0,426 | 923084,6 | 1804,960 |
| 78 | 0,938 | 15,658 | 0,427 | 947376,3 | 1810,880 |
| 80 | 0,962 | 15,780 | 0,428 | 971668,0 | 1816,800 |
| 82 | 0,986 | 15,902 | 0,429 | 995959,7 | 1822,720 |
| 84 | 1,010 | 16,024 | 0,430 | 1020251,4 | 1828,640 |
| 86 | 1,033 | 16,146 | 0,432 | 1044543,1 | 1834,560 |
| 88 | 1,057 | 16,268 | 0,433 | 1068834,8 | 1840,480 |
| 90 | 1,081 | 16,390 | 0,434 | 1093126,5 | 1846,400 |
| 92 | 1,105 | 16,512 | 0,435 | 1117418,2 | 1852,320 |
| 94 | 1,129 | 16,634 | 0,436 | 1141709,9 | 1858,240 |
| 96 | 1,152 | 16,756 | 0,438 | 1166001,6 | 1864,160 |
| 98 | 1,176 | 16,878 | 0,439 | 1190293,3 | 1870,080 |
| 100 | 1,200 | 17,000 | 0,440 | 1214585,0 | 1876,000 |
| MÉDIA | 0,605 | 13,950 | 0,410 | 607317,5 | 1,725 |

Foram feitas no total 51 simulações para cada parâmetro/variável totalizando 306 simulações, cada com um resultado próprio. Os valores resultantes foram organizados e analisados no software Excel 2013.

A análise de sensibilidade dos parâmetros/variáveis foi feita de acordo com a variação dos resultados de suas respectivas simulações em relação à dimensão do próprio parâmetro/variável (Equação 14). Dessa maneira foi possível determinar a influência de cada parâmetro e qual deles influencia mais no resultado, apresentando assim, o maior peso entre os dados de entrada.

$$S = d/n \quad (14)$$

Onde S representa a sensibilidade, d é a diferença entre o maior e o menor resultado obtido para cada grupo de simulação e n é a diferença entre o maior e o menor valor de cada parâmetro/variável.

5 RESULTADOS

5.1 VARIÁVEIS AMBIENTAIS RELEVANTES AOS ESCORREGAMENTOS

Do levantamento bibliográfico sobre os atributos naturais que mais influenciam na estabilidade de uma vertente, uma síntese é apresentada no Quadro 2.

Quadro 2 – Resumo dos atributos naturais que têm influência sobre a estabilidade de uma vertente.

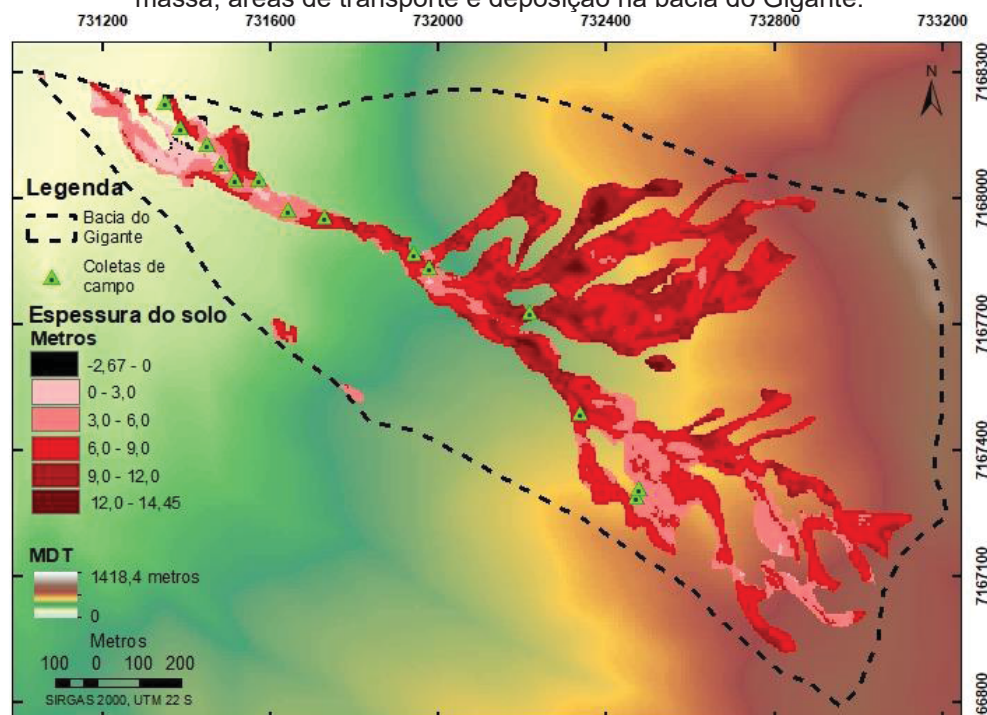
| Atributos naturais influenciando na estabilidade de encosta | |
|--|---|
| Declividade | Highland e Bobrowsky (2008), De Rose (2012), Fernandes et al (2004), Chatwin et al (1994), Dunne (1978), Sidle et al (1985) |
| Textura do solo (coesão e ângulo de atrito) | Sidle et al (1985), Iverson (2000), Vieira (2001), Casadei et al (2002), Wang e Sassa (2003), Vieira e Fernandes (2004), Yancin et al (2007), Kitutu et al (2009), Lopes (2013) |
| Espessura do solo | Sidle et al (1985), D'odorico et al (2003), Acharya et al (2008), Ho et al (2012), Lopes (2013), Michel (2015) |
| Orientação da vertente | Beaty (1956), Dai e Lee (2002), Clerici et al (2006), Masoumi et al (2014), Capitani et al (2014), Meten et al (2015) e Hamsa et al (2017) |
| Formas da vertente | Dietrich e Dorn (1984), Sidle et al (1985), Tsukamoto e Minematsu (1987), Chatwin et al (1994), Fernandes et al (2004), Vieira (2007), Schulz et al (2008), Highland e Bobrowsky (2008), De Rose (2012) |
| Umidade do solo | Horton (1933), Dunne (1978), Beven e Kirkby (1979), Sidle et al (1985), Chatwin et al (1994), Pelletier et al (1997), Highland e Bobrowsky (2008) |
| Vegetação | Sidle (1987), Sidle e Ochai (2000), Casadei et al (2003), Tabaliipa et al (2008), Schwarz et al (2010), Lorenzon et al (2013) |
| Escoamento superficial | Horton (1933), Horton (1945), Dunne (1969), Dunne (1978), Dunne (1980), Fowler et al (2007), Perron et al (2009), Gordon et al (2010), Levy et al (2012), Perron et al (2012 b) |
| Área de contribuição | Dunne (1980), Tsukamoto e Minematsu (1987), Gordon et al (2010) |

Cada um dos atributos elencados no quadro acima tem participação na manutenção natural do equilíbrio de uma encosta. Apresentam grau de importância variável, como indicado por Hammond et al (1992) e Borga et al (2002), que destacam a declividade como o atributo que mais influência, o que é seguido por modelos de estabilidade de encosta existentes. Outros atributos não são considerados tão relevantes, a exemplo da orientação da encosta, como demonstrado na revisão bibliográfica deste trabalho. Cabe ressaltar, porém, que esse levantamento na literatura é importante para corroborar o resultado desta pesquisa na busca da relevância de fatores naturais menos explorados para a simulação de áreas de instabilidade.

5.2 ESPESSURA DO SOLO E MOVIMENTOS DE MASSA

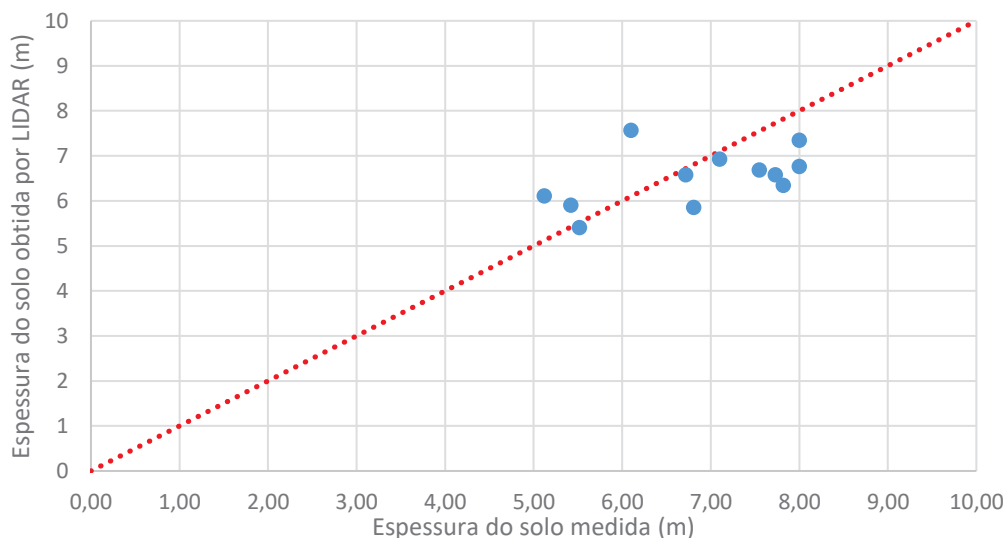
A espessura do solo nos locais das cicatrizes da bacia do rio Gigante foi obtida por comparação entre os pontos LiDAR e a carta topográfica. A Figura 21 mostra que nestes locais a espessura do solo obtida por este método varia entre -2,67 m em pequenas áreas na região de deposição do fluxo de detritos até um máximo de 14,45 m nas encostas. A figura mostra ainda os locais de coleta de campo onde a espessura do solo foi medida *in loco*.

Figura 21 – Espacialização da espessura do solo para as cicatrizes dos movimentos de massa, áreas de transporte e deposição na bacia do Gigante.



Para a validação da espacialização feita com base na comparação das duas bases de dados topográficos, os valores obtidos foram comparados com as medidas de espessura realizadas em campo, conforme apresentado na Figura 22.

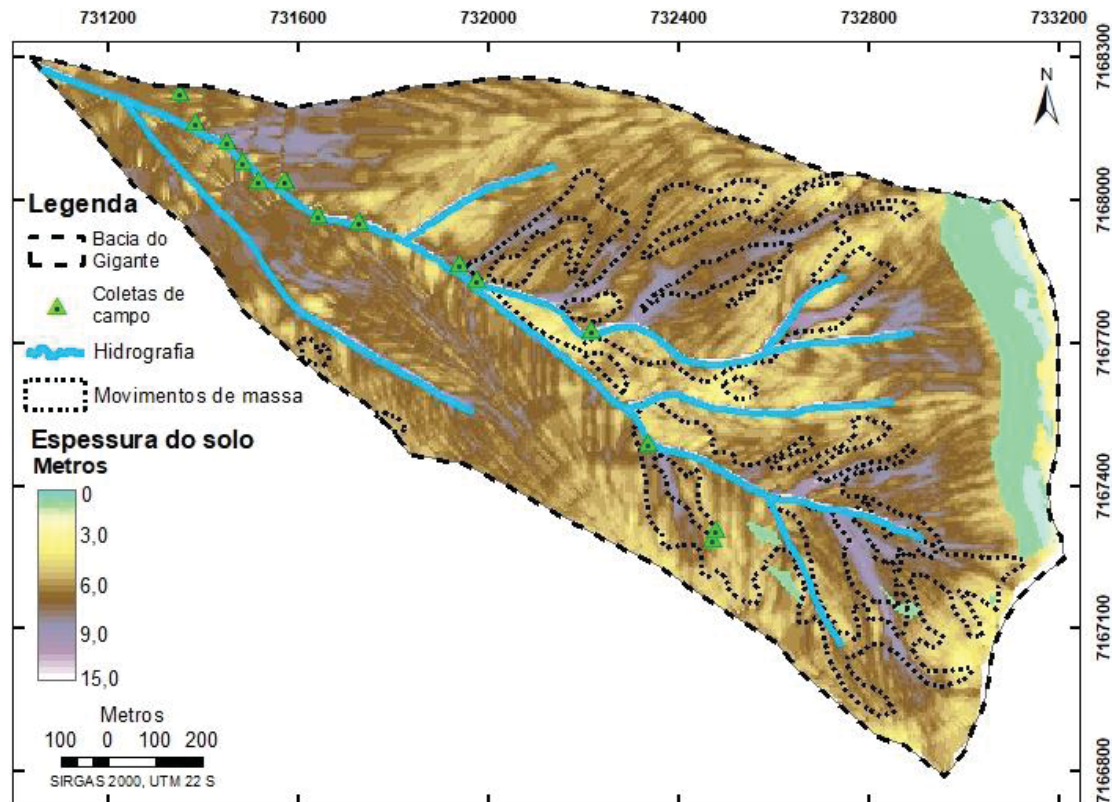
Figura 22 – Comparação entre os pontos de espessura medidos em campo e seus respectivos valores na espacialização com base nos dados LiDAR e da carta topográfica.



A comparação visual com base na linha pontilhada de 1:1 mostra a relação entre os pontos medidos em campo e os indicados pelo cálculo da espessura do solo com os pontos LiDAR. Pode-se perceber uma concentração maior de pontos abaixo da linha, indicando uma tendência dos dados obtidos pelo LiDAR em subestimar os valores de espessura do solo. No entanto, para estes pontos avaliados a média das diferenças são, no máximo, 10,2%, número bastante promissor para este tipo de informação dada a grande incerteza na obtenção de dados de espessura de solo.

A partir da espessura do solo, obtida pela diferença entre os dados da carta topográfica e do levantamento LiDAR, foram extraídos parte dos dados de entrada para a aplicação do modelo CLASS-SA e chegou-se ao seguinte resultado da espacialização da espessura do solo para toda a bacia do Gigante (Figura 23).

Figura 23 – distribuição espacial do solo a partir da simulação do modelo CLASS-SA.



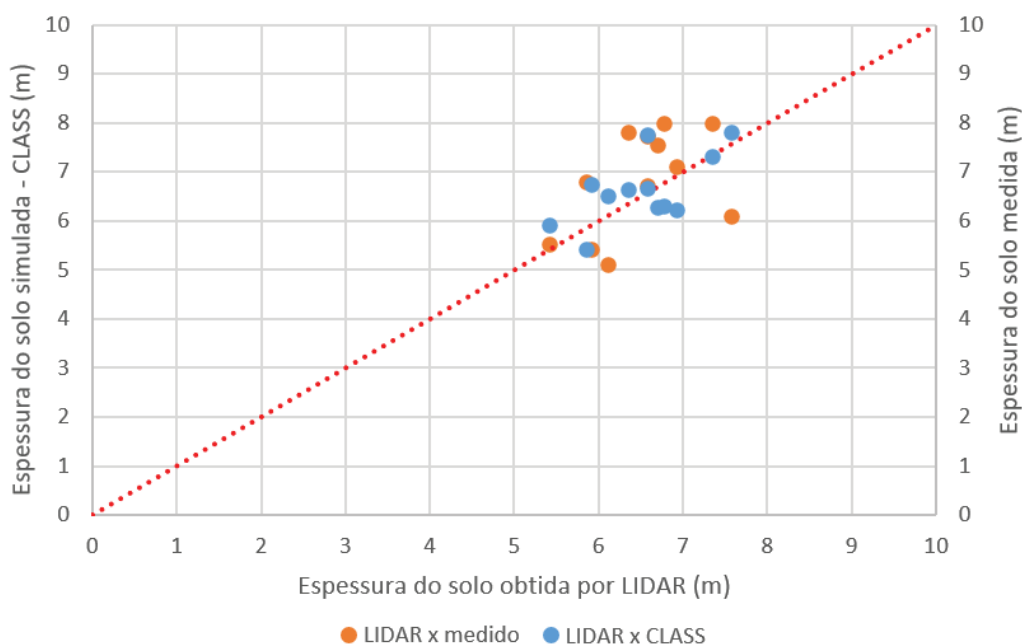
Como apresentado anteriormente, o modelo CLASS-SA utiliza dados de entrada baseados no índice topográfico e no $MrVBF$. A influência disso pode ser vista na espacialização da espessura do solo, que guarda alguma semelhança com a representação espacial do índice topográfico.

Quando comparada com a espessura do solo obtida por comparação entre os dados LiDAR e a carta topográfica, a simulação derivada do software CLASS-SA traz uma espacialização do solo diferente. Essa diferença pode ser explicada em parte pelas dificuldades na obtenção dos dados de campo para a entrada no modelo (que limitou o número de medições diretas) e em parte pela desigualdade entre as duas metodologias comparadas, já que uma se baseia em dados empíricos da superfície, com os dados LiDAR trazendo as informações detalhadas de altimetria do Modelo Digital de Rocha (MDR) em grandes extensões da vertente, enquanto os índices usados para a espacialização do solo no software CLASS-SA contém generalizações, já que são baseados em curvas de nível que são criadas a partir da interpretação da superfície do terreno, o que traz consigo as suavizações naturais da superfície e as interpretações do operador.

Destaca-se ainda, que o método aplicado para obtenção da espessura do solo nas cicatrizes a partir dos dados LiDAR, pressupõe que todo o pacote de solo foi removido destes locais da encosta pelo processo de deslizamento. Como isso dificilmente ocorre para a totalidade da área das cicatrizes, este método tende a subestimar a espessura média do solo nestas áreas.

A comparação entre as três informações de espessura de solos (obtidas em campo, a partir dos dados LiDAR e a partir do software CLASS-SA) pode ser vista na Figura 24. Algumas discrepâncias podem ser observadas, principalmente nos pontos observados com menor valor de espessura. Essas diferenças são explicadas porque esses pontos foram medidos em locais onde as cicatrizes dos movimentos de massa não chegaram até a rocha, portanto seus valores são notadamente mais profundos nas simulações de espacialização feita com o CLASS-SA, que prevêem o cálculo de toda a espessura até a rocha

Figura 24 – Relação entre as espessuras obtidas em campo, a partir do levantamento LiDAR e da aplicação do modelo CLASS-SA.



As dificuldades na obtenção de dados de campo de espessura de solo apontadas por Boer et al (1996) ficaram explícitas também nesse trabalho. O acesso às vertentes da Serra do Mar é difícil e se torna ainda mais trabalhoso quando necessário o uso de instrumentos. Além disso, a medição correta

torna-se possível apenas em poucos locais com condições específicas, ficando limitada as bordas do deslizamento e onde a profundidade é representativa da espessura do solo. O uso dos dados obtidos por meio de levantamento LiDAR remete às fontes de dados indiretos, que podem ser usados para obtenção de informações sobre solos (LIANG, 1997). Apesar do autor citar imagens aéreas e de satélite como insuficientes para o estudo da espessura de solos, os meios mais atuais, como o uso do levantamento LiDAR em áreas de movimentos de massa, mostrou-se útil para esse fim e como base de entrada para modelos de espacialização da espessura do solo. Embora, fique evidente que os dados de espessura obtidos através da análise entre os dados LiDAR e os espacializados pelo modelo CLASS-SA não apresente uma relação muito forte.

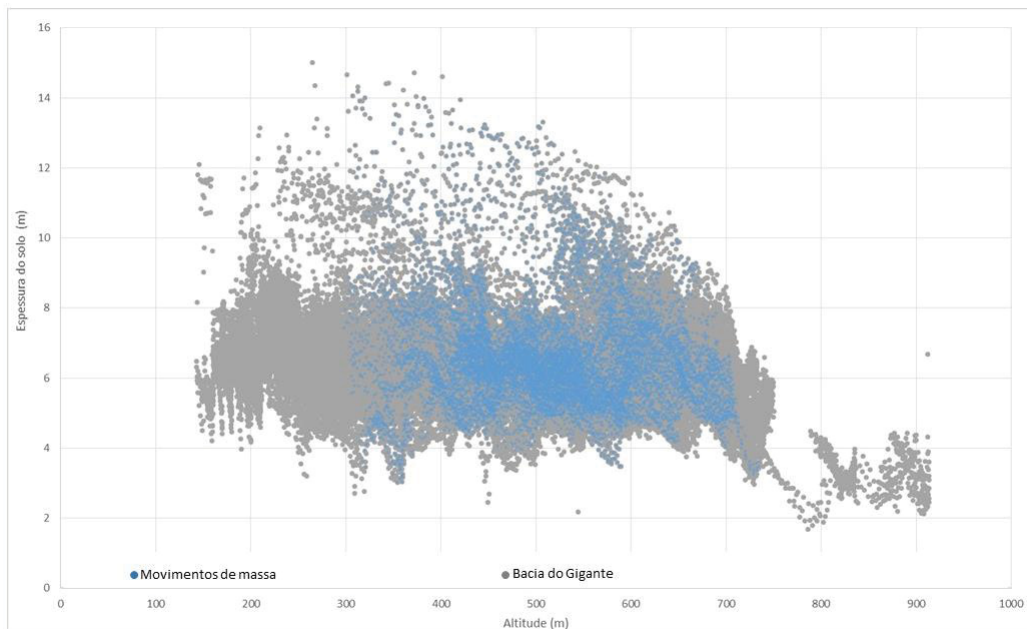
Essa incerteza nas informações de espessura de solo obtidas pelos diferentes métodos empregados aqui corrobora com o trabalho de Marangon (2017), que afirma que o escoamento subsuperficial da água pode não obedecer a topografia da paisagem, porque o divisor externo (apresentado na carta topográfica) não coincide necessariamente com o divisor subterrâneo representado pelo MDR. Essa mesma relação pode ser extrapolada para a espacialização da espessura do solo, já que os dados LiDAR vão ser reflexo direto da camada removida pelo deslizamento e da generalização da carta topográfica utilizada na comparação, enquanto os dados do modelo CLASS-SA são resultado de índices baseados na topografia. Isso causa diferenças entre os resultados de espessura de solo obtidos por esses métodos diferentes, porém não invalida a utilização dessas informações. De maneira geral, os resultados apresentaram a mesma relação inversamente proporcional com a declividade do terreno, indicando solos mais rasos em declividades mais acentuadas e mais espessos em declividades mais suaves, como indicado pela literatura.

As incertezas encontradas nos resultados da espacialização do solo nesse trabalho estão em consonância com os trabalhos sobre o tema desenvolvidos por Casadei et al (2010) e Pachri et al (2015) e mostram que o assunto ainda deve ser muito desenvolvido para apresentar resultados mais coerentes com a realidade.

A relação entre os valores simulados de espessura do solo dentro dos limites do inventário das cicatrizes dos movimentos de massa e a

especialização da espessura do solo na bacia do Gigante como um todo está exposta na Figura 25.

Figura 25 – Comparação entre a espessura do solo especializada para a bacia do Gigante inteira (cinza) e para as áreas de movimentação de massa (azul).



Espessura do solo

| | Valor mínimo (m) | Valor máximo (m) | Média (m) | 2º Desvio padrão (m) |
|--------------------|---------------------|---------------------|--------------|-------------------------|
| Bacia do Gigante | 0,00 | 15,01 | 6,05 | 1,94 |
| Área de cicatrizes | 3,01 | 14,19 | 6,57 | 2,82 |

Uma primeira análise visual dos dados pode levar à conclusão de que a espessura do solo não influencia na ocorrência de movimentos de massa, já que o intervalo de valores de espessuras nas regiões de movimentação (em azul) é muito grande, abrangendo valores de 3 a 14,19 metros, que correspondem praticamente ao intervalo de espessura da área da bacia do Gigante como um todo.

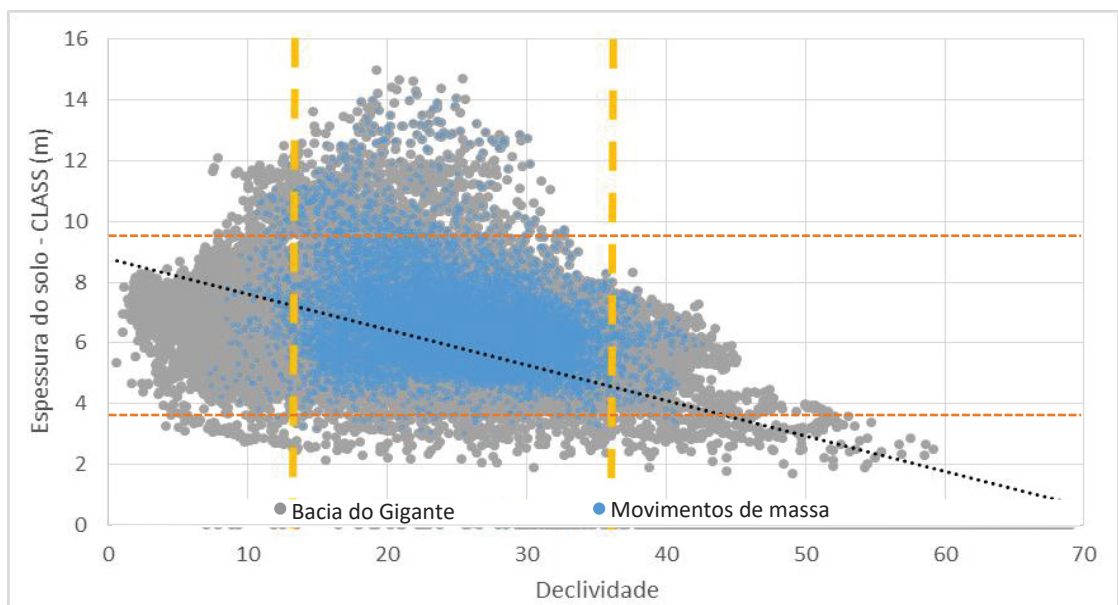
No entanto, essa falta de sensibilidade é apenas visualmente aparente pois, na análise estatística, o segundo desvio padrão, que concentra 95% da ocorrência dos pontos de movimento de massa, indica a faixa entre 3,75 e 9,39 metros como a mais propensa à ocorrência de instabilidade. Essa faixa de

espessura representa a porção que está entre o limite de imunidade do solo e os solos mais espessos situados em regiões de baixas declividades. É importante ressaltar que a espessura do solo não explica, por si só, a ocorrência de movimentos de massa, mas faz parte de um conjunto complexo de atributos naturais que controlam esse processo e que estão presentes, em parte, e com pesos diferentes, nas equações de cálculo de Fator de Segurança (FS) como apresentado por Lopes (2016).

Entre as variáveis presentes na natureza e usadas para o cálculo da estabilidade de vertentes, a declividade é tida como a de maior influência (Hammond et al., 1992; Borga et al., 2002) e assim apresenta um peso maior nos cálculos do Fator de Segurança (LOPES, 2016) e nos modelos de espacialização da espessura de solo (Catani et al 2010).

Figura 26 mostra os pixels da bacia em função da espessura do solo e da declividade local, diferenciando as áreas de cicatrizes de deslizamento.

Figura 26 – Relação entre a declividade do terreno e espessura do solo para toda a bacia do Gigante (cinza) e para as áreas de cicatrizes (azul). As linhas amarelas pontilhadas representam o segundo desvio padrão da declividade das áreas de cicatrizes. As linhas pontilhadas laranjas representam o segundo desvio padrão para a espessura do solo e a linha preta pontilhada representa a linha de tendência da espessura do solo com a declividade.



| | Declividade (graus) | | | |
|--------------------|---------------------|--------------|-------|------------------|
| | Valor mínimo | Valor máximo | Média | 2° Desvio padrão |
| Bacia do Gigante | 0,56 | 69,04 | 23,22 | 16,96 |
| Área de cicatrizes | 7,32 | 42,68 | 24,77 | 11,46 |

Na Figura 26 nota-se que a linha de tendência da espessura do solo é inversamente proporcional à declividade. Isso pode ser verificado em campo e nas teorias de modelos de espessura do solo (Dietrich et al, 1995; Wu e Sidle,1995), que identificam áreas com declividade mais elevada com predominância de transporte de material e áreas com declividades mais suaves como de acúmulo de material, justificando um valor de espessura menor em áreas de declividades mais acentuadas e um valor de espessura maior em áreas com declividades mais amenas. No entanto, a dispersão elevada dos pontos mostra que o modelo CLASS, efetivamente considera outros processos na estimativa da profundidade do solo, relativamente influenciados pela declividade.

As áreas de instabilidade em uma vertente tendem a serem diretamente proporcional à declividade, quanto maior a declividade, maior a instabilidade do terreno e mais propício este é aos movimentos de massa, já que valores altos de declividade podem superar os limites do próprio solo em se manter estável (que pode ser verificado através de seu ângulo de atrito interno). Por outro lado, pode-se verificar na Figura 26 que apesar de essa relação ser verdadeira, ela tem um limite, e esse limite é dado pela espessura do solo, representada pela espessura de imunidade e/ou pela ausência de solo. Isso mostra que dados de espessura do solo podem ser relevantes como limitadores da influência da declividade em equações de FS.

É possível ver ainda na Figura 26, que a maioria dos pontos identificados nas cicatrizes dos movimentos de massa está na faixa do intervalo de declividade entre os valores de 13,31 e 36,23 graus. Além disso, não há mais pontos de movimentos de massa a partir do valor máximo de declividade de 42,68 graus. Isso é explicado pelo fato de essas áreas não terem cobertura de solo significativa, ou sua espessura está dentro do intervalo da espessura de imunidade e, portanto, deveriam ser classificadas como áreas estáveis para deslizamento. Outra observação importante é que mesmo em declividades dentro do intervalo representado pelo segundo desvio padrão (valores entre 13,31 graus e 36,23 graus), muitos pontos permaneceram estáveis, pois a espessura dos solos nessas regiões ajudou a mantê-las estáveis.

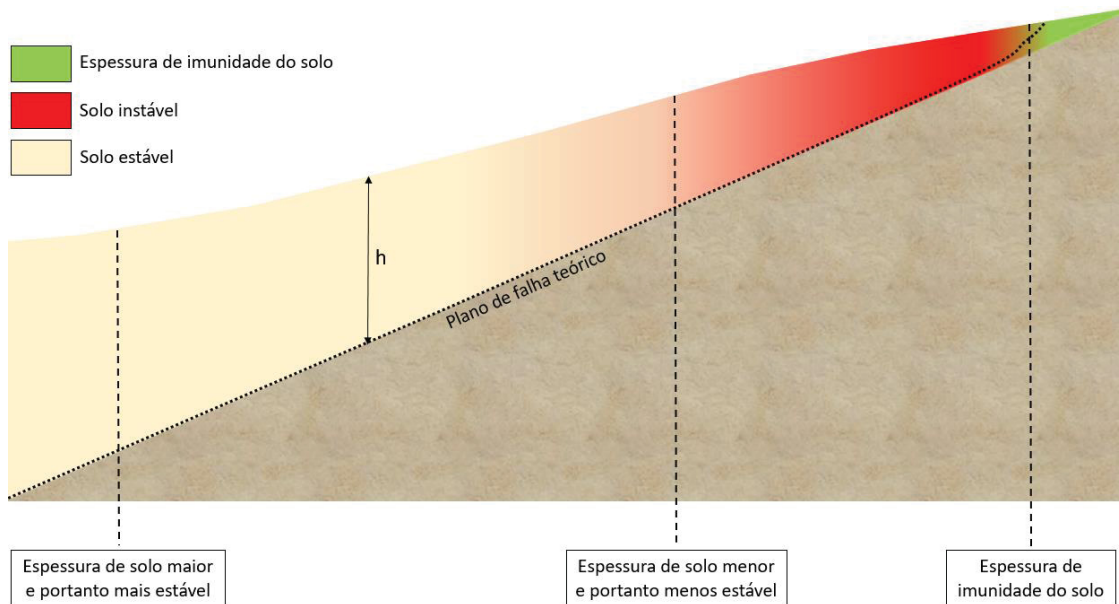
Essas constatações limitam o desempenho de modelos de estabilidade de encosta que não utilizam dados relacionados à espessura de solo espacializada como variável de entrada, pois tenderiam a identificar áreas com declividades acentuadas como muito instáveis, onde, na prática, não haveria mais material para ser movimentado, exagerando assim, as regiões identificadas como instáveis, indo ao encontro dos resultados propostos por Wu e Sidle (1995), Catani et al (2010), Ho et al (2012), Lopes (2013) e Michel (2015) que mostraram em seus resultados que a espacialização da espessura do solo melhora a eficiência na delimitação de áreas instáveis, tornando-as menos exageradas e mais condizentes com os inventários de cicatrizes.

Destaca-se que os resultados apresentados na Figura 26, apresentam comportamento inverso ao esperado por alguns trabalhos na literatura, a exemplo dos trabalhos de SIDLE (1985) e Acharya e Cochrane (2008). Esses autores afirmam que a estabilidade da vertente é inversamente proporcional à espessura do solo (maior instabilidade quanto menor a espessura do solo). Acharya e Cochrane (2008) mostraram essa relação inclusive em experimentos montados em laboratório com rampas de solo de diferentes espessuras, porém, nota-se o oposto na Figura 26, com menor quantidade de pontos relacionados às cicatrizes dos movimentos para solos mais rasos e maior quantidade para solos com espessura próxima à espessura média da bacia.

Por outro lado, essa relação diretamente proporcional entre espessura de solo e estabilidade da vertente corrobora com os resultados do trabalho de Iida (1999) e D'odorico e Fagherazzi (2003), que afirmam que materiais coluvionares mais espessos tendem a ser mais instáveis quando comparados com materiais mais rasos expostos as mesmas circunstâncias.

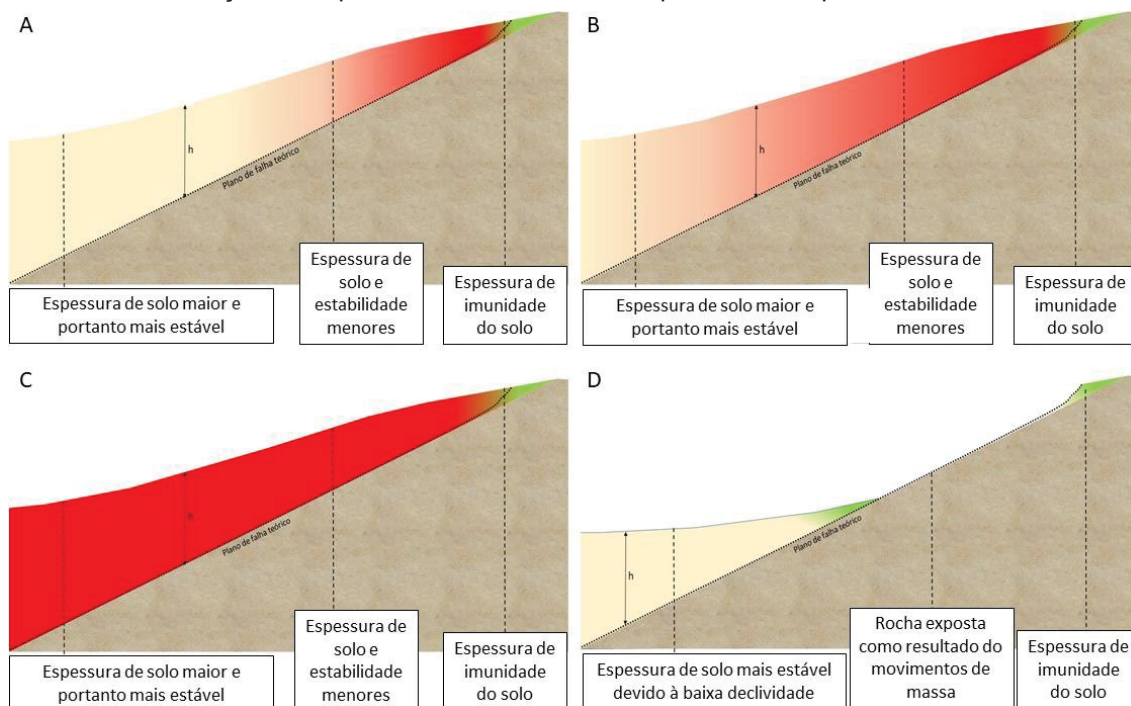
Apesar dessas evidências aparentemente opostas sobre a relação entre instabilidade do solo e sua espessura, elas se tornam complementares quando inserimos em um mesmo esquema a distribuição da estabilidade do solo de acordo com a espacialização de sua espessura em uma vertente hipotética conforme a Figura 27.

Figura 27 – Representação esquemática da relação entre espessura do solo e estabilidade da vertente.



Os locais com solos mais rasos realmente se tornam mais instáveis em um tempo menor do que um solo mais espesso para as mesmas condições como demonstrado por Acharya e Cochrane (2008), porém essa relação apenas pode ser levada em consideração se esse solo possuir uma espessura superior à sua espessura de imunidade (Lida, 1999). Como a espessura dos solos não é uniformemente distribuída em uma vertente, esta vai ser tão estável quanto for a área onde o valor da espessura do solo é maior que a média da bacia hidrográfica. Esse local tende a atuar como um muro barrando o movimento dos solos mais rasos e menos estáveis a montante, porém quando seu ponto de equilíbrio é ultrapassado ele se movimenta e acarreta, desta maneira, a movimentação do material a montante (Figura 28). Essa relação mostra a importância da espacialização da espessura do solo na determinação da estabilidade de uma vertente e da delimitação de um intervalo em seus valores de espessura para a movimentação do solo.

Figura 28 – Representação esquemática da evolução da instabilidade (cor vermelha) ao longo do tempo por influência de um evento de precipitação em uma vertente hipotética com distribuição da espessura do solo. Onde h representa a espessura do solo.

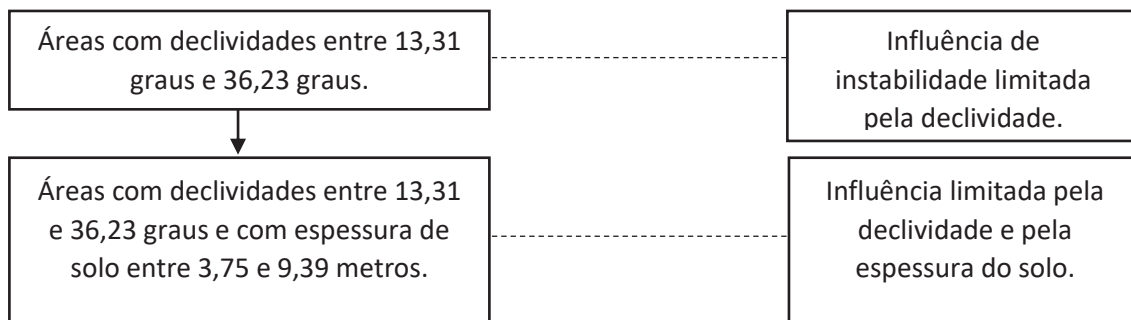


Assim, como os valores de declividade dos movimentos de massa vão ser limitados pela presença de solo, pode-se excluir deste processo áreas com espessura do solo mínima para a ocorrência desses movimentos. Tirando da análise os dados espúrios muito próximos à zero e, tomando como base o valor mínimo como sendo a média da espessura do solo nas áreas de movimento subtraída de seu segundo desvio padrão (Figura 26), obtém-se o valor de 3,75 metros de espessura para a ocorrência de movimento de massa. Essa relação limita ainda mais as áreas de ocorrência de movimentos de massa independentemente da declividade. Esse valor pode ser tido como o valor da “espessura de imunidade do solo” (Lida, 1999) para a bacia do rio Gigante.

Assim como mostrado por Murphy et al (2005), a simulação de espacialização da espessura de solo feita pelo CLASS-SA superestimou estes valores, principalmente nas áreas onde os solos deveriam ser mais rasos (próximas as declividades mais acentuadas). Essa é certamente uma limitação, mas não invalida os resultados, uma vez que obedece a relação inversamente proporcional esperada entre espessura do solo e declividade.

A Figura 29 ilustra como a espessura do solo espacializada pode ser uma condição de contorno relevante na ocorrência de movimentos de massa.

Figura 29 – Esquema ilustrando a espessura do solo como condição de contorno na ocorrência de movimentos de massa.



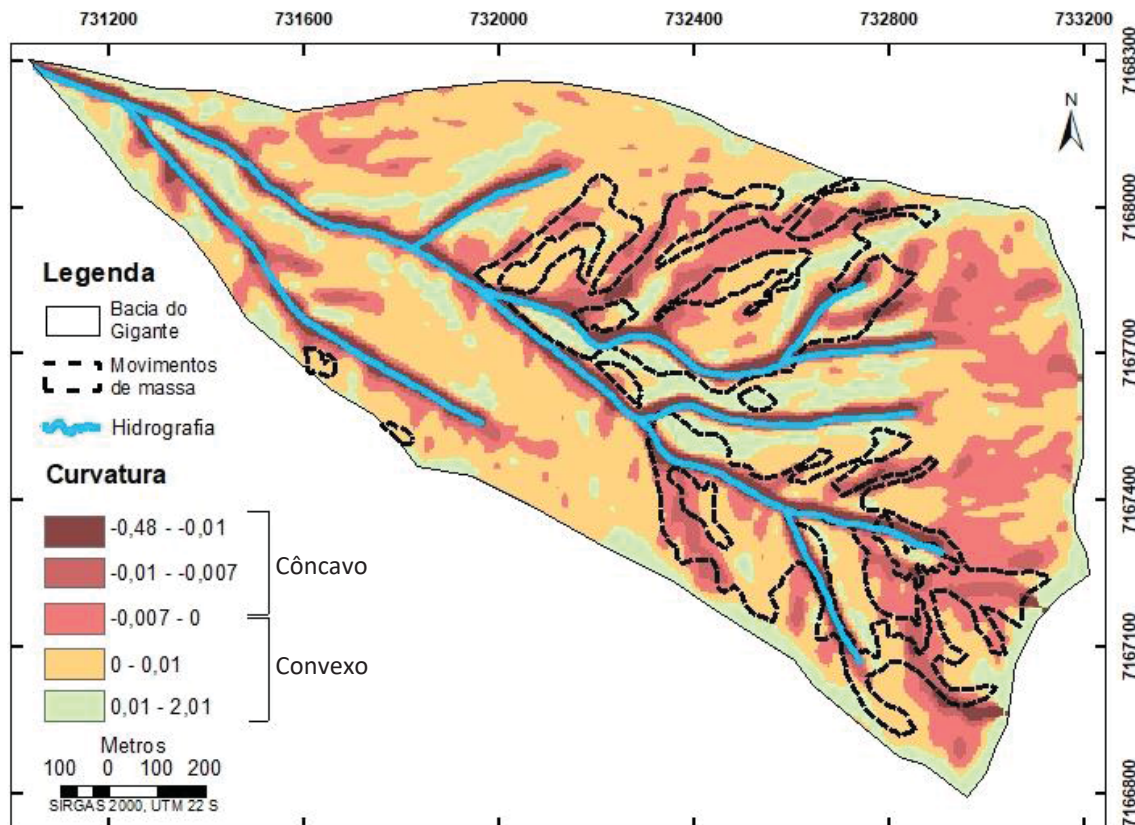
Tomando como base para o intervalo de declividade mínima e máxima para a presença de movimentos os valores de 13,31 e 36,23 graus (referente à declividade média subtraída do segundo desvio padrão), se concentram 77% dos pixels da bacia do Gigante. Excluindo desse total os pixels que apresentam valores de espessura do solo fora do intervalo de 3,75 e 9,39 metros obtém-se uma redução de aproximadamente 7,0% na área total susceptível aos movimentos de massa.

Este resultado indica que a espessura do solo pode ser uma condição de contorno fundamental nas estimativas de estabilidade de encosta, podendo ser incorporada nas equações de Fator de Segurança (FS) e nos modelos de simulação.

5.3 RELAÇÃO ENTRE FORMA DA VERTENTE E MOVIMENTOS DE MASSA

Os planos de curvatura, à primeira vista, representam bem o padrão do formato das cicatrizes dos movimentos de massa verificadas na área de estudo e em outros estudos na Serra do Mar (Fernandes et al 2004; Kozciak ,2005; Lopes, 2013; Folador ,2015 entre outros), com um desenvolvimento latitudinal mais pronunciado dando origem ao seu formato mais alongado (na direção divisor de águas → fundo de vale) e guiando a direção do fluxo hídrico governado pela gravidade. A Figura 30 ilustra essa característica.

Figura 30 – Plano de curvatura e cicatrizes de movimentos de massa.



Visualmente as regiões de plano de curvatura côncavo parecem se encaixar bem com as cicatrizes dos movimentos de massa mapeadas para a bacia do Gigante. Além de coincidirem espacialmente, as áreas que representam as concavidades se combinam mais harmonicamente com os formatos reais das cicatrizes do que os formatos geralmente apresentados em modelos de cálculo de estabilidade de encosta, porém muitas dessas áreas estão representadas fora das cicatrizes mapeadas.

Neste sentido, destaca-se que essas cicatrizes resultam de um único evento, podendo ser entendido como sendo um resultado único e caótico, ao passo que outro evento, mesmo que da mesma intensidade, provocaria um arranjo espacial diferente de cicatrizes, o que mudaria a eficiência de qualquer modelo de previsão, já que esse modelo seria aplicado com uma mesma base de dados que levaria sempre a um mesmo resultado. Isso significa que os modelos de previsão estão fadados a acertos parciais.

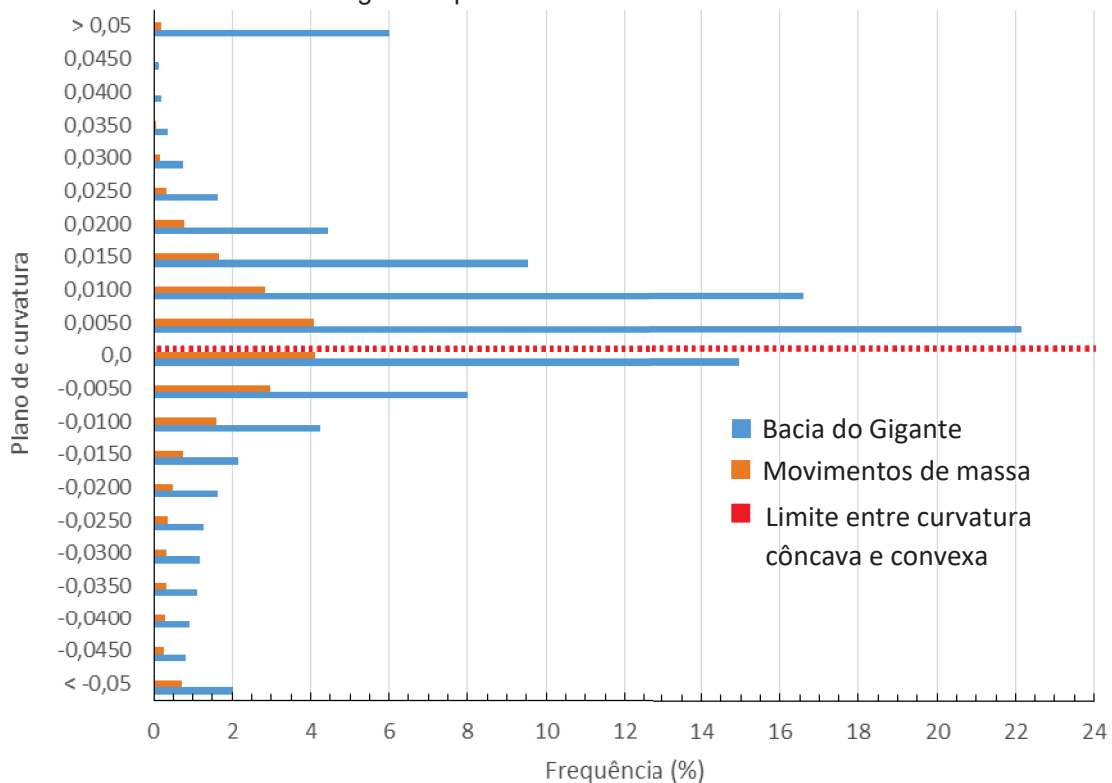
Outra ponderação que deve ser levada em consideração é que as áreas demarcadas como côncavas podem ter se movimentado em um evento pretérito e, no momento congelado pelo inventário de cicatrizes apresentado,

essas áreas ainda não teriam material suficiente para ser deslocado. Além dos argumentos expostos, destaca-se que apenas a variável curvatura da vertente está sendo avaliada, o que naturalmente trará uma eficiência menor e mais limitada aos resultados do que um modelo físico mais completo.

Apesar de a análise visual da relação entre os planos de curvatura e as cicatrizes dos movimentos de massa parecer, num primeiro momento, fazer sentido, as análises gráficas e estatísticas a seguir mostram que essa relação existe e tem potencial para ser mais explorada.

A análise gráfica da concentração dos pixels de plano de curvatura de toda a bacia do Gigante e dos pixels representativos das áreas de movimentos de massa apresentara relação direta para a concentração de cicatrizes (Figura 31). Essa relação era esperada, já que os valores negativos representam os planos de curvatura côncavos que, segundo exposto na revisão bibliográfica e corroborando com Tsukamoto e Minematsu (1987), Dunne (1980), Gordon et al (2010) e Reneau et al (1987) são os locais de maior concentração de fluxo, acumulando maior quantidade de água e sedimentos e consequentemente mais propícios à instabilidade.

Figura 31 – Relação entre a concentração dos pixels de plano de curvatura para a bacia do Gigante e para os movimentos de massa.



Os resultados mostram duas relações diretamente proporcionais entre os movimentos de massa e plano de curvatura côncavo. A primeira é a maior representatividade de áreas côncavas em detrimento das áreas convexas nas áreas de deslizamento; a segunda está relacionada ao valor da curvatura, que quanto mais distante do zero (em direção aos valores negativos) maior a concavidade, o que mostra que as curvaturas côncavas, além de serem predominantes nas áreas instáveis, têm uma gama de representação maior, partindo de curvaturas quase retilíneas até as concavidades mais acentuadas. As curvaturas convexas, apesar de presentes nas áreas de cicatrizes, apresentam valores mais discretos, o que mostra que elas são mais próximas de planos de curvatura retilíneo e não têm representatividade significativa de movimentos de massa em locais com convexidades muito acentuadas (Tabela 11).

Tabela 11 – Relação entre plano de curvatura na bacia do Gigante e nas áreas de movimentos de massa.

| | Bacia do Gigante | | Movimentos de massa | |
|-----------|------------------|-----------------|---------------------|-----------------|
| | Pixels | Porcentagem (%) | Pixels | Porcentagem (%) |
| Total | 64133 | 100 | 14335 | 100 |
| Côncavo | 25916 | 40,41 | 7827 | 54,60 |
| Convexo | 37940 | 59,16 | 6457 | 45,04 |
| Retilíneo | 277 | 0,43 | 51 | 0,36 |

A Tabela 11 mostra que, apesar de a bacia do Gigante ter a maioria de suas vertentes representadas por curvaturas convexas, seguidas das curvaturas côncavas e retilíneas, as áreas de movimentos de massa têm representatividade maior nos planos de curvatura côncavos. Além da maior representatividade, os valores de concavidade presentes nas áreas de movimento de massa são maiores do que os que representam a convexidade do terreno, isto é, as áreas côncavas têm uma variação de curvatura maior enquanto as áreas convexas têm valores mais baixos, o que mostra que mesmo com 45,04% das áreas de movimentos de massa, essas curvaturas são muito próximas às formas retilíneas. A Tabela 12 expõe a relação de grandeza entre os valores de concavidade e convexidade dos planos de

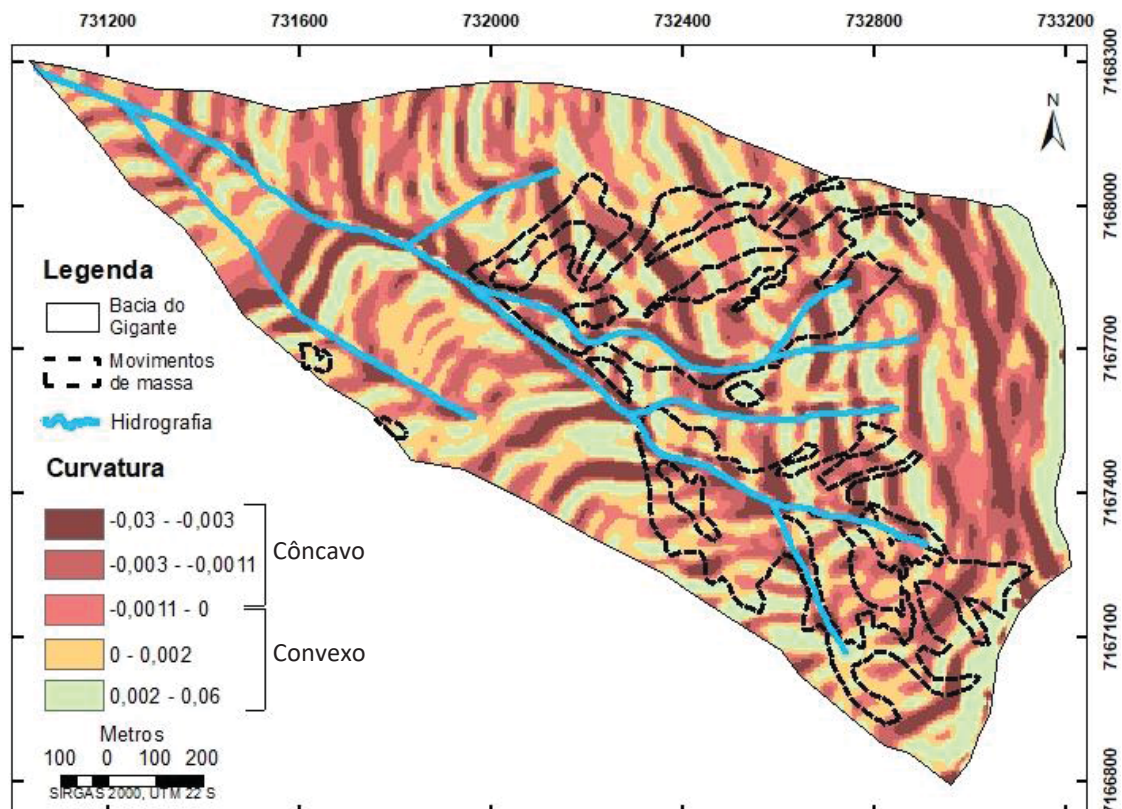
curvatura para as cicatrizes de movimentos de massa, evidenciando o maior peso das áreas côncavas, que apresentam valores, em média, 1,875 (aprox. 88%) vezes mais elevados do que os valores das áreas convexas.

Tabela 12 – Relação de grandeza entre planos de curvaturas côncavas e convexas

| | Valor máximo | Valor médio | Relação de grandeza (côncavo x convexo) |
|---------|--------------|-------------|---|
| Côncavo | -0,0945 | 0,015 | 1,875 |
| Convexo | 0,0625 | 0,008 | |

Ao contrário dos planos de curvatura, os perfis de curvatura não mostraram uma relação clara com a presença de cicatrizes de movimentos de massa. A correlação visual entre os perfis côncavos e convexas foram praticamente inexistentes, mostrando que esse tipo de curvatura não influencia diretamente na configuração dos movimentos de massa, em especial na representação de seu formato (Figura 32).

Figura 32 – Perfis de curvatura e cicatrizes de movimentos de massa.



A observação do gráfico comparativo entre os pixels representativos da bacia do Gigante e os representativos dos movimentos de massa, também não traz à tona uma relação evidente entre os perfis de curvatura e as cicatrizes mapeadas. Essa falta aparente de relação se estende para os valores relativos às concavidades e convexidades, os quais não mostram predominância de nenhuma das duas feições na associação com os movimentos de massa (Figura 33).

Ao contrário do plano de curvatura, o perfil de curvatura é representado na bacia do Gigante, em sua maioria, pelos formatos côncavos, seguidos pelos convexos e por último os retilíneos. Apesar disso, nas áreas das cicatrizes dos movimentos de massa a predominância das formas côncavas também se mantém, porém, a diferença entre as curvaturas côncavas e convexas cai para 4,27%, o que mostra que mesmo com maior representatividade, as formas côncavas dos perfis de curvatura não podem ser usadas para individualizar os movimentos de massa (Tabela 13).

Figura 33 – Relação entre a concentração dos pixels de perfil de curvatura para a bacia do Gigante e para os movimentos de massa.

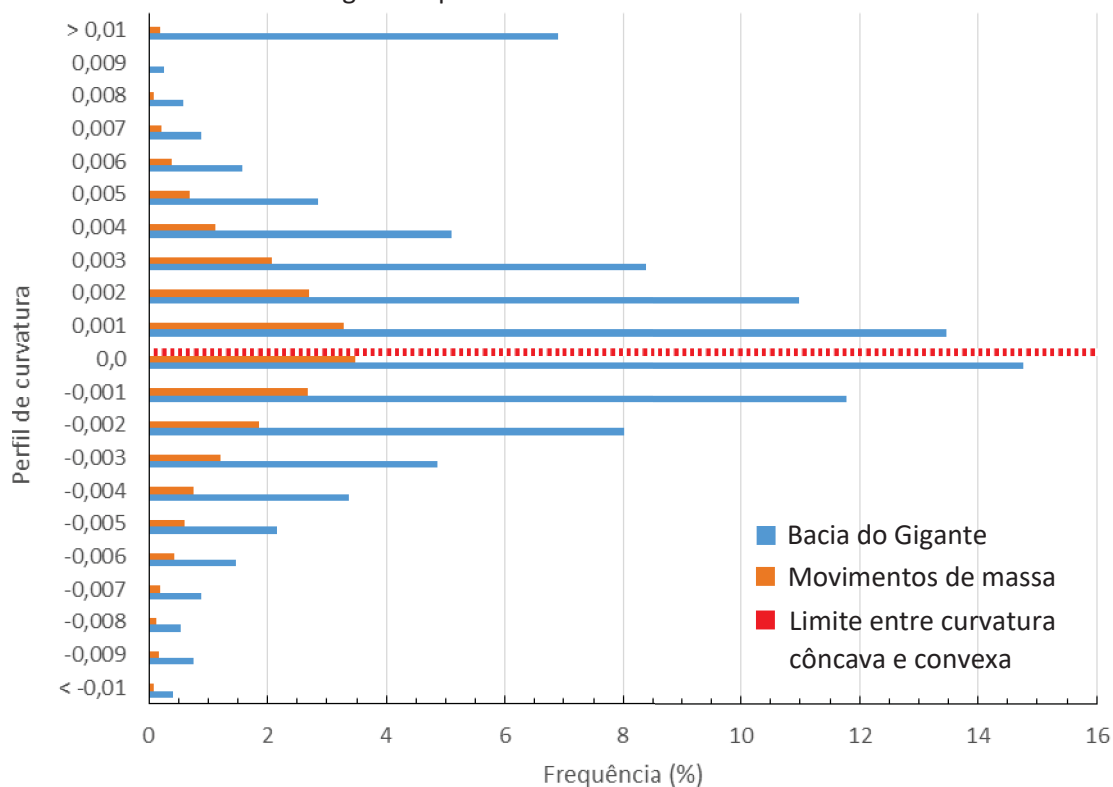


Tabela 13 – Relação entre perfil de curvatura na bacia do Gigante e nas áreas de movimento de massa.

| | Bacia do Gigante | | Movimentos de massa | |
|-----------|------------------|-------|---------------------|-------|
| | Porcentagem | | Porcentagem | |
| | Pixels | (%) | Pixels | (%) |
| Total | 64133 | 100 | 14335 | 100 |
| Côncavo | 33416 | 52,10 | 7379 | 51,48 |
| Convexo | 29787 | 46,45 | 6768 | 47,21 |
| Retilíneo | 930 | 1,45 | 188 | 1,31 |

A relação de grandeza entre perfis côncavos e convexos também não mostra grande diferença, sendo os valores de concavidade apenas 1,095 (aprox. 9,05%) vezes maiores em média do que os valores de convexidade (Tabela 14).

Tabela 14 – Relação de grandeza entre perfis de curvaturas côncavas e convexas.

| | Valor máximo | Valor médio | Relação de grandeza (côncavo x convexo) |
|---------|--------------|-------------|---|
| Côncavo | -0,0125 | 0,0023 | 1,095 |
| Convexo | 0,0169 | 0,0021 | |

Enquanto os planos de curvatura parecem representar melhor as áreas das cicatrizes dos movimentos de massa, os perfis de curvatura representam as áreas de acúmulo de sedimento, rupturas de relevo e suas transições. Os primeiros são os locais de perfil côncavo, onde juntamente com menor valor de declividade vai ter acumulação de sedimentos; os últimos são os locais de transição para perfil convexo, onde o acúmulo de sedimento é menor e ocorre a exfiltração do escoamento subsuperficial.

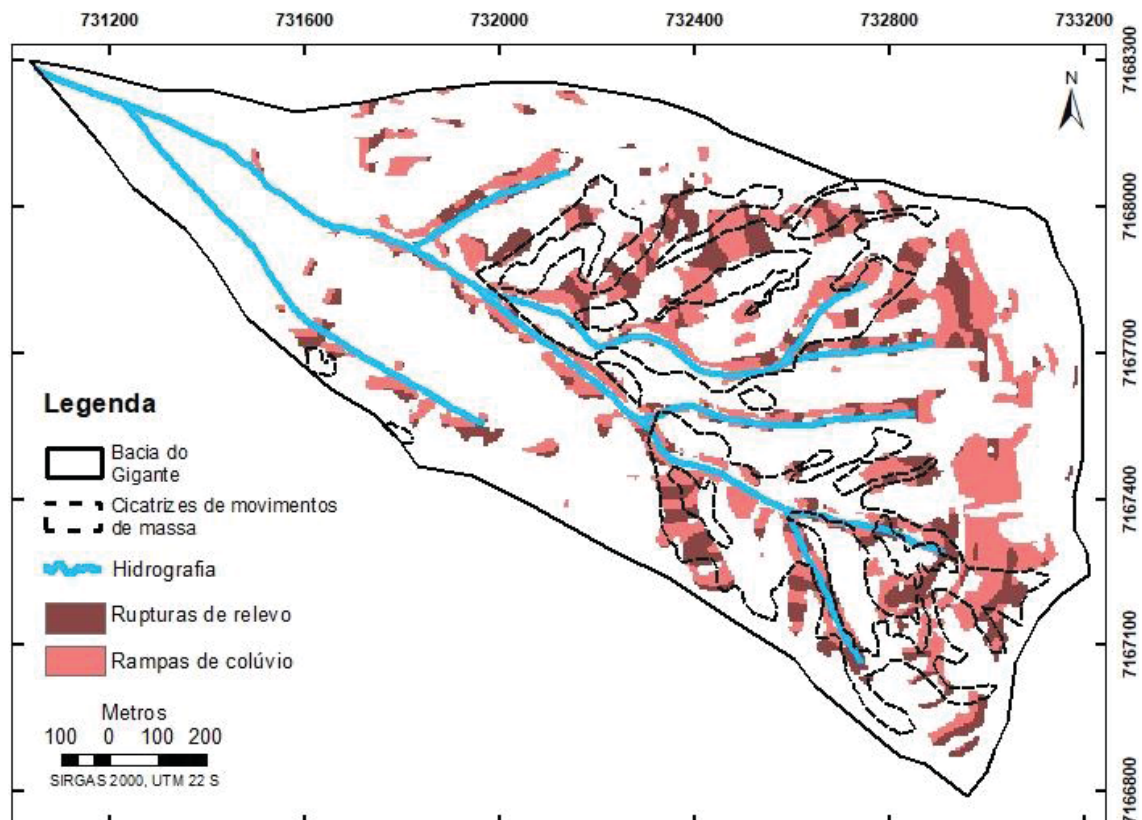
Como exposto na revisão bibliográfica, notadamente nos trabalhos de Dietrich e Dorn (1984), Reneau et al (1987), Ohlmacher (2007) e SCHULZ et al (2008), as áreas de acúmulo de sedimento vão ser áreas fonte de material para os movimentos de massa, enquanto as áreas de ruptura de relevo vão ser as áreas de exfiltração com conseqüente perda de estabilidade.

A representação das áreas de concentração de sedimento e rupturas de relevo (Figura 34) e sua análise de eficiência (Tabela 15) mostram uma

evidente ligação com as cicatrizes de movimentos de massa. Os locais onde existem as duas feições intercaladas apresentaram instabilidade e movimentação, os locais onde houve o predomínio apenas de rupturas de relevo (perfis e planos de curvatura convexos) não apresentaram movimentos de massa, já que são locais e menor concentração de material e possivelmente apresentam um solo mais raso, que pode estar, inclusive, na faixa de espessura imune (IIDA, 1999).

Em todos os casos a forma da vertente é fundamental como condição de contorno de áreas instáveis. Os planos de curvatura vão indicar o caminho preferencial do fluxo e a forma mais aproximada do movimento de massa, auxiliando na efetividade de seu mapeamento, enquanto os perfis de curvatura vão evidenciar as áreas de acumulação de material para ser deslocado e as áreas de exfiltração de água responsável pela erosão, denominada por Tsukamoto e Minematsu (1987) de frentes de erosão, por Dunne (1980) e Gordon et al (2010) de erosão remontante e por SCHULZ et al (2008) como quebras de relevo, que em todos esses trabalhos são associados à instabilidade e ao desencadeamento de movimentos de massa.

Figura 34 – Representação das áreas com acúmulo de sedimento e rupturas de relevo.



Com o objetivo de avaliar a relação entre o acúmulo de sedimentos e as rupturas de relevo com o mapeamento de cicatrizes de movimentos de massa, o mapeamento resultante foi comparado com o inventário de cicatrizes para a bacia do Gigante e a eficiência foi analisada por meio de uma matriz de confusão (Tabela 15). A matriz de confusão mostra uma eficiência total de 71% das áreas de concentração de colúvio e rupturas de relevo na identificação das cicatrizes, o que evidencia a importância dessas características geomorfológicas na identificação de áreas propícias aos movimentos de massa e indica que sua integração aos modelos de simulação pode ser um caminho promissor.

Tabela 15 – Matriz de confusão mostrando a eficiência das rupturas de relevo e da concentração de colúvio em relação ao inventário de cicatrizes.

| Classe | Pixels instáveis | Pixels estáveis | Eficiência da classe (EC) | Eficiência total (ET) | Erro total |
|-----------------|------------------|-----------------|---------------------------|-----------------------|------------|
| Áreas instáveis | 5885 | 8431 | 41% | 71% | 29% |
| Áreas estáveis | 10059 | 39758 | 80% | | |

5.4 RELAÇÃO ENTRE FORMA DA VERTENTE E ESPESSURA DO SOLO

A Figura 35 mostra a espessura do solo associada com os planos de curvatura das vertentes e a Figura 36 a espessura do solo com os perfis de curvatura das vertentes, ambos separados em curvaturas côncavas e convexas.

Figura 35 – Espessura do solo separada por planos de curvatura das vertentes. Plano de curvatura côncavo (A) e plano de curvatura convexo (B). A linha pontilhada preta traça o valor médio da espessura do solo para a bacia do Gigante e a linha tracejada vermelha marca a média da espessura do solo nas áreas de movimento de massa para cada tipo de curvatura.

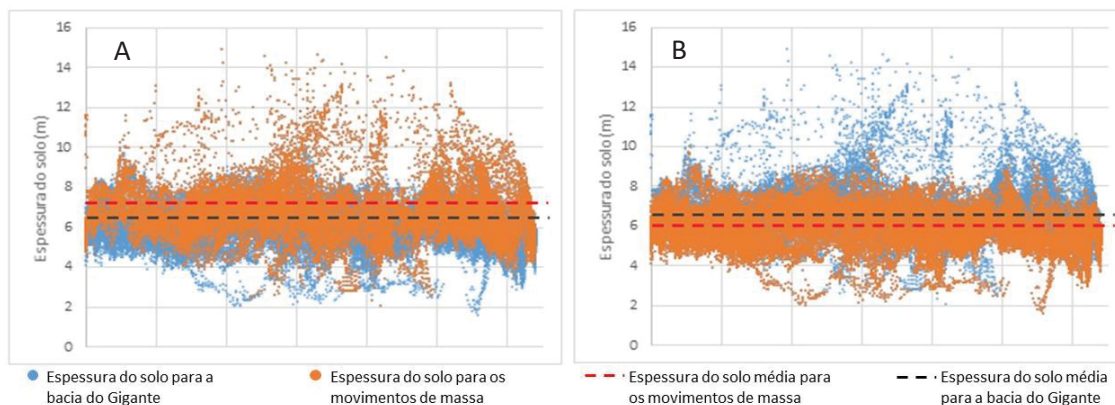
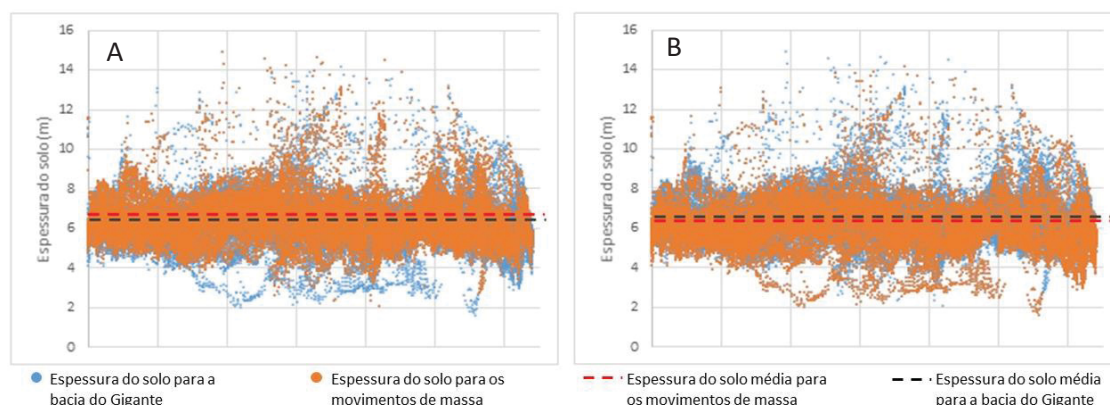


Figura 36 – Espessura do solo e perfis de curvatura das vertentes. Plano de curvatura côncavo (A) e plano de curvatura convexo (B). A linha pontilhada preta traça o valor médio da espessura do solo para a bacia do Gigante e a linha tracejada vermelha marca a média da espessura do solo nas áreas de movimento de massa para cada tipo de curvatura.



A análise das Figuras 35 e 36 evidencia a influência das curvaturas na espessura dos solos, dando um destaque maior para os planos de curvaturas, que mostram sua influência por meio de um intervalo maior entre os valores médios de espessura de solo para suas representações côncavas e convexas.

Os planos de curvatura (Figura 35) mostram uma diferença maior entre o valor médio de espessura do solo para a bacia do Gigante e o valor médio para as áreas de movimento de massa. Os valores médios superiores nas áreas de curvatura côncava, que apresentaram movimento de massa, sinalizam a função que as concavidades do relevo têm para a acumulação de sedimentos e o desenvolvimento do solo. Por outro lado, os planos de curvatura convexas mostram a relação inversa, com valores médios de espessura do solo para as áreas de movimentos de massa inferiores aos valores da totalidade da bacia do

Gigante, revelando menor tendência para o desenvolvimento de solo nessas áreas.

Os perfis de curvatura (Figura 36), apesar de também apresentarem solos mais espessos em suas áreas côncavas e mais rasos em suas áreas convexas, mostram uma diferença muito pequena entre as duas representações, o que pode significar duas coisas: o perfil de curvatura tem pouca influência sobre a espessura do solo, ou os perfis convexas na bacia do Gigante não são suficientemente acentuados para exercer grande influência na espessura do solo. Os valores médios de espessura podem ser consultados na Tabela 16.

Tabela 16 – Valores médios da espessura do solo para a bacia do Gigante e seus diferentes tipos de curvatura.

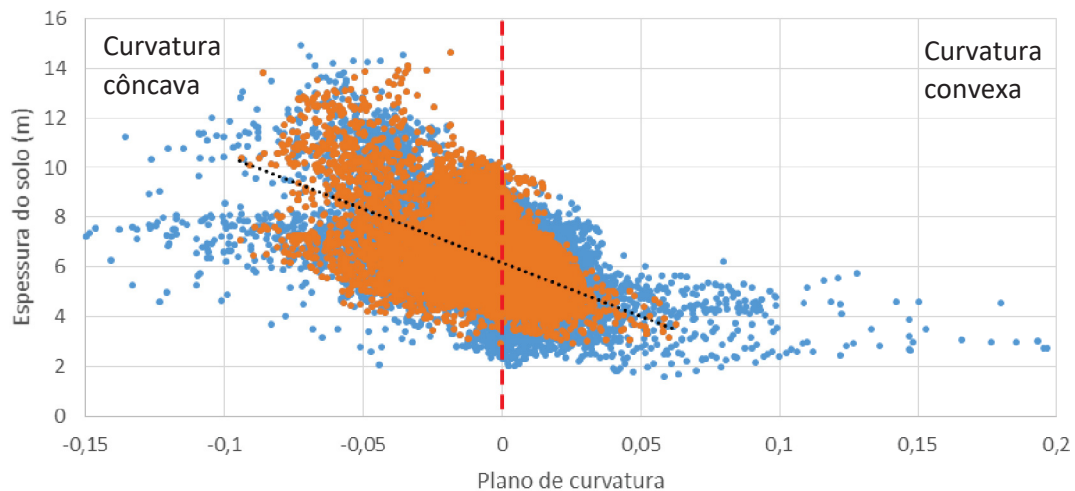
| Espessura média do solo (m) | | | | |
|-----------------------------|--------------------|---------|---------------------|---------|
| Bacia do Gigante | Plano de curvatura | | Perfil de curvatura | |
| | côncavo | convexo | côncavo | convexo |
| 6,4 | 6,91 | 6,05 | 6,55 | 6,23 |

A espessura do solo mostrou mais sensibilidade em relação ao plano de curvatura, com uma variação de 0,94 m para as médias de espessura de solo entre as áreas côncavas e convexas em toda a bacia do Gigante. Já o perfil de curvatura não teve a mesma sensibilidade com apenas 0,32 m de variação.

A relação entre as curvaturas da vertente e a espessura espacializada do solo na paisagem são apresentadas nas Figura 37 e 38.

A Figura 37 mostra que a espessura do solo é inversamente proporcional ao valor do plano de curvatura, ou seja, quando maior o valor da curvatura, menor a espessura do solo. Essa relação inversa se traduz em: quando mais expressiva a concavidade dos planos de curvatura, mais espesso o solo vai ser e essa espessura vai diminuindo em direção às áreas convexas do relevo.

Figura 37 – Relação entre plano de curvatura e espessura do solo.

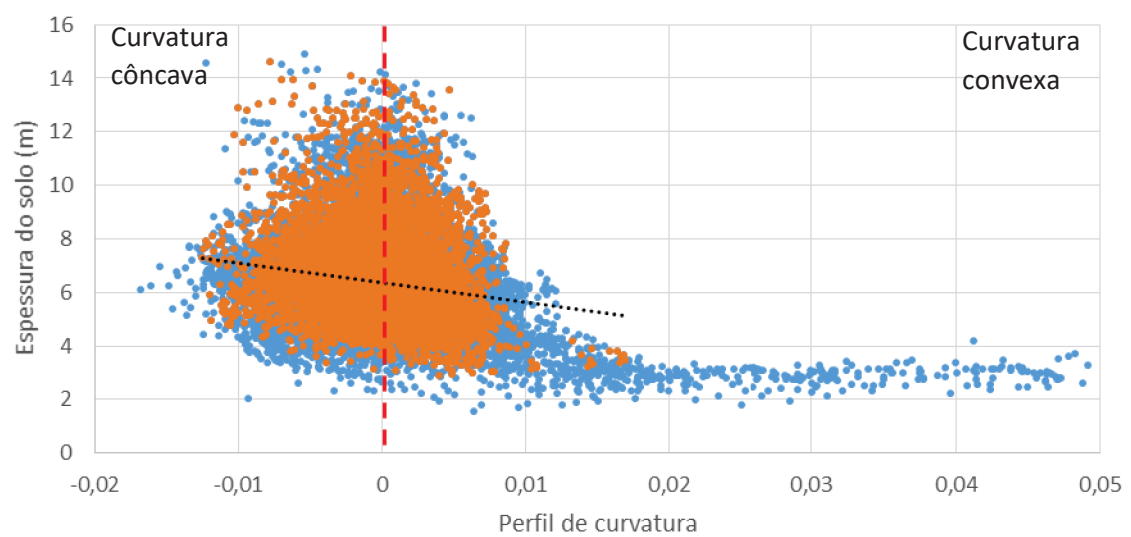


- Espessura do solo para a bacia do Gigante
- Espessura do solo para os movimentos de massa
- - Limite entre curvaturas côncavas e convexas

Esses resultados concordam com o relatado na literatura sobre distribuição da espessura do solo (Dietrich et al, 1995; Wu e Sidle, 1995; D'odorico e Fagherazzi, 2003), e comprova que para ambientes de relevo acidentado com grandes declividades em climas tropicais a relação entre planos de curvatura e espessura do solo é inversamente proporcional.

A Figura 38 representa a relação entre os perfis de curvatura e a espessura do solo para a bacia do Gigante.

Figura 38 – Relação entre perfil de curvatura e espessura do solo.



- Espessura do solo para a bacia do Gigante
- Espessura do solo para os movimentos de massa
- - Limite entre curvaturas côncavas e convexas

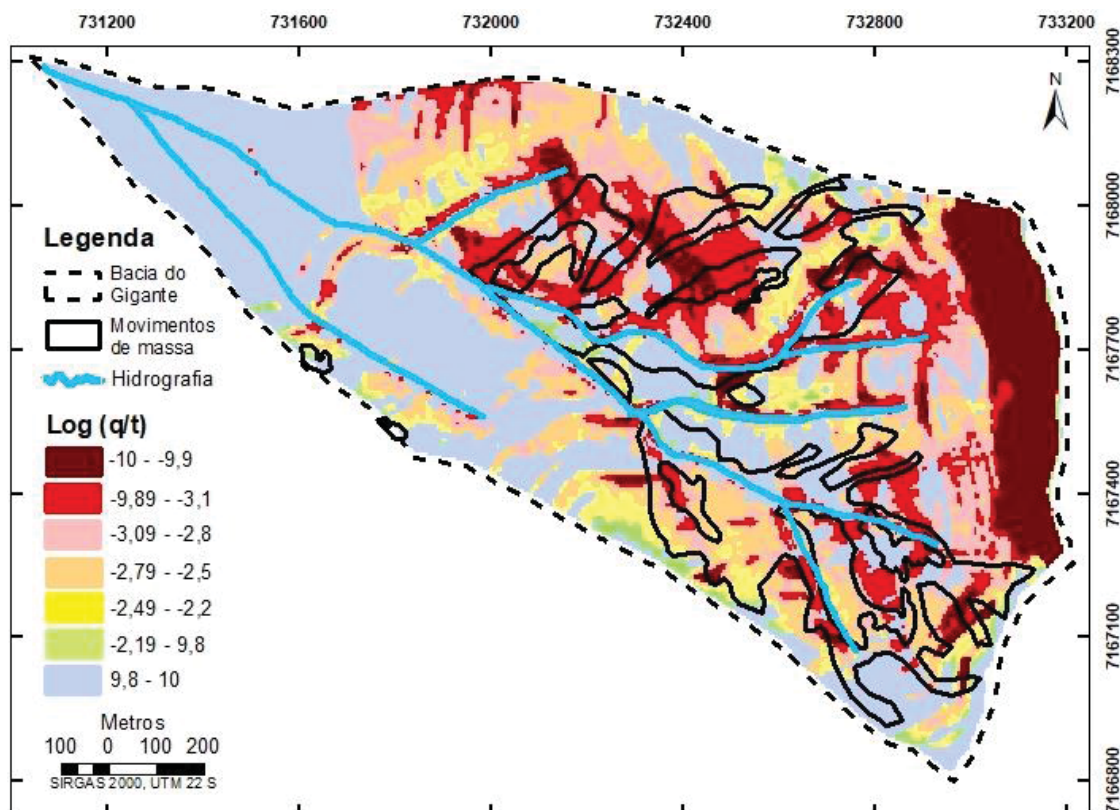
Nota-se que a sensibilidade da espessura do solo em relação aos perfis de curvatura, apesar de existente, não é muito grande. Neste caso, também existe uma relação inversamente proporcional entre a espessura do solo e os perfis de curvatura, no entanto, é bem menos evidente quando comparada aos planos de curvatura.

Mesmo assim, os perfis de curvatura nos mostram uma concentração maior dos solos mais espessos para os valores próximos de zero (indicando perfil retilíneo). Este resultado é esperado já que os perfis de curvatura retilíneo são as áreas de declividade mais baixas que tendem a se aproximar de áreas planas, o que favorece o acúmulo de material.

5.5 SIMULAÇÃO DA INSTABILIDADE DE ENCOSTA

A aplicação do modelo SHALSTAB apresentou um mapa de susceptibilidade aos movimentos de massa (Figura 39). O resultado do modelo SHALSTAB é expresso em $\text{Log}(q/t)$, onde 'q' representa a precipitação e 't' a transmissividade do solo. Os menores valores correspondem às áreas mais instáveis da bacia. A classe com os menores valores (-10 - -9,9) é classificada como incondicionalmente instável, enquanto a classe com os maiores valores (9,8 – 10) indica os locais incondicionalmente estáveis.

Figura 39 – Simulação do modelo SHALSTAB para a bacia do Gigante e sua respectiva eficiência.



A análise espacial do resultado permite perceber a concentração de áreas classificadas como instáveis dentro dos limites do inventário de cicatrizes, porém existem também grandes áreas tidas como instáveis que não estão inseridas nos limites do inventário. Da mesma maneira, áreas classificadas como incondicionalmente estáveis aparecem dentro do polígono da cicatriz mapeada. O resultado da matriz de confusão para a simulação do SHALSTAB é mostrado na Tabela 16 e permite uma avaliação mais objetiva.

Tabela 16 – Eficiência para a simulação do modelo SHALSTAB

| Classe | Pixels instáveis | Pixels estáveis | Eficiência da classe (EC) | Eficiência total (ET) | Erro total |
|-----------------|------------------|-----------------|---------------------------|-----------------------|------------|
| Áreas instáveis | 7012 | 7297 | 49% | 61% | 39% |
| Áreas estáveis | 17264 | 31059 | 64% | | |

A partir da matriz de confusão nota-se que o modelo teve um acerto de 49% na classificação das áreas instáveis e de 64% para as áreas estáveis. Este último acerto impulsionou a eficiência total do modelo para 61% com 39% de erros em seu resultado. Trabalho realizados por Meisina et al (2007) e Michel et al (2012) mostram que essa eficiência obtida está dentro do esperado pelo modelo e que o SHALSTAB pode ser mais eficiente e mais realista que outros modelos de previsão de áreas instáveis.

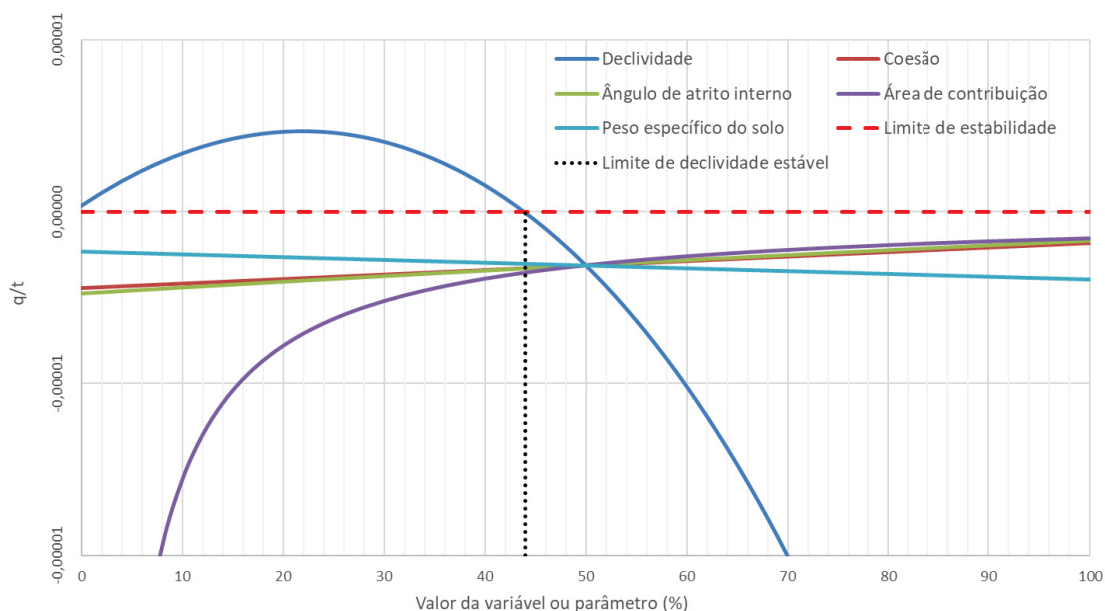
Cabe salientar que o resultado esperado de uma simulação não é 100% de acerto, tendo em vista as limitações dos modelos, que não incluem todas as variáveis ambientais em suas equações, e as incertezas devidas as generalizações envolvidas nas variáveis de entrada e no processo de modelagem. A eficiência de determinado modelo também pode variar de acordo com o local onde ele foi aplicado e com a qualidade dos dados de entrada, o que faz com que o mesmo modelo possa ser eficiente para uma aplicação e ter comportamento razoável para outra.

Todavia, na presente aplicação fica evidente que a eficiência no resultado do SHALSTAB poderia ter sido superior caso grandes áreas classificadas como instáveis, que estão fora do inventário de cicatrizes, fossem de alguma forma identificadas.

Considerando-se a equação que governa o SHALSTAB, a avaliação dos parâmetros e variáveis do modelo podem ajudar na avaliação da eficiência obtida, principalmente na classificação das áreas instáveis.

Os resultados da análise de sensibilidade das variáveis e parâmetros da equação do modelo SHALSTAB constam da Figura 40. Os dados apresentados foram discretizados em porcentagem (eixo das abscissas) para facilitar a sua comparação. O valor de 50% representa o valor médio de cada variável/parâmetro.

Figura 40 – Análise de sensibilidade do modelo SHALSTAB



Os resultados da análise de sensibilidade indicam um grupo de variáveis/parâmetros que têm os valores diretamente proporcionais aos valores de q/t : coesão, ângulo de atrito interno e área de contribuição. Essas variáveis/parâmetros, portanto, contribuem mais para a estabilidade da encosta quanto maior forem os valores de entrada.

A área de contribuição, porém, mostrou um comportamento aparentemente fora do esperado apresentando um aumento do valor de q/t quanto maior seu valor, enquanto, teoricamente, seria esperado que uma área de contribuição mais elevada resultaria sempre em uma instabilidade maior. Neste caso, a equação do SHALSTAB retorna sempre um resultado negativo quando o valor de declividade excede o valor do ângulo de atrito interno, o que ocorreu quando foram usados os valores médios de declividade e ângulo de atrito interno do solo. Quando essa situação acontece, o modelo automaticamente classifica o resultado como “incondicionalmente instável”. Conforme a declividade assume um valor menor do que o do ângulo de atrito a relação da área de contribuição se torna diretamente proporcional à instabilidade da vertente.

O parâmetro declividade, apresenta valores inversamente proporcionais ao q/t . Essa variável, portanto, possui relação direta com a instabilidade da encosta.

Dentro deste limite a maior sensibilidade foi verificada no parâmetro declividade, seguido pelo ângulo de atrito interno, peso específico do solo, coesão e área de contribuição (Tabela 17).

Tabela 17 – Sensibilidade de cada parâmetro/variável para a equação 13.

| Parâmetro/ variável | Diferença entre maior e menor resultado (d) | Variação entre mínimo e máximo do parâmetro/variável (n) | Sensibilidade (d/n) |
|-------------------------------|---|--|------------------------|
| Declividade | 6,53E-05 | 68,18 | 9,58E-07 |
| Ângulo de atrito interno | 2,12E-06 | 3,44 | 6,18E-07 |
| Peso específico do solo | 8,19E-07 | 296,00 | 2,77E-09 |
| Coesão | 1,98E-09 | 6,10 | 3,25E-10 |
| Área de contribuição | 1,17E-04 | 1214585,00 | 9,64E-11 |

Apesar da área de contribuição mostrar uma variação total maior nos resultados, a sensibilidade desta variável é baixa, isso quer dizer que para cada incremento de área de contribuição o resultado é muito pouco alterado. Por outro lado, cada grau a mais de declividade causa uma alteração maior no resultado, evidenciando maior sensibilidade no modelo.

Como mostrado por Lopes (2017) outras equações de fator de segurança também apresentam a declividade como fator de maior sensibilidade. A influência da declividade na estabilidade de encostas como de grande relevância também pode ser encontrada em inúmeros trabalhos na literatura. Analisando então essa variável com o maior peso na equação, verifica-se que o próprio modelo analisado classifica a área como incondicionalmente instável (valores negativos) para valores de declividades acima dos 44% (Figura 40), o que representa 30,37 graus, enquanto na área de estudo, porções do relevo com declividades abaixo desse valor também apresentaram movimentação, o que é previsto, por outro lado, grandes áreas com declividades superiores a 30,37° não se movimentam (Tabela 18).

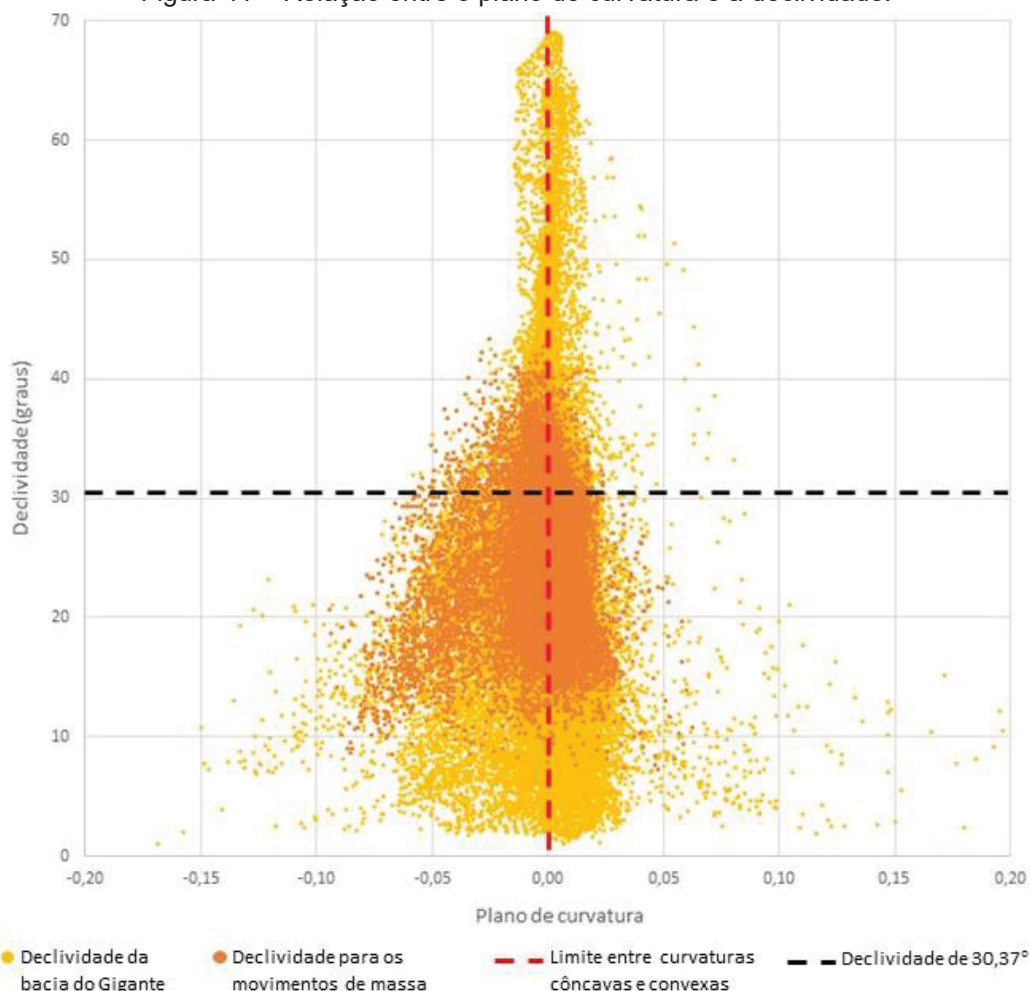
Tabela 18 – Relação entre declividade e os movimentos de massa na bacia do rio Gigante.

| Pixels de declividade abaixo de 30,37° (%) | Pixels de declividade acima de 30,37° (%) | Pixels de declividade acima dos 30,37° que deslizaram (%) | Pixels de declividade acima dos 30,37° que não deslizaram (%) |
|--|---|---|---|
| 81,80 | 18,20 | 23,39 | 76,61 |

Estes resultados mostram a limitação da declividade como variável explicativa, já que dos pixels com valores de declividade acima de 30,37° apenas 23,39% realmente se movimentaram, evidenciando que os outros fatores ambientais não considerados pelo modelo devem ser inseridos em equações de FS.

Um dos fatores identificados como relevantes para a desestabilização e a consequente movimentação das encostas é o plano de curvatura. A Figura 41 mostra a relação entre o plano de curvatura e a declividade.

Figura 41 – Relação entre o plano de curvatura e a declividade.



A Figura 41 mostra que, em relação ao plano de curvatura, os pixels com os valores de declividade têm um comportamento aproximadamente normal, com uma tendência para as curvaturas côncavas, tanto nos pixels que se movimentaram como nos que permaneceram estáveis. Os pixels que representam os movimentos de massa têm um limite superior bem claro, que evidencia que outros parâmetros e variáveis naturais atuam para a configuração de movimentos de massa, o que não aconteceria caso a declividade fosse o parâmetro com maior importância para esses fenômenos.

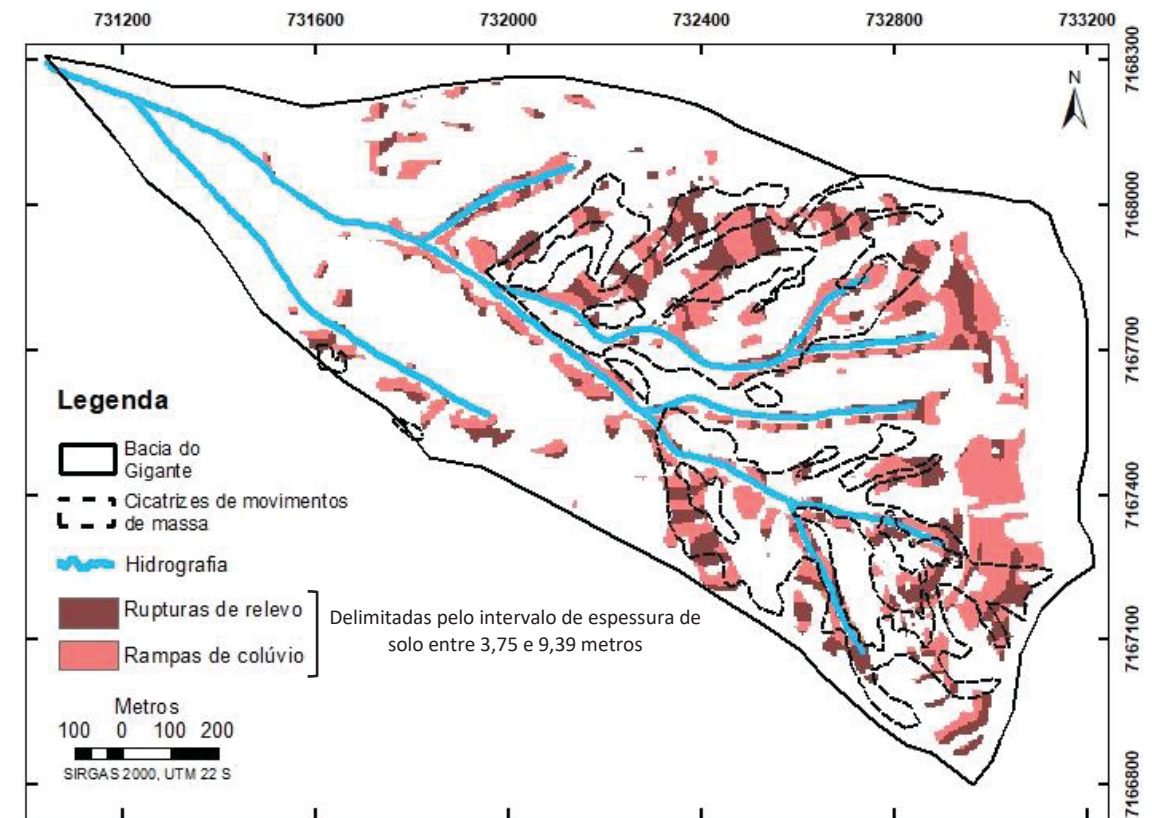
A associação entre o plano de curvatura e a espessura do solo também foi demonstrada nesse trabalho e obedece a uma relação inversamente proporcional, quanto maior o valor do plano de curvatura (curvaturas convexas) menos espesso é o solo. A partir dessa correlação, pode-se limitar ainda mais a influência da declividade no modelo.

Os resultados mostram que independentemente do valor da declividade, a presença de solo e a curvatura da vertente também condicionam a ocorrência de movimentos de massa. Os pixels que simbolizam a espessura do solo para as áreas de movimentos de massa em relação ao plano de curvatura mostram que a união desses dois parâmetros delimita bem a influência da declividade.

A espessura do solo cai drasticamente conforme o plano de curvatura se torna mais convexo, independentemente do valor da declividade. Isso explica o porquê de muitos pixels classificados como incondicionalmente instáveis pelo modelo SHALSTAB (baseado em uma equação que tem a declividade como parâmetro mais relevante) muitas vezes não se movimentaram, pois eles estão em locais de curvatura retilínea ou convexa onde a espessura do solo é muito pequena (com valor dentro da espessura de imunidade) ou mesmo a ausência desse solo.

A Figura 42 mostra a espacialização e a eficiência da relação entre as áreas de rupturas de relevo, acúmulo de sedimento e o intervalo de espessura do solo demarcado pelo segundo desvio padrão (entre 3,75 e 9,39 metros).

Figura 42 – Delimitação das áreas com base nas rupturas de relevo, concentração de colúvio e intervalo de espessura do solo.



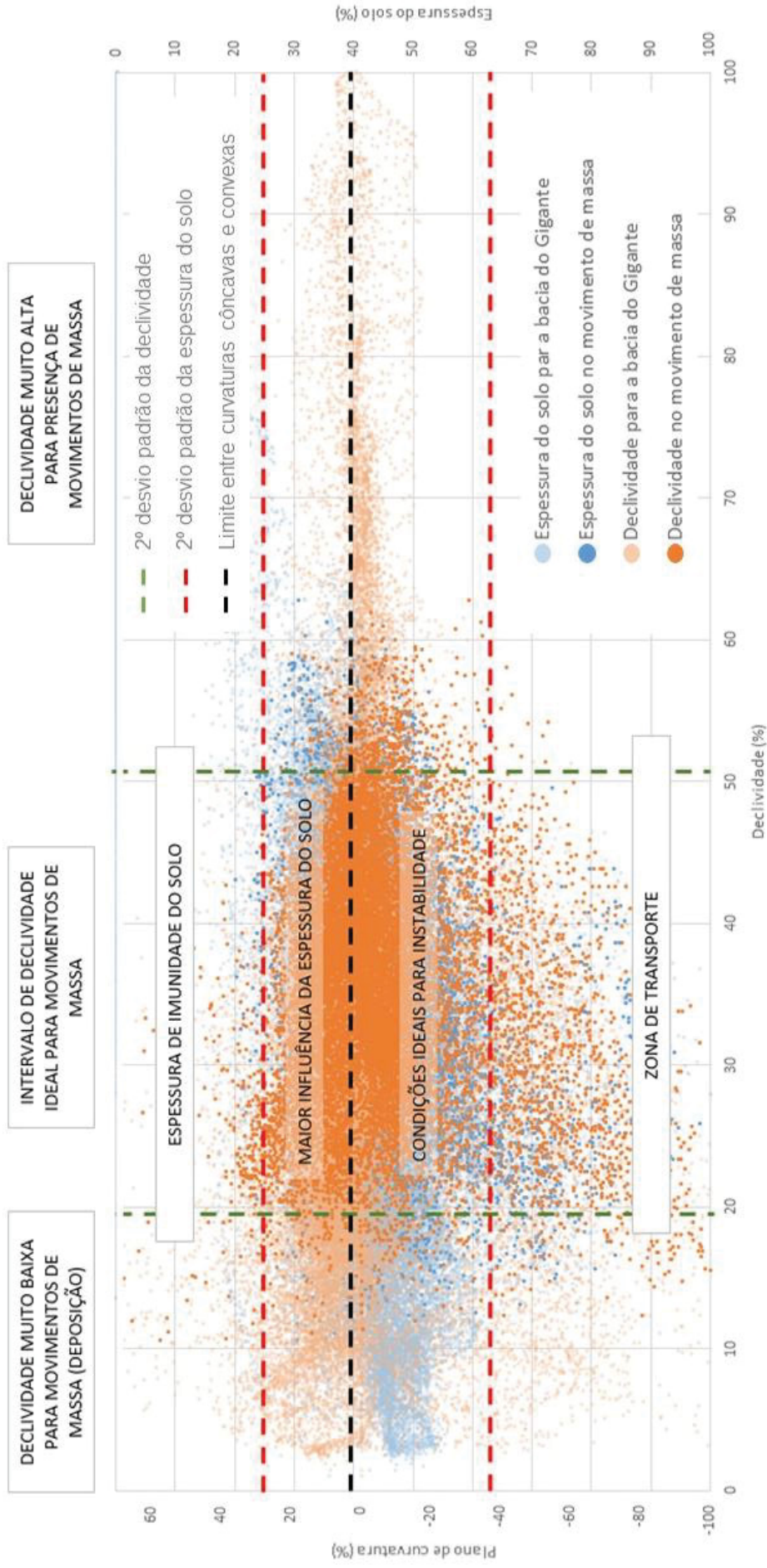
| Classe | Pixels instáveis | Pixels estáveis | Eficiência da classe (EC) | Eficiência total (ET) | Erro total |
|-----------------|------------------|-----------------|---------------------------|-----------------------|------------|
| Áreas instáveis | 5532 | 8784 | 39% | 72% | 28% |
| Áreas estáveis | 9248 | 40569 | 81% | | |

A Figura 42 mostra que delimitação de áreas instáveis com base apenas na espessura do solo e na forma do relevo alcançou uma eficiência da 72%, portanto, superior ao alcançado pelo modelo SHALSTAB, com eficiência de 61%.

A utilização da espessura do solo e da forma da vertente como condições de contorno na determinação da instabilidade de encosta, apresentaram resultados promissores e podem contribuir com um melhor entendimento e previsão deste processo natural.

A figura 43 ilustra uma síntese dos resultados do trabalho unindo os parâmetros declividade, plano de curvatura e espessura do solo para delimitar áreas com diferentes respostas de instabilidade na paisagem.

Figura 43 – Síntese dos resultados do trabalho.



6 CONCLUSÕES

Entre as diversas variáveis que influenciam na ocorrência de movimentos de massa, a declividade tem destaque, tanto na literatura quanto nos vários modelos desenvolvidos, porém outros fatores naturais têm grande influência sobre o equilíbrio das vertentes. O objetivo principal dessa tese foi explorar as condições de contorno envolvidas nesse processo, focando na influência da espessura distribuída do solo e da forma da vertente.

A espessura distribuída do solo na paisagem foi comparada com o parâmetro declividade e foi constatado que sua aplicação melhora a eficiência da delimitação de áreas de instabilidade em aproximadamente 7%. Mesmo o impacto não sendo muito significativo, foi demonstrado que o principal efeito da espessura do solo é de delimitar um intervalo de atuação da declividade no processo, tanto em seu valor mínimo (representado pela espessura de imunidade do solo e pela sua ausência) quanto em seu valor máximo. O valor máximo de espessura deve ser mais explorado em futuros estudos, juntamente com outras informações geotécnicas para melhor delimitar a influência da declividade nos modelos e para aprimorar o entendimento sobre os limites que a espessura do solo deve ter dentro de uma equação de Fator de Segurança (FS).

A forma da vertente, tratada aqui como o conjunto de concentração de colúvio e rupturas de vertente, constitui avanço importante em relação ao mapeamento de áreas instáveis. Foi demonstrado como os planos e perfis de curvatura côncavos, podem delimitar áreas de acúmulo de sedimento e ruptura de relevo e que sua aplicação em si já tem eficiência de 71% na delimitação de movimentos de massa. Esses valores estão significativamente acima da eficiência do modelo de estabilidade SHALSTAB, mundialmente usado para delimitar áreas instáveis e aplicado neste trabalho como base de comparação.

Como verificado na revisão bibliográfica, áreas que apresentam acúmulo de sedimento intercaladas por rupturas de relevo tendem a apresentar movimentos de massa, pois a exfiltração da água na base da ruptura de relevo além de resultar na erosão da área favorece a saturação do colúvio a jusante, tornando-o menos estável. A partir disso pode-se relatar:

1 – A erosão na base da ruptura de relevo pode tornar essa área instável fazendo-a deslizar sobre a o colúvio a jusante que, com peso extra, também se movimenta até encontrar declividades mais baixas capazes de estabilizar o material deslocado;

2 – A exfiltração de água na base da ruptura de relevo pode levar o material da coluvionar a jusante a um estado de saturação fazendo com que as camadas superiores do solo superem seu limite de estabilidade e desencadeiem seu deslocamento.

É importante salientar que o principal fator da eficiência alcançada pelo conjunto de atributos forma da vertente e espessura do solo não foi o mapeamento das áreas instáveis, e sim propiciar a identificação das áreas estáveis fora dos limites das cicatrizes. Esse resultado permite que os exageros no mapeamento sejam reduzidos, refletindo na eficiência geral da simulação. O baixo índice de acerto quando se leva em consideração apenas as áreas instáveis obtidas por modelagem é reflexo da relação entre as áreas simuladas que apresentariam instabilidade com a cicatriz mapeada no inventário, porém as cicatrizes não incluem apenas área instáveis em seu interior. Como demonstrado também nesse trabalho, áreas estáveis podem estar contidas nas cicatrizes, porém quando uma porção da vertente se movimenta, esta pode carregar consigo áreas a jusante ou contribuir para a desestabilização de áreas a montante, que estariam estáveis quando expostas aos mesmos fatores externos (precipitação, por exemplo).

Finalmente, destaca-se a importância da espessura do solo e da forma do relevo como condições de contorno da instabilidade de encosta. Recomenda-se que em estudos futuros estas variáveis sejam eventualmente incorporadas nas equações de modelos de estabilidade de encosta. Outra abordagem possível é fazer também a delimitação das áreas estáveis para prevenir exageros no mapeamento de instabilidade resultantes de modelos de simulação. A matriz de confusão se mostrou uma ferramenta muito útil para a avaliação dos resultados espaciais, sendo recomendado seu uso em trabalhos futuros dessa natureza.

7 REFERÊNCIAS

- Atlas geomorfológico do Estado do Paraná Escala base 1:250.000 modelos reduzidos. **Minerais do Paraná; Universidade Federal do Paraná**. 63 p. Curitiba, 2006.
- Atlas de vegetação do estado do Paraná. **Secretaria do Meio Ambiente e Recursos Hídricos**. Curitiba, 2002
- ACHARYA, G., COCHRANE, T.A. **Rainfall Induced Shallow Landslides on Sandy Soil and Impacts on Sediment Discharge: A Flume Based Investigation** The 12th International Conference of International Association for Computer Methods and Advances in Geomechanics (IACMAG), Goa, India, 2008.
- AGAM, M. W.; HASHIM, M. H. M.; MURAD, M. I.; ZABIDI, H. Slope Sensitivity Analysis using Spencer's Method in Comparison with General Limit Equilibrium Method. **Procedia Chemistry**, n 19, pag. 651-658, 2016.
- ALKHASAWNEH, M. S.; NGAH, U. K.; TAY, L. T.; ISA, N. A. M. Determination of importance for comprehensive topographic factors on landslide hazard mapping using artificial neural. **Environmental Earth Science**, 72, 2013.
- ARYAL, S. K.; BATES, B. C. Effects of catchment discretization on topographic index distributions. **Journal of Hydrology**, V. 359, p. 150-163, 2008.
- BEATY, C. B. Landslide and slope exposure. **Journal of Geology**. 64, pag. 70 – 74, 1956.
- BEVEN, K. J. AND KIRKBY, M. J. A Physically Based Variable Contributing Area Model Of Basin Hydrology, **Hydrol. Sci. Bull.** Vol. 24, pag. 43-69, 1979.
- BEVEN, K. J., **Runoff production and flood frequency in catchments of order n: An alternative approach, in Scale Problems.** in Hydrology, Hingham, Mass., 1986.
- BHERING, S. B.; BOGNLA, I. A.; CHAGAS, C. S.; CARVALHO, W. Mapa de solos do estado do Paraná. Rio de Janeiro, EMBRAPA solos, 2007.
- BOER, M.; DEL BARRIO, G.; PUIGDEFABREGAS, J. Mapping soil depth classes in dry Mediterranean areas using terrain attributes derived from a digitalelevationmodel, **Geoderma**, 72, p. 99–118, 1996.
- BÖHNER, J.; SELIGE, T. Spatial prediction of soil attributes using terrain analysis and climate regionalisation. **Göttinger Geographische Abhandlungen**, v. 115, 2002.
- BUENO, K.E.M.; SANTOS, I.; BAUER SCHULTZ, G. **Análise Da Sensibilidade Do Modelo Sinmap À Resolução Do Mdt Na Simulação De Deslizamentos Na Bacia Do Rio Sagrado – Serra Do Mar Paranaense.** IX Simpósio Nacional De Geomorfologia, Rio De Janeiro. Anais Do IX Simpósio Nacional De Geomorfologia, 2012.

BUENO, K. E. M.; TAVEIRA, B. D. A.; LOPES, F. C. A.; SANTOS, I. **Mapeamento e classificação dos fluxos de detritos na bacia do rio Jacareí – Serra do mar paranaense**. Anais do XVI SBGFA, Teresina, 2015.

CAPITANI, M.; RIBOLINI, A.; BINI, M. The slope aspect: a predisposing fator for landsliding? **Cr Geoscience**, no prelo, 2014.

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 Surf. Process. Landforms**, 28, pag. 925–950, 2003.

CASADEI, M. E DIETRICH, W.E. **Controls on shallow landslide size**. Debris - flow hazards mitigation: mechanics, prediction, and assessment, Davos, Switzerland, pag. 91-101. 2003.

CATANI, F.; SEGONI, S.; FALORNI, G. An empirical geomorphology-based approach to the spatial prediction of soil thickness at catchment scale. **Water Resources Research**, v. 46, p. 1-15, 2010.

CLERICI, A.; PEREGO, S.; TELLINI, C.; VESCOVI, P. A GIS-based automated procedure for landslide susceptibility mapping by the Conditional Analysis method: the Baganza valley case study (Italian Northern Apennines). **Environ Geol**, 50, p. 941-961, 2006.

CHATWIN, S.C., HOWES, D.E., SCHWAB, J.W., SWANSTON, D.N. **A Guide for Management of Landslide-Prone Terrain in the Pacific Northwest**. Segunda edição, research branch, ministry of forests, victoria, british columbia, canada, 1994.

CHEN, G.; FARIS, P.; HEMMELGARN, B.; WALKER, R. L.; QUAN, H. Measuring agrément of administrative data with chart data using prevalence unadjusted and adjusted kappa. **Medical Research Methodology**, V. 9, N. 5, 2009.

CLAESSENS, L.; HEUVELINK, G.B.M.; SCHOORL, J.M.; VELDKAMP, A. DEM resolution effects on shallow landslide hazard and soil redistribution modelling. **Earth Surf. Process. Landf.** V. 30, N. 4, p. 461–477, 2005.

DAI, F. C.; LEE, C. F. Landslide characteristics and slope instability modeling using GIS, Lantau Island, Hong Kong. **Geomorphology**. Volume 42, Pag. 213–228, 2002.

D'ODORICO, P. e FAGHERAZZI, A. A probabilistic model of rainfall-triggered shallow landslides in hollows: A long-term analysis, **Water Resour. Res.**, vol. 39, 2003.

DE ROSE, R. C. Slope control on the frequency distribution of shallow landslides and associated soil properties, North Island, New Zealand. **Earth Surface Processes and Landform**, 38, pag. 356 – 371. 2012.

DIETRICH W. E. e DORN, R. Significance Of Thick Deposits Of Colluvium On Hillslopes: A Case Study Involving The Use Of Pollen Analysis In The Coastal Mountains Of Northern California. **Journal of Geology**. University of Chicago, 1984.

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

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

DUNNE, T. **Runoff production in a humid area**. Tese de doutorado, 1969.

DUNNE, T. Field Studies of Hillslopes Flow Process. In **Hillslope Hydrology**, 1978.

DUNNE, T. Formation and controls of channel networks. **Progress in Physical Geography**, 1980.

DUNNE, T. **Hydrology mechanics and geomorphic implications of erosion by subsurface flow**. Geological Society of America. 1990.

DUNNE, T. **Hydrogeomorphology**. Japanese Geomorphological Union, 4p., 1994.

FERNANDES, N.F., GUIMARÃES, R.F., GOMES, R.A.T., VIEIRA, B.C., MONTGOMERY, D.R., GREENBERG, H. Condicionantes geomorfológicos dos deslizamentos nas encostas: avaliação de metodologias e aplicação de modelo de previsão de áreas susceptíveis. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, V. 2, N1, p. 51-71, 2001.

FERNANDES, N.F., GUIMARÃES, R.F., GOMES, R.A.T., VIEIRA, B.C., MONTGOMERY, D.R., GREENBERG, H. Topographic controls of landslides in Rio de Janeiro: field evidence and modeling. **Catena**, 55, pag. 163–181, 2004.

FIORI A.P. E CARMIGNANI L. **Fundamentos de mecânica dos solos e das rochas: aplicações na estabilidade de taludes**. 2ª ed., Curitiba, Editora UFPR, 604 p, 2009.

FOLADOR, R. **Cálculo da probabilidade e quantificação do volume de material suscetível a escorregamentos - bacia do rio Jacareí, Morretes – PR**. Dissertação de mestrado, Curitiba, 2015.

FOWLER, A. C.; KOPEVA, N.; OAKLEY, C. The formation of river channels. **Journal of Applied Math**, pag. 1016-1040, 2007.

GALLANT J.C. E DOWLING T.I. A multi-resolution index of valley bottom flatness for mapping depositional areas. **Water Resources Research**, vol. 39: 1347–60, 2003.

GORDON, L. M.; BENNETTE, S. J. e WELLS, R. R. **Rill development, headcut migration, and sediment efflux from an evolving experimental landscape**. 2nd Joint Federal Interagency Conference, 2010.

GRELLE, G.; REVELLINO, P.; DONNARUMMA, A. E GUADAGNO F. M. Bedding control on landslides: a methodological approach for computer-aided mapping analysis. **Nat. Hazards Earth Syst. Sci.**, 11, pag. 1395–1409, 2011.

- GUZZETI, F., A. CARRARA, M. CARDINALI and P. REICHENBACH. Landslides hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. **Geomorphology**, vol 31, p. 181-216, 1999
- HAMMOND, C.; HALL, D.; MILLER, S.; SWETIK, P. **Level I Stability Analysis Documentation for Version 2.0**. Departamento de agricultura dos Estados Unidos. Serviço Florestal. 1992.
- HAMZA, T.; RAGHUVANSHI, T. K. GIS based landslide hazard evaluation and zonation – A case from Jeldu district, central Ethiopia. **Journal of King Sand University**, 29, p. 151-165, 2017.
- HENRIQUES, C.; ZÉZERE, J. L. e MARQUES, F. The role of the lithological setting on the landslide pattern and distribution. **Engineering Geology**. 2015
- HIGHLAND, L.M., AND BOBROWSKY, P. **The landslide handbook—A guide to understanding landslides**: Reston, Virginia, U.S. Geological Survey Circular 1325, 129 p. 2008.
- HO, J.Y., LEE, K.T., CHANG, T., WANG, Z., LIAO, Y., Influences of spatial distribution of soil thickness on shallow landslide prediction, **Engineering Geology**, Volume 124, pag. 38-46, 2012.
- HORTON, R.E. The role of infiltration in the hydrologic cycle. **Trans. Am. Geophys. Un.**, vol. 14, p.446-460, 1933.
- HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. **Bulletin of the geological society of America**, 1945.
- HUANG, J. C. E KAO, S.J. Optimal estimator for assessing landslide model efficiency. **Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.**, vol3, p.1125–1144, 2006
- HUNGR O., EVANS S.G., BOVIS M., AND HUTCHINSON J.N. Review of the classification of landslides of the flow type. **Environmental and Engineering Geoscience**, vol. 7, p. 221-238, 2001.
- HUTCHINSON, J.N. **General report: morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology**. In Bonnard, C. (ed.) *Proceeding Fifth International Symposium on Landslides*. Vol.1. Rotterdam, Netherlands: A.A.Balkema, pp. 3-35. 1988
- lida, T. A stochastic hydro-geomorphological model for shallow landsliding due to rainstorm, **Catena**, 34, p. 293-313, 1999.
- IVERSON, R.M. Landslide triggering by rain infiltration. **Water resources research**, v. 36, n. 7, p. 1897–1910, 2000.
- KITUTU, M. G.; MUWANGA, A.; POESEN, J.E DECKERS, J. A. Influence of soil properties on landslide occurrences in Bududa district, Eastern Uganda. **African Journal of Agricultural Research** Vol. 4 (7), pp. 611-620, 2009.
- KOZCIAK, S. **Análise determinística da estabilidade de vertentes na bacia do rio Marumbi – Serra do Mar – Paraná**. Tese de doutorado, Curitiba, 2005.

LÉVY, S.; JABOYEDOFF, M. Erosion and channel change as factors of landslides and valley formation in Champlain Sea Clays: The Chacoura River, Quebec, Canada. **Geomorphology**, pag. 12-18, 2012.

LIANG, S. An investigation of remotely sensed soil depth in the optical region, **Int. J. Remote Sens.**, V. 18, N. 16, 1997.

LOBÃO, J. S. B.; FRANÇA-ROCHA, W. J. S. **Aplicação dos Índices KAPPA & PABAK na validação da classificação automática de imagem de satélite em Feira de Santana-BA.** Anais do XII SBSR, Goiânia, INPE, p, 1207-1214, 2005.

LOPES, F. C. A. **Avaliação da influência da distribuição espacial da espessura do solo e do nível freático na estabilidade de encosta.** Dissertação de mestrado, UFPR, 2013

LOPES, F. C. A. **Análise de sensibilidade de variáveis e parâmetros de equações de fator de segurança.** Anais do XVII SBGFA, Campinas, 2017.

LORENZON, A. S.; DIAS, H. C. T.; LEITE, H. G. Precipitação efetiva e interceptação da chuva em um fragmento florestal com diferentes estágios de regeneração. **Revista Árvore**, V. 37, pag. 619 – 627, 2013.

MARTINS, T. D.; VIEIRA, B. C.; FERNANDES, N. F.; OKA-FIORI, C.; MONTGOMERY, D. R. Application of the SHALSTAB model for the identification of areas susceptible to landslides: Brazilian case studies. **Revista de geomorfologie**, 19, p. 136-144, 2017.

MASOUMI, H.; JAMALI, A. A.; MOSTAFA, K. Investigation of role of slope, aspect and geological formations of landslide occurrence using statistical methods and gis in some watersheds in chahar mahal and bakhtiari province. **Journal of Applied Environmental and Biological Sciences**, 4, p. 121-129, 2014.

MCCALPIN, J., **Preliminary age classification of landslides for inventory mapping.** Proc. 21st Annual Engineering Geology & Soils Engineering Symposium, Moscow, pp. 99–111. 1984.

MCKENZIE, N.J., RYAN, P.J. Spatial prediction of soil properties using environmental correlation. **Geoderma**, vol. 89, p.67-94. 1999.

MCKENZIE, N., GALLANT, J., GREGORY, L. **Estimating water storage capacities in soil at catchment scales.** RELATÓRIO TECNICO. Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology, 2003

MEISINA, C.; SCARABELI, S. A comparative analysis of terrain stability models for predicting shallow landslides in colluvial soils. **Geomorphology**, 87, pag. 207-223, 2007.

METEN, M.; PRAKASH BHANDARY, N.; YATABE, R. Effect of landslide factor combinations on the prediction accuracy of landslide susceptibility maps in the Blue Nile gorge of central Ethiopia. **Geoenvironmental Disasters**, 2, p. 1-17, 2015.

MICHEL, G. P.; KOBAYAMA, M.; GOERL, R. F. **Análise comparativa entre os modelos shalstab e sinmap na identificação de áreas susceptíveis a escorregamentos translacionais**. X ENES, UTFR, 2012.

MICHEL, G. P. **Estimativa da profundidade do solo e seu efeito na modelagem de escorregamentos**. Tese de doutorado. Porto Alegre, 2015.

MINEROPAR – MINERAIS DO PARANÁ S/A. **Mapeamento geológico-geotécnico da porção leste da Serra do Mar do Estado do Paraná**. Relatório final 2011. Produzido por Geoplanejamento Pesquisa Mineral e Geologia Ambiental SS. Ltda em parceria com Núcleo de Geoprocessamento da UFPR. 2011.

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

MONTGOMERY, D. R.; SULLIVAN, K.; GREENBERG, H. M. Regional test of a model for shallow landsliding. **Hydrological processes**, 12, p. 943-955, 1998.

MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E.; HEFFNER, J. T. Piezometric response in shallow bedrock at CB1: Implications for runoff generation and landsliding. **Water Resources Research**, V.38, N.12, 2002.

MOORE, I.D., GESSLER, P.E., NIELSEN, G.A., PETERSON, G.A. Soil attribute prediction using terrain analysis. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, 57, p. 443–452, 1993.

MURPHY, B.; VAZE, J.; TENG, J.; TUTEJA, N.K.; GALLANT, J.; SUMMERELL, G.; YOUNG, J. e WILD, J., **Modelling landscapes using terrain analysis to delineate landforms and predict soil depths – examples from catchments in NSW**, MODSIM 2005 (this conference), 2005.

NEULAND, H. A prediction model of landslips. **Catena**, V.3, N.2, p. 215–230, 1976.

NOMAN, N. S.; NELSON, E. J.; e ZUNDEL, A. K. Review of automated floodplain delineation from digital terrain models. **Journal of Water Resources Planning and Management**, p. 394-402, 2001

O'CALLAGHAN, J. F.; MARK, D. M. The Extraction Of Drainage Networks From Digital Elevation Data. **Comput. Vision Graphics Image Process**, vol. 28, p. 328-344, 1984

O'LOUGHLIN, E.M. Saturation regions in catchments and their relations to soil and topographic properties. **Journal of Hydrology**, Vol. 53, p. 229–246, 1981.

OHLMACHER, G. C. Plan curvature and landslide probability in regions dominated by earth flows and earth slides. **Engineering Geology**, 91, p. 117-134, 2007.

OKIMURA, T. Prediction of slope failure using the estimated depth of the potential failure layer. **Journal of Natural Disasters Science**, V.11, n.1, p. 67-79, 1989.

PACK, R. T., TARBOTON D. G., GOODWIN C. N., PRASAD, A. “**SINMAP user’s manual**”, 2005. Disponível em <<http://www.engineering.usu.edu/dtarb/sinmap.html>>.

PACHRI, H.; MITANI, Y.; IKEMI, H.; JIANG, W. Spatial variation of soil depth and shallow slope failures in Sangun mountains, Fukuoka prefecture, Japan. **International Journal of Geoscience**, 6, p. 813-820, 2015.

PELLETIER, J.D., MALAMUD, B.D., BLODGETT, T., TURCOTTE, D.L., Scale-invariance of soil moisture variability and its implications for the frequency-size distribution of landslides, **Engineering Geology**, Volume 48, pag. 255-268, 1997.

PERRON, J. T.; KIRCHNER, J. W. e DIETRICH, W. E. Formation of evenly spaced ridges and valleys. **Nature**, pag. 502-505, 2009.

PERRON, J; T. e FAGHERAZZI, S. The legacy of initial conditions in landscape evolution. **Earth Surface Processes and Landforms**, 37, pag. 52-63, 2012.

PERRON, J. T.; RICHARDSON, P. W.; FERRIER, K. L. e LAPÔTRE, M. The root of branching river networks. **Nature**, vol. 492. 2012.

REICHENBACH, P.; ROSSI, M.; MALAMUD, B. D.; MIHIR, M. GUZZETTE, F. A review of statistically based landslide susceptibility models. **Earth Science Reviews**, 180, p. 60-91, 2018.

REMONDO, J., GONZÁLES-DÍEZ, A., DE TERÁN, J.R.D., CENDERERO, A. Landslide Susceptibility Models Utilising Spatial Data Analysis Techniques. A Case Study from the Lower Deba Valley, Guipuzcoa (Spain). **Natural Hazards**, Volume 30, pp 267-279, 2003.

RENEAU, S. L.; DIETRICH, W. E. The importance of hollows in debris flow studies; examples from Marin County, California. **Ver. Engineering Geology**, 7, p. 165-180, 1987.

RENNÓ, C. D.; SOARES, J. V. **Uso do índice topográfico como estimador da profundidade do lençol freático**. Anais do XI Simpósio Brasileiro Sensoriamento Remoto, Belo Horizonte, MG, 2003.

ROSENFELD, G. H.; FITZPATRICK-LINS, K. A coefficient of agreement as a measure of thematic classification accuracy. **Photogrammetric engineering and remote sensing**, V. 52, N.2, p. 223-227, 1986.

SAFAEI, M., OMAR, H., HUAT, B.K., YOUSOF, Z.B.M., GHIASI, V. Deterministic Rainfall Induced Landslide Approaches, Advantage and Limitation. **EJGR**, VOL. 16, p.1619-1650, 2011

SANTOS, I. et al. **Desenvolvimento de modelo de avaliação da qualidade de água e transporte de sedimentos para pequenas e médias centrais hidrelétricas**. DPHH e UTHG, LACTEC, Curitiba, 2005.

SCHULZ, W. H.; LIDKE, D. J.; GODT, J. W. Modeling The Spatial Distribution Of Landslides-Prone Colluvium And Shallow Groundwater On Hillslope Of Seattle, WA. **Earth Surface Processes and Landforms**, 33, pag. 123 – 141, 2008.

- SCHWARZ, M., COHEN, D., OR, D. Root-soil mechanical interactions during pullout and failure of root bundles, **J. Geophys**, 2010.
- SHANMUGAM, G. The landslide problem. **Journal of Palaeogeography** Volume 4, Pag. 109–166, 2015.
- SIDLE, R. C., PEARCE, A. J., O'LOUGHLIN, C. L. **Hillslope stability and land use**, Washington, 1985.
- SIDLE, R. C. **Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim**. Anais of the Corvallis Symposium, 1987.
- SIDLE, R. C. **A dynamic model of slope stability in zero-order basins. Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim** (Anais do Corvallis Symposium), 1987.
- SIDLE, R.C, OCHIAI, H. Landslides: Process, Prediction, and Land Use. **American Geophysical Union**. Washington, 2000.
- SILVEIRA, C. T. **Análise digital do relevo na predição de unidades preliminares de mapeamento de solos: integração de atributos topográficos em sistemas de informações geográficas e redes neurais artificiais**. Tese de doutorado. Curitiba, 2010.
- SILVEIRA, C. T.; FIORI, A. P.; FERREIRA, A. M.; FELIPE, R. S.; FILHO, J. L. K.; FOLADOR, R. M.; COSTA, L. C. Análise do fator de segurança da estabilidade das vertentes na bacia do rio Jacareí, Serra do Mar paranaense. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, vol. 13, pag. 287-297, 2012.
- SILVEIRA, C. T.; FIORI, A. P.; FERREIRA, A. M.; GÓIS, J. R.; De MIO, G.; SILVEIRA, R. M. P. Emprego de atributos topográficos no mapeamento da susceptibilidade a processos geoambientais na bacia do rio Jacareí, Paraná. **Soc. & Nat.** v. 25, pag. 623-639, 2013.
- STRAHLER, A. N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. **Transactions American Geophysical Union**. Volume 38, pag. 913–920, 1957.
- TABALIIPA, N.L.; FIORI, A.P. **Influência da vegetação na estabilidade de taludes na bacia do rio Ligeiro (PR)**. GEOCIENCIAS, V. 27, N. 3, P. 387-399, UNESP, 2008
- TARBOTON, D. G. A New Method for the Determination of Flow Directions and Contributing Areas in Grid Digital Elevation Models, **Water Resources Research**, vol.33,p. 309-319, 1997
- TENG, J., VAZE, J., TUTEJA, N.K. E GALLANT, J. **CLASS Spatial Analyst: A GIS based tool for distributed hydrological modelling**. MODSIM 2005 conference, Melbourne, Australia, 2005
- TENG, J.; VAZE, J.; TUTEJA, N.K; GALLANT, J.C. **A GIS-Based Tool for Spatial and Distributed Hydrological Modelling: CLASS Spatial Analyst**, Transactions *in GIS*, p.209–225. 2008.

- TSUKAMOTO, Y. E MINEMATSU, H. **Hydrogeomorphological characteristics of a zero-order basin**. Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim. Anais of the Corvallis Symposium, 1987.
- VANHONI, F., MENDONÇA, F. O Clima Do Litoral Do Estado Do Paraná. **Revista Brasileira de Climatologia**, 2008.
- VARNES, D. J. **Slope movement types and processes**. In S. KRIZEK (ed) Slope movement types and processes, Washington: pp. 11-33, 1978.
- VIEIRA, B.C. **Caracterização in situ da condutividade hidráulica dos solos e sua influência no condicionamento dos deslizamentos da bacia do rio Papagaio, maciço da Tijuca (RJ)**. Rio de Janeiro: UFRJ, 2001.
- VIEIRA, B. C. e FERNANDES, N. F. Landslides in Rio de Janeiro: the role played by variations in soil hydraulic conductivity. **Hydrological Processes**, vol. 18, p. 791-805, 2004.
- VIEIRA, B.C. **Previsão de escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar (SP) a partir de modelos matemáticos em bases físicas**. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.
- WANG, G.; SASSA, K. Pore-Pressure Generation And Movement Of Rainfall-Induced Landslides: Effects Of Grain Size-Particle Content, **Engineering Geology**, vol. 69, pag. 109-125, 2003.
- WEBER, J. E. **Matemática para economia e administração**. São Paulo, Harbra, 1986.
- WILLIAMS, W.A.; JENSES, M.E.; WINNE. J.C.; REDMOND, R.L. **An automated technique for delineating and characterizing valley-bottom settings**, *Environ. Monit. Assess*, vol. 64, p. 105-114, 2000
- WU, W.; SIDLE, R. C. A distributed slopes stability model for steep forested basins. **Water Resources Research**, v.31, n. 8, p. 2097-2110, 1995.
- YALCIN, A., The Effects of Clay on Landslides: A Case Study, **Applied Clay Science**, 38, pag. 77-85, 2007.