UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"JULIO DE MESQUITA FILHO"
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS

FELIPE PEREIRA DE SISTO

Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente

COMPARAÇÃO ENTRE OS MODELOS SHALSTAB E SINMAP NO ESTUDO DE ÁREAS SUSCEPTÍVEIS A ESCORREGAMENTOS EM SÃO SEBASTIÃO - SP

Orientador: Prof. Dr. Fábio Augusto Gomes Vieira Reis

Rio Claro - SP

2018

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

FELIPE PEREIRA DE SISTO

COMPARAÇÃO ENTRE OS MODELOS SHALSTAB E SINMAP NO ESTUDO DE ÁREAS SUSCEPTÍVEIS A ESCORREGAMENTOS EM SÃO SEBASTIÃO – SP

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título de mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. Fábio Augusto Gomes Vieira Reis

Rio Claro - SP
2018

551.8 Sisto, Felipe Pereira de
S623c Comparação dos modelos SHALSTAB e SINMAP no estudo de áreas susceptíveis a escorregamentos em São Sebastião - SP / Felipe Pereira de Sisto. - Rio Claro, 2018
115 f. : il., figs., gráfs., tabs., quadros, fots., mapas + 4 mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Fábio Augusto Gomes Vieira Reis

1. Geologia estrutural. 2. Serra do Mar. 3. Escorregamentos. 4. SHALSTAB. 5. SINMAP. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP - Ana Paula Santulo C. de Medeiros / CRB 8/7336

FELIPE PEREIRA DE SISTO

COMPARAÇÃO ENTRE OS MODELOS SHALSTAB E SINMAP NO ESTUDO DE ÁREAS SUSCEPTÍVEIS A ESCORREGAMENTOS EM SÃO SEBASTIÃO – SP

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho", como parte dos requisitos para obtenção do título de mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Fábio Augusto Gomes Vieira Reis - Orientador
Departamento de Geologia Aplicada / Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP, Campus de Rio Claro

Prof. Dr. José Eduardo Zaine
Departamento de Geologia Aplicada / Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP, Campus de Rio Claro

Prof. Dr. Edilson Pissato
Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental / Instituto de Geociências USP

Resultado: Aprovado

Rio Claro, SP, 17 de março de 2018

Agradecimentos

Agradeço aos meus pais, Ana Claudia e José Antônio, que desde o início de minha graduação me apoiaram em todos os momentos, além, é claro, de todo o resto da minha família.

Ao meu orientador, Prof. Fábio Reis, que durante minha iniciação científica, TCC, e agora, no mestrado, sempre me orientou e ajudou, seja durante os erros e acertos.

Ao Prof. José Eduardo Zaine, que mesmo não sendo meu orientador oficialmente, sempre me auxiliou, durante a graduação e no mestrado. Agradeço também ao Alan de Oliveira, que me ensinou tudo o que sei sobre ensaios geotécnicos, e que foram imprescindíveis para minha formação.

Aos meus amigos que conheci em Rio Claro, Cleberson, Matheus, Igor, Rodrigo, Bruno, e aos demais colegas que tive a oportunidade de conhecer em momentos de descontração, e no grupo de estudo dos orientados pelo Prof. Fábio Reis. Agradeço também aos amigos de Mococa, dos quais a amizade já vem de longa data.

“We all make choices, but in the end our choices make us”

Andrew Ryan

RESUMO

Os estudos ambientais com intuito de avaliar a susceptibilidade de áreas quanto à ocorrência de processos geológicos, como os escorregamentos, vêm tendo cada vez mais espaço e importância, conforme novas metodologias e tecnologias, capazes de prevê-los, vão surgindo. O litoral norte do Estado de São Paulo, onde se localiza o município de São Sebastião, é uma das regiões mais afetadas por escorregamentos no país, devido a fatores naturais como altas declividades e índices pluviométricos elevados, aliado a uma ocupação desordenada de suas encostas, fruto da falta de planejamento urbano. No presente trabalho foram realizadas simulações através dos modelos de estabilidade de taludes, SHALSTAB (*Shallow Landsliding Stability Model*) e SINMAP (*Stability Index Mapping*), em diversos cenários distintos, para avaliar e comparar os resultados obtidos de acordo com a metodologia da razão entre o Índice de Acerto (IA) e Índice de Acerto e (IE). Para tal, foi elaborado um mapa geológico, pelo compilado de dados de outros autores, e mapas auxiliares, como o MDT, hipsométrico, de declividade e um inventário das cicatrizes de escorregamentos, necessários nas etapas de compartimentação fisiográfica e de modelagem. Na etapa de compartimentação fisiográfica, foram definidas feições de terreno mais importantes no estudo dos escorregamentos e baseando-se nelas, a área de estudo foi dividida em unidades fisiográficas. Depois de uma avaliação de susceptibilidade nas unidades fisiográficas, algumas se apresentaram mais propícias ao desenvolvimento dos escorregamentos. Dentre essas, as unidades III e IV, se destacaram, principalmente por apresentar número muito superior de cicatrizes de escorregamento, e nelas foram escolhidas algumas bacias hidrográficas como áreas alvo para a aplicação dos modelos SHALSTAB e SINMAP. Os trabalhos de campo, com foco nestas áreas, contaram com 58 pontos de visitação, onde foi possível obter dados quanto a espessura dos perfis de alteração e realização de coleta de material para ensaios geotécnicos em laboratório. Os ensaios geotécnicos de índices físicos possibilitaram a obtenção de parâmetros de entrada necessários para aplicação dos modelos SHALSTAB e SINMAP. Os modelos, no geral, conseguiram prever de maneira satisfatória as áreas instáveis da área de estudo, mostrando a correlação entre essas e as cicatrizes de escorregamentos mapeadas. Na comparação entre os modelos pela razão IA/IE, observou-se que os valores de IA e IE foram maiores no SINMAP, devido ao próprio funcionamento do modelo. Os valores da razão, no entanto, foram semelhantes, com uma pequena vantagem para o SHALSTAB, indicando que na metodologia aplicada, o modelo conseguiu simular as áreas instáveis de modo mais satisfatório que o SINMAP.

Palavras-chave: Serra do Mar, Escorregamentos, SHALSTAB, SINMAP.

ABSTRACT

Environmental studies with the purpose of evaluating the susceptibility of areas related to the occurrence of geological processes, such as landslides, are becoming more and more important, as new methodologies and technologies capable of predicting such processes are emerging. The northern coast of the State of São Paulo, where the municipality of São Sebastião is located, is one of the most affected regions by landslides in the country, due to natural factors such as high slopes and high rainfall levels, together with a disorderly occupation of its slopes, due to the lack of urban planning. In the present work, simulations were performed through the slope stability models, SHALSTAB and SINMAP, in several different scenarios, in order to evaluate and compare the results obtained according to the methodology of the ratio between the Success Index (SI) and Error Index (EI). For this, a geological map was made through the compilation of data from other authors, and auxiliary maps, such as the MDT, hypsometric, slope and an inventory of the landslides scars, required in the physiographic compartmentalization and modeling stages. In the physiographic compartmentalization stage, more important terrain features in the study of landslides were defined and based on them, the study area was divided into physiographic units. After an evaluation of susceptibility of the physiographic units, some were more propitious to the development of landslides. Among these, units III and IV, stood out, mainly because they presented a much higher number of sliding scars, and in them, some watersheds were chosen as target areas for the application of the SHALSTAB and SINMAP models. Fieldwork focused on these areas was made, with a total of 58 points of visitation, where it was possible to obtain data on the thickness of the alteration profiles, and the collection of material for geotechnical tests in the laboratory. The geotechnical tests of physical indexes allowed to obtain the necessary input parameters for the SHALSTAB and SINMAP models. The models, in general, were able to predict satisfactorily the unstable regions of the study area, showing the correlation between these and the landslides scars. In the comparison between the models using the SI/EI ratio, it was observed that the SI and EI values were higher in the SINMAP, due to the model's own functioning. The values of the ratio, however, were similar, with a small advantage for SHALSTAB, indicating that in the applied methodology, the model was able to simulate unstable areas more satisfactorily than SINMAP.

Keywords: Serra do Mar, Landslides, SHALSTAB, SINMAP.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização da área de estudo. 17
Figura 2 – Esquema do Sistema Transcorrente Paraíba do Sul 19
Figura 3 – Tipos de formas do plano de ruptura nos escorregamentos 25
Figura 4 – Esquema mostrando um escorregamento rotacional 25
Figura 5 – Esquema mostrando um escorregamento translacional 26
Figura 6 – Esquema mostrando um escorregamento em cunha 27
Figura 7 – Quadro de análise e interpretação fotogeológica na análise textural 35
Figura 8 – Quadro de análise e interpretação fotogeológica das formas e características do relevo 35
Figura 9 – Quadro de análise e interpretação fotogeológica das estruturas geológicas 36
Figura 10 – Quadro de análise e interpretação fotogeológica complementar 36
Figura 11 – Esquema ilustrando o modelo de encosta infinita 40
Figura 12 – Figura ilustrando o modelo hidrológico de estado uniforme 42
Figura 13 – Fluxograma das etapas de trabalho 47
Figura 14 – Balão Volumétrico conectado à bomba para retirada de ar 52
Figura 15 – Em A, os blocos de rocha alterada. Em B, os blocos impermeabilizados com a camada de parafina. Em C, o bloco imerso sendo pesado e em D, um detalhe do processo ... 53
Figura 16 – Parâmetros de entrada para o modelo SHALSTAB 57
Figura 17 – Esquema de cores utilizado pelo modelo SHALSTAB na representação das 7 classes de estabilidade 57
Figura 18 – Parâmetros de entrada para o modelo SINMAP 59
Figura 19 – Parâmetros geotécnicos de calibração utilizadas pelo modelo SINMAP 59
Figura 20 – Ilustração das áreas utilizadas no cálculo de IA e IE 61
Figura 21 – Histograma do Mapa Hipsométrico, relacionando as classes de elevação com as cicatrizes de escorregamentos 62
Figura 22 – Histograma do Mapa de Declividade, relacionando as classes de declividade com as cicatrizes de escorregamentos 63
Figura 23 – Fotografia de uma típica área de praia da Unidade Ic, estando limitada por costões rochosos, como visto ao fundo da imagem 65
Figura 24 – Fotografia mostrando as Unidades Ia, Ib, Ic e III 66
Figura 25 – Processo de erosão linear observado na Unidade III 67
Figura 26 – Escorregamento planar em solo recente encontrado na Unidade III (ponto de campo 25) 67

Figura 27 – Bandamento de gnaisse podendo ser observado em perfil de solo. Nesta localidade (ponto 25) foram retiradas amostras nas camadas esbranquiçadas (quartzo feldspática) e na camada avermelhada, mais argilosa, vinda da alteração de minerais como a biotita e anfibólio 69

Figura 28 – Figura 28 – Fotografia mostrando a distribuição espacial das unidades Ia, Ib, Ic, III e IV 70

Figura 29 – Escorregamento recente encontrado em campo, na unidade VI 71

Figura 30 – Histograma relacionando as unidades fisiográficas com a ocorrência de cicatrizes 73

Figura 31 – Simulação pelo modelo SHALSTAB do cenário 1A 75

Figura 32 – Histograma do Cenário 1A mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe. 75

Figura 33 – Simulação pelo modelo SHALSTAB do cenário 2A 77

Figura 34 – Histograma do Cenário 2A mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe. 77

Figura 35 – Simulação pelo modelo SHALSTAB do cenário 3A 78

Figura 36 – Histograma do Cenário 3A mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe. 78

Figura 37 – Simulação pelo modelo SHALSTAB do cenário 1B 80

Figura 38 – Histograma do Cenário 1B mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe. 80

Figura 39 – Simulação pelo modelo SHALSTAB do cenário 2B 81

Figura 40 – Histograma do Cenário 2B mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe. 81

Figura 41 – Simulação pelo modelo SHALSTAB do cenário 3B 82

Figura 42 – Histograma do Cenário 3B mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe. 83

Figura 43 – Simulação pelo modelo SHALSTAB do cenário 1C 84

Figura 44 – Histograma do Cenário 1C mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe. 84

Figura 45 – Simulação pelo modelo SHALSTAB do cenário 2C 85

Figura 46 – Histograma do Cenário 2C mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe. 85

Figura 47 – Simulação pelo modelo SHALSTAB do cenário 3C 86

Figura 48 – Histograma do Cenário 3C mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe. 86

Figura 49 – Simulação pelo modelo SHALSTAB do cenário 1D 87

Figura 50 – Histograma do Cenário 1D mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe. 88

Figura 51 – Simulação pelo modelo SHALSTAB do cenário 2D 89

Figura 52 – Histograma do Cenário 2D mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe. 89

Figura 53 – Simulação pelo modelo SHALSTAB do cenário 3D 90

Figura 54 – Histograma do Cenário 3D mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe. 90

Figura 55 – Simulação pelo modelo SINMAP do cenário 4A 92

Figura 56 – Histograma do Cenário 4A mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe. 92

Figura 57 – Simulação pelo modelo SINMAP do cenário 4B 93

Figura 58 – Histograma do Cenário 4B mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe. 93

Figura 59 – Simulação pelo modelo SINMAP do cenário 4C 94

Figura 60 – Histograma do Cenário 4C mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe. 94

Figura 61 – Simulação pelo modelo SINMAP do cenário 4D 95

Figura 62 – Histograma do Cenário 4D mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe. 95

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 – Comparação entre diferentes classificações de movimentos de massa 24
Quadro 2 – Tipos de causas para a ocorrência dos movimentos de massa 28
Quadro 3 – Agentes presentes nos movimentos de massa 29
Quadro 4 – Características dos métodos de zoneamento de risco a movimentos de massa..... 38
Quadro 5 – Classes de estabilidade de encostas 44
Quadro 6 – Classes de estabilidade do modelo SINMAP 45

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Dados geotécnicos da bacia do rio Guaxinduba 55

Tabela 2 – Tabela 2 – Os 12 cenários utilizados nas simulações com o modelo SHALSTAB. Os valores de densidade do solo foram calculados através de ensaios geotécnicos e a espessura média dos perfis de alteração foi obtida por observação em campo. A coesão e o ângulo de atrito foram obtidos através da bibliografia 56

Tabela 3 – Parâmetros de calibração utilizados no modelo SINMAP 58

Tabela 4 – Índices físicos obtidos a partir das amostras da Unidade III 68

Tabela 5 – Tabela relacionando as frequências das classes instáveis com a presença de cicatrizes por classe 96

Tabela 6 – Tabela dos Índices de Acerto e Erro, e da razão IA/IE dos cenários do SHALSTAB 97

Tabela 7 – Tabela dos Índices de Acerto e Erro, e da razão IA/IE dos cenários do SINMAP 97

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ABNT - Associação Brasileira de Normas Técnicas

Datum - Dado (latim)

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

IG - Instituto Geológico

IA - Índice de Acerto

IE - Índice de Erro

IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas

MDT - Modelo Digital de Terreno

NBR - Norma Brasileira Registrada

SHALSTAB - *Shallow Landsliding Stability Model*

SIG - Sistema de Informação Geográfica

SINMAP - *Stability Index Mapping*

TIFF - *Tagged Image File Format*

TIN - *Triangular Irregular Network*

UTM - Universal Transversa de Mercator

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO 12
2. OBJETIVOS 15
3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO 16
3.1. Localização da área 16
3.2. Contexto Geológico Regional 16
3.3. Contexto Geológico Local 20
3.4. Divisão Geomorfológica da Área 21
4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA 23
4.1. Movimentos de Massa 23
4.1.1. Escorregamentos 24
4.1.1.1. Escorregamentos Rotacionais 25
4.1.1.2. Escorregamentos Translacionais 25
4.1.1.3. Escorregamentos em Cunha 27
4.1.2. Fatores Condicionantes dos Movimentos de Massa 27
4.1.2.1. Condicionantes Geológicos 29
4.1.2.2. Condicionantes Geomorfológicos 30
4.1.2.3. Condicionantes Pedológicos 31
4.1.2.4. Cobertura Vegetal 32
4.1.2.5. Condicionantes Climáticos 32
4.1.2.6. Ação Antrópica 33
4.2. O uso da Fotointerpretação na Compartimentação Fisiográfica 34
4.3. Métodos de Mapeamento da Susceptibilidade a Movimentos de Massa 37
4.3.1. Análise Determinística 38
4.3.2. Análise Probabilística 39
4.4. O modelo SHALSTAB 39
4.4.1. Modelo de Estabilidade de Encosta Infinita 40

4.4.2. Modelo Hidrológico de Estado Uniforme 41
4.4.3. Relação entre os modelos de Estabilidade de Encosta Infinita e o Hidrológico de Estado Uniforme 43
4.5. O modelo SINMAP 44
5. METODOLOGIA 47
5.1. Pesquisa bibliográfica 47
5.2. Elaboração da base cartográfica 48
5.3. Etapas da Compartimentação Fisiográfica 48
5.3.1. Elaboração dos Mapas Básicos 48
5.3.2. Compartimentação Fisiográfica 49
5.3.3. Trabalhos de campo 50
5.3.3. Definição de Áreas Alvo 51
5.4. Obtenção de Parâmetros Geotécnicos 51
5.4.1. Índices Físicos 51
5.4.2. Balança Hidrostática 52
5.5. Aplicação dos Modelos SHALSTAB e SINMAP 53
5.5.1. Aplicação do modelo SHALSTAB 54
5.5.1.1. Parâmetros Topográficos 54
5.5.1.2. Parâmetros Geotécnicos 54
5.5.1.3. Simulação dos Cenários de Susceptibilidade no SHALSTAB 56
5.5.2. Aplicação do modelo SINMAP 57
5.5.2.1. Parâmetros Geotécnicos 57
5.5.2.2. Simulação dos Cenários de Susceptibilidade no SINMAP 58
5.6. Comparação entre os Modelos SHALSTAB e SINMAP pela razão IA/IE 60
6. RESULTADOS E DISCUSSÃO 62
6.1. Mapas auxiliares para a realização da compartimentação fisiográfica e modelagem 62

6.2. Descrição das Unidades Fisiográficas 63
6.3. Definição da Área de Estudo 73
6.4. Apresentação dos cenários do SHALSTAB 74
6.4.1. Cenários 1A, 2A e 3A 74
6.4.2. Cenários 1B, 2B e 3B 79
6.4.3. Cenários 1C, 2C e 3C 83
6.4.4. Cenários 1D, 2D e 3D 87
6.5. Apresentação dos cenários do SINMAP 91
6.5.1. Cenário 4A 91
6.5.2. Cenário 4B 93
6.5.3. Cenário 4C 94
6.5.4. Cenário 4D 95
6.6. Comparação entre cenários do SHALSTAB e do SINMAP pela razão IA/IE 97
7. CONCLUSÕES 100
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 102
APÊNDICE 1 – Mapa Geológico 110
APÊNDICE 2 – Mapa Hipsométrico 111
APÊNDICE 3 – Mapa de Declividade 112
APÊNDICE 4 – Carta de Compartimentação Geológico-Geotécnica 113

1. INTRODUÇÃO

O desenvolvimento urbano que ocorreu, e ainda ocorre, no Brasil, foi fruto de políticas de desenvolvimento realizadas praticamente a qualquer custo, gerando assim, o crescimento rápido e desordenado de suas cidades. Resultado disso, foi uma configuração heterogênea das mesmas, onde a pobreza e exclusão social ocasionam mudanças em sua estrutura interna. Essa configuração gera no país problemas intensos para a gestão urbana, nos quais se manifestam na forma de assentamentos subnormais, onde o acesso à infraestrutura e a programas sanitários é difícil. Como resultado disso, são observados problemas como de poluição do ar e água, lançamento de água e esgoto a céu aberto e ocupação de encostas e áreas de risco (NETTO et al., 2009; OLIVEIRA, 2009; MARTINS, 2012).

A ocupação em encostas é um problema particularmente grave nas regiões serranas do Brasil, que são comumente afetadas por processos geológicos, como os escorregamentos, por exemplo, principalmente nas estações chuvosas do ano. Apesar de serem processos naturais, de grande importância para a evolução dos terrenos, esses movimentos de massa podem ser acelerados ou deflagrados pela ação antrópica, seja através da retirada da vegetação nativa, que facilita a instalação de processos superficiais, ou pela construção civil. Desse modo, a expansão urbana para as encostas, em áreas pouco estáveis, além de colocar a população como alvo direto, pode favorecer a deflagração desses processos. Por outro lado, essas regiões acabam sendo a única opção para a população menos favorecida, que acaba indo para as periferias dos centros urbanos, que no caso de regiões litorâneas no sudeste brasileiro, geralmente são associadas às regiões de serras e morros.

A Serra do Mar, no estado de São Paulo, apresenta condições naturais para desenvolvimento de processos de movimentos de massa, sendo uma das áreas mais afetadas por esses processos no sudeste do país (TOMINAGA et al., 2009). Em março de 1967, os municípios de Caraguatatuba e São Sebastião foram afetados por um evento pluviométrico excepcional que ocasionou a ocorrência de escorregamentos generalizados nas encostas das Serra do Mar e desencadeou corridas de massa nos principais vales, sendo considerado um dos eventos mais significativos de movimentos da massa ocorridos no Brasil, tendo ocasionado centenas de mortes (AUGUSTO FILHO, 1994; TOMINAGA et al, 2009). Mais recentemente, em janeiro e fevereiro de 2015, algumas praias do município de São Sebastião, como Maresias, Cambury e Barra do Una foram afetadas por escorregamentos e enchentes durante intensas chuvas. No dia 15 de fevereiro de 2018, chuvas fortes, chegando aos 265 mm em 24 horas, também causaram mais escorregamentos no município. Como agravante dos problemas

originados por movimentos de massa, São Sebastião possui um terminal de descarga e armazenamento de petróleo, de onde partem os oleodutos OSPLAN I, OSBAT e OSVAT, de grande importância econômica para o país, e que durante seu trajeto acabam por atravessar áreas de risco.

No âmbito destes graves problemas ambientais, e que afetam diretamente a população, neste trabalho foram utilizadas metodologias para definir e prever áreas susceptíveis a escorregamentos. Para tal, inicialmente, foi utilizada a compartimentação fisiográfica em escala 1:50000, baseada na metodologia de Zaine (2011), onde, obtendo-se um panorama geral da área de estudo, onde, pode-se então determinar áreas alvo para a aplicação dos modelos de avaliação de susceptibilidade, SHALSTAB e SINMAP.

A utilização de tais modelos, atreladas às ferramentas SIG (Sistemas de Informação Geográfica) vem sendo cada vez mais implementada no âmbito dos estudos ambientais, conforme mais tecnologias vêm sendo desenvolvidas. Apesar disso, ainda são necessários mais modelos geotécnicos e hidrológicos, com embasamento físico e que possam prever os efeitos do terreno na incidência dos escorregamentos, como ressaltam Bathurst et al. (2005) e Michel et al. (2012).

Através da semelhança entre elementos do meio físico, a compartimentação fisiográfica, permite que áreas com mesmas feições e comportamentos geotécnicos, sejam agrupadas em mesmas unidades, permitindo, por exemplo, que zonas com maior número de feições condicionantes aos processos de escorregamentos sejam destacadas de outras, de menor número. Desse modo, tem-se uma importante ferramenta para a delimitação de áreas alvo, podendo ser aplicável em simulações de áreas instáveis.

Em regiões tropicais como São Sebastião, que possuem uma intensa vegetação e altas amplitudes, devido à Serra do Mar, os trabalhos de campo com intuito de estudar áreas susceptíveis a escorregamentos são difíceis de serem realizados. É neste panorama, em que a aplicação de modelos geotécnicos e hidrológicos, como o SHALSTAB e o SINMAP, fornecem um importante auxílio nos estudos de estabilidade de taludes em áreas de difícil acesso e historicamente afetadas por tais processos, servindo como alternativa para o mapeamento e posteriormente o gerenciamento dessas áreas.

Como afirma Sorbino et al. (2010), esses modelos, apesar de servirem como meios para se mapear áreas susceptíveis a movimentos de massa, não são perfeitos, e possuem limitações atreladas principalmente às simplificações em relação a propriedades físicas, das quais são baseados, seja na utilização de dados meteorológicos ou geomorfológicos. Deste modo, neste trabalho, é apresentada uma comparação entre dois desses modelos, o SHALSTAB e o

SINMAP, feita pela razão Índice de Acerto/Índice de Erro (IA/IE), proposta por Sorbino et al. (2010) e utilizada por Michel et al. (2012), sendo possível averiguar, de modo quantitativo, a precisão dos modelos em simular a realidade em vários cenários distintos, além de destacar suas limitações e qualidades.

2. OBJETIVOS

O objetivo principal da pesquisa é comparar, através da razão IA/IE, a aplicação do modelo determinístico SHALSTAB e probabilístico SINMAP, quanto a sua eficácia na avaliação da suscetibilidade a escorregamentos em bacias hidrográficas no município de São Sebastião, litoral norte do estado de São Paulo.

Para isso, baseando-se em feições de terreno que agem como condicionantes aos processos de escorregamentos, a pesquisa propõe aplicar a metodologia da compartimentação fisiográfica para determinar unidades mais susceptíveis ao desenvolvimento de tais processos, e assim, definir áreas alvo para a aplicação do SHALSTAB e SINMAP.

3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

3.1. Localização da área

O município de São Sebastião, situado na porção norte da Serra do Mar Paulista, apresenta um contexto urbano com expansão pouco ordenada e condicionada pela configuração do relevo em planícies costeiras restritas com morros e escarpas com alta declividade próximos a elas, fazendo com que o munícipio se desenvolva linearmente ao longo da linha de costa e expandindo para as zonas de relevo acidentado. Aliado as condições de pluviosidade intensa, essa região é constantemente afetada por processos de movimentos de massa.

A geologia da região de São Sebastião é composta principalmente por gnaisses e migmatitos, com quartzitos e anfibolitos associados. Esses litotipos, que comumente formam profundos perfis de solo, se encontram intensamente fraturados na área, o que acaba funcionando como condicionante para os movimentos de massa, seja por facilitarem a infiltração de água ou por simplesmente diminuírem a estabilidade dos taludes. (AUGUSTO FILHO; VIRGILI, 1998; MOURA et al. 2012).

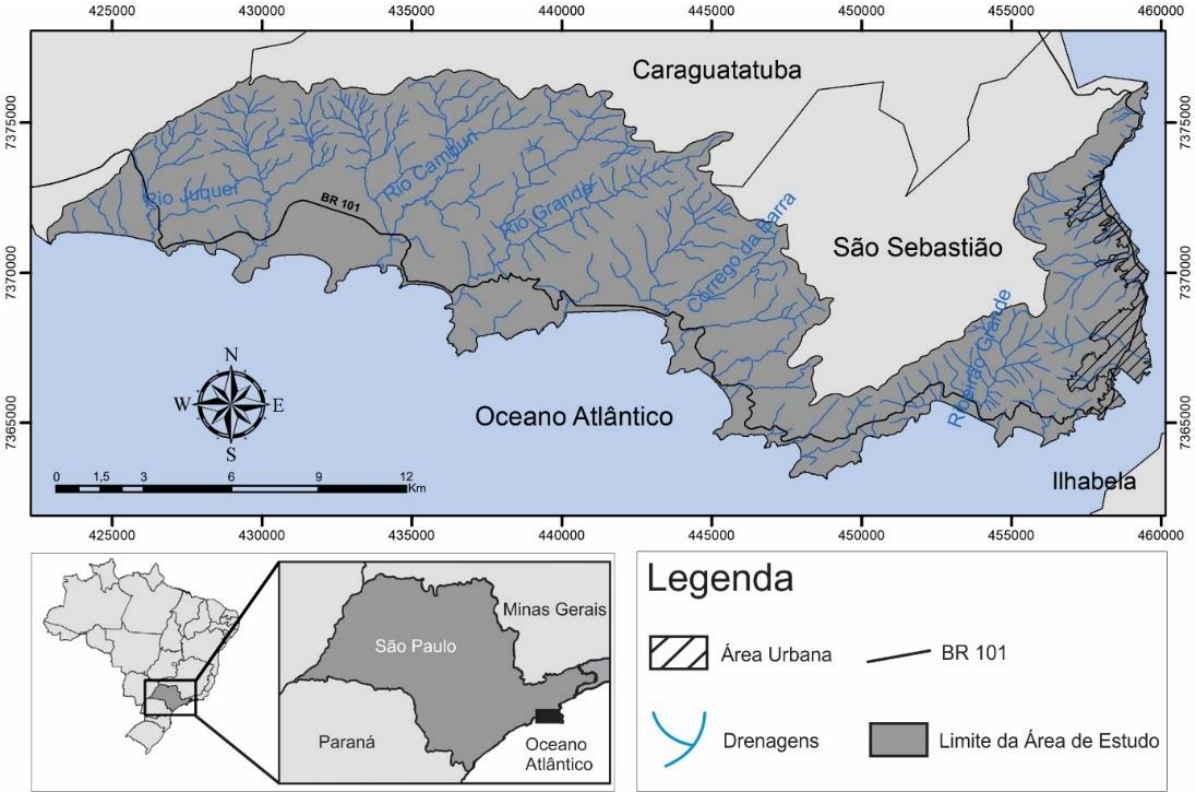
A área de estudo abrange as Folhas Topográficas Maresias (SF-23-Y-D-V-4), Caraguatatuba (SF-23-Y-D-VI-1), São Sebastião (SF-23-Y-D-VI-3), Pico do Papagaio (SF-23-Y-D-V-2) e Salesópolis (SF-23-Y-D-V-1), todas na escala 1:50000, obtidas no Banco de Dados do site do IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística). Mais precisamente, a área compreende diversas bacias hidrográficas do Município de São Sebastião, no litoral norte do Estado de São Paulo, indo da área urbana de São Sebastião a oeste, até a bacia do Rio Juqueí a leste (Figura 1). Localiza-se a leste de São Paulo, aproximadamente a 198 km do município, tendo como principais vias de acesso a BR-101 e a Rodovia dos Tamoios.

3.2. Contexto Geológico Regional

O município de São Sebastião se localiza no contexto geológico regional do Domínio Costeiro, inserido na Faixa Ribeira, uma das subdivisões do chamado Sistema Orogênico Mantiqueira, ou apenas Província Mantiqueira.

Segundo Heilbron et al. (2004), a Província Mantiqueira se estende por uma faixa localizada nas partes costeiras do Sudeste e Sul do Brasil, do Estado da Bahia ao Rio Grande do Sul. Possui mais de 3000 km de comprimento e uma largura que varia de aproximadamente 600 km em sua porção norte e 200 km ao sul (HASUI, 2012). A província é limitada a oeste pelo Cráton São Francisco, e sua porção sul com a Faixa Brasília e com a Bacia do Paraná, que chega a recobrir parte da província nos estados da região sul do país.

Figura 1 – Localização da área de estudo.



De modo geral, os litotipos da província podem ser descritos como: embasamento arqueano ou paleoproterozoico; sequências metassedimentares paleoproterozoicas e mesoproterozoicas; sequências metassedimentares e metavulcanosedimentares neoproterozoicas; granitóides neoproterozoicos e coberturas neoproterozoicas e cambrianas (HEILBRON et al., 2004).

De acordo com Almeida e Hasui (1984) e Hasui (2012), essa província litoestrutural é compartimentada em três grandes setores. São eles o setentrional, que ficou conhecido por Cinturão Araçuaí, o central, chamado de Cinturão Ribeira, e o meridional, o Cinturão Tijucas. Para Heilbron et al. (2004) a Província Mantiqueira é dividida de maneira diferente, sendo que sua porção setentrional é representada pelo Orógeno Araçuaí; a central pela parte sul do Orógeno Brasília e orógenos Ribeira e Apiaí; e o segmento meridional, formado pelos orógenos Dom Feliciano e São Gabriel.

A Faixa Ribeira, ou Cinturão Ribeira, como também é conhecido, se limita com o Cinturão Araçuaí na divisa dos estados de São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro, estendendo-se para sudoeste até o Paraná e o leste de Santa Catarina, possuindo mais de 1400 km de comprimento, ao longo da margem atlântica brasileira (Brito Neves e Cordani, 1991).

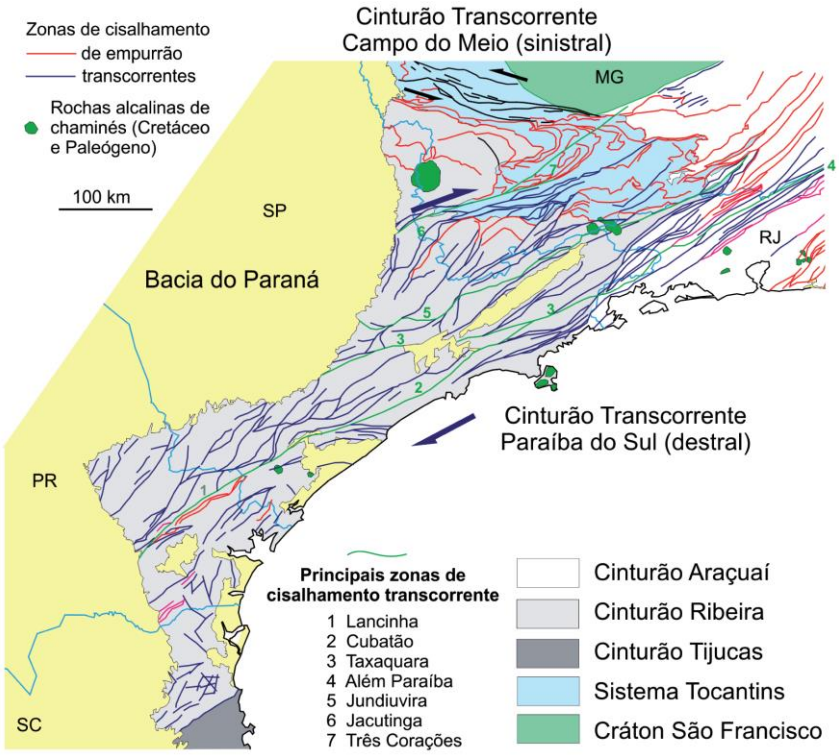
De acordo com Hasui (2012) a faixa pode ser subdividida nos domínios Varginha, Embu, Costeiro, São Roque, Paranaguá e Luiz Alves e Apiaí.

De acordo com Ebert e Hasui (1998), Dias Neto (2001) e Dias Neto et al. (2009) a Faixa Ribeira teria se formado no Neoproterozoico, no fechamento dos blocos Vitória, São Francisco e Paraná, através de movimentos laterais, oblíquos e frontais.

A composição dos litotipos da Faixa Ribeira é complexa, sendo que pode ser resumida da seguinte maneira: o Domínio São Roque é formado por rochas de idades meso a neoproterozoicas, representando uma sequência metavulcanossedimentar de quartzitos, filitos, metaarenitos, metaconglomerados, metavulcanitos máficos e ultramáficos, dentre outras rochas, de baixo a médio grau metamórfico; o Domínio Embu possui suas rochas mais antigas sendo datadas do Arqueano, seguido por evento metamórfico de baixo a alto grau no Mesoproterozoico, migmatização no Neoproterozoico e geração de corpos graníticos sin a pós colisionais pré-cambrianos; o Domínio Varginha é representado por rochas de alto a médio grau metamórfico de idade neoproterozoica, como granulitos, ortognaisses e anfibolitos; o Domínio Paranaguá, situa-se a leste do Domínio Luiz Alves e é compsoto por corpos granitóides de diversas suítes, datando do Neoproterozoico; O Domínio Apiaí, com idade máxima de 2,2 G.a, formado por rochas metamórficas de baixo a médio grau, como mármores, quartzitos, micaxistos, anfibolitos, ortognaisses, dentre outros litotipos. (TASSINARI; CAMPOS NETO, 1988; JULIANI et al., 2000; HACKSPACHER et al., 2000; DIAS NETO et al., 2009; HASUI, 2012).

De acordo com Hasui (2012), a Faixa Ribeira é marcada por processos orogênicos brasilianos, que envolveram metamorfismo e deformações tangenciais seguidas de transcorrência, resultando em corpos rochosos alongados, na forma de sigmóides e lentes, com nappes e lascas empilhadas e com a foliação, de modo geral, acompanhando essa geometria. A transcorrência ocorrida na região, que ficou conhecido como Sistema Transcorrente Paraíba do Sul (Figura 2), ocorreu de maneira concomitante, e continuou após os cavalgamentos do final do Ciclo Brasiliano, resultanto em uma difícil reconstituição da área anteriormente a tais eventos, e transformando a região em um feixe de diversas zonas de cisalhamento (HEILBRON et al., 2004; HASUI, 2012).

Figura 2 – Esquema do Sistema Transcorrente Paraíba do Sul.



Fonte: Hasui (2012).

De modo geral, a estruturação da Faixa Ribeira possui orientação com direção N35E no oeste do Domínio Apiaí, chegando a N55E nos domínios Curitiba e Paranaguá. O Domínio Varginha é exceção, com trend estrutural com direção WNW, não tendo sido afetado pelo Sistema Transcorrente Paraíba do Sul.

De acordo com Dias Neto et al. (2006), alguns autores como Silva et al. (1977), Campanha e Ens (1993, 1996) e Maffra (2000), reconhecem uma flor positiva como principal estrutura regional referente à Faixa Ribeira nos entornos do município de São Sebastião. Esse fato é corroborado pela presença da passagem gradativa da posição da foliação, que vai de alto ângulo na porção central, para baixo ângulo nas abas norte e sul, o que indica um regime transpressivo e condizente com a presença da estrutura em flor positiva.

A orientação observada para a estrutura é N60-70 sendo concordante com uma série de núcleos anfibolíticos, diques máficos e intrusões de rochas alcalinas na região. Esse alinhamento, confere à estrutura uma grande importância, pois possivelmente favoreceu reativações ao longo do tempo geológico (DIAS NETO et al., 2006).

Essas estruturas geológicas regionais também afetam a orientação de estruturas em menor escala e que podem possuir papel fundamental na deflagração de movimentos de massa, já que facilitam a infiltração de fluidos, acelerando processos intempéricos. Além disso,

dependendo da orientação das falhas e fraturas em um talude, essas podem servir como planos de instabilidade.

Por sua vez, o Complexo, ou Domínio Costeiro, no Estado de São Paulo, é delimitado a norte pela Falha de Cubatão e a Sul pela linha de costa do continente (HASUI et al., 1981).

Quanto à sua composição, o domínio apresenta diversos litotipos diferentes e distintos entre si. Heilbron et al. (2004) e Riccomini et al. (2004) citam a predominância de gnaisses peraluminosos, com granada, silimanita e cordierita, com sucessões de quartzitos, biotita gnaisses bandados, intrusões máficas, rochas cálcio-silicáticas, anfibolitos e metabásicas.

Alguns autores, como Chiodi et al. (1983), Sobreiro Neto et al. (1983) e Dias Neto et al. (2009) separam o domínio em três conjuntos litológicos. O primeiro, é um conjunto gnáissico-migmatítico, formado por ortognaisses e migmatitos; o segundo, dos metassedimentos, é composto por rochas síltico-argilosas, quartzitos arcosianos e cálcio-silicatadas; e o terceiro, o das rochas granulíticas, predominantemente formado por charnockitos e noritos, associados a gnaisses e granitos.

3.3. Contexto Geológico Local

Existe certa divergência sobre qual unidade geológica os litotipos da região de São Sebastião fazem parte, como por exemplo no trabalho de Machado Filho et al. (1983), onde para os autores essas rochas pertenceriam ao Complexo Paraíba do Sul, de idade arqueana. No entanto, a maioria dos autores, tal como Hasui e Oliveira (1984), consideram esses litotipos como parte do Domínio Costeiro.

Para Campanha e Ens (1996) o embasamento cristalino na região de São Sebastião é formado por rochas orto e paraderivadas, de médio a alto grau metamórfico, com granitóides apresentando gnaissificação variada, como o Granito Pico do Papagaio, descrito pelos autores como um biotita granito porfirítico com variado grau de deformação, que é separado ao sul, pela zona de cisalhamento do Camburu, de um pacote de rochas paraderivadas migmatizadas, que teriam como protólito, biotita gnaisses e xistos bandados. Intercalados com os migmatitos existem ainda anfibolitos centimétricos, ora concordantes com a foliação das rochas e ora discordantes, formando verdadeiros diques de rochas máficas, além de granitóides foliados e ricos em granada. Essa zona de cisalhamento, também chamada de Falha de Camburu, é descrita como uma faixa com dezenas a centenas de metros de espessura de rochas miloníticas.

Para Dias Neto et al. (2009) há uma predominância de gnaisses paraderivados na península de São Sebastião, sendo descritos como sendo rochas relativamente heterogêneas, acompanhando as variações de uma sequência metassedimentar. O bandamento desses

gnaisses, no entanto, não é regular, refletindo regiões onde o metamorfismo atingiu graus maiores, chegando ao ponto de formar migmatitos, envolvendo núcleos de rocha menos deformada. A mineralogia dessas rochas possui plagioásio, quartzo e biotita em porcentagens semelhantes, com cordierita e cristais de granada, às vezes atingindo alguns centímetros de diâmetro, como minerais secundários. De acordo com os autores, injeções de material neossomático rico em quartzo e feldspato em migmatitos e até mesmo pegmatitos são comuns.

Na região, também podem ser encontrados núcleos anfibolíticos no interior dos gnaisses. Esses núcleos se apresentam de duas formas distintas, podendo-se dividi-los em dois grupos: no primeiro, as rochas apresentam formas tabulares, concordantes com a foliação dos gnaisses e de granulação mais fina; o segundo grupo, formam corpos irregulares e de granulação média a grossa. Para Dias Neto et al. (2009), vale notar que, em ambos os casos, os anfibolitos foram deformados e metamorfizados juntamente aos gnaisses.

No mapa geológico do município de São Sebastião, feito pelo IG (Instituto Geológico) em 1996, e que foi utilizado como base para o Mapa Geológico dessa dissertação (Apêndice 1), são encontrados depósitos sedimentares do quaternário, subdivididos pela sua origem, marinha ou flúvio-lacustre, e se são atuais ou sub-atuais, além de depósitos coluvionares e de tálus. As rochas do embasamento cristalino presentes na área são representadas pelo Granito Pico do Papagaio, biotita gnaisses com ou sem granada com porções migmatíticas e leucogranitóides.

3.4. Divisão Geomorfológica da Área

Seguindo a divisão do Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo (IPT, 1981), a área de estudo deste trabalho é dividida em duas unidades morfoesculturais, a Província Costeira e o Planalto Atlântico. As planícies costeiras, são uma subdivisão da Província Costeira e estão presentes na área, sendo caracterizadas por serem terrenos baixos, mais ou menos planos, próximo ao nível do mar e com drenagens meandrantes e localmente anastomosadas. No Planalto Atlântico são encontradas as subzonas das Escarpas Festonadas e com Espigões Digitados, caracterizadas por altas declividades (maiores que 30%), amplitudes maiores que 100 metros, topos angulosos, vertentes com perfis retilíneos, vales fechados, alta densidade de drenagens com com padrões subparalelo a dendrítico. Há também uma subzona denominada de Morros Paralelos, sendo encontrada nas altitudes mais elevadas da área de estudo, possuindo declividade média a alta (acima de 20%), amplitudes de 100 a 300 metros, topos arredondados, vertentes com perfis retilíneos a convexos, drenagem de alta densidade com padrão em treliça e localmente dendrítica, vales fechados a abertos e com eventuais planícies aluvionares interiores restritas.

A topografia de São Sebastião, condicionada principalmente pela Serra do Mar, apresenta diversos fatores que podem ser considerados condicionantes aos processos de escorregamentos. Dentre estes, a declividade se apresenta como o mais importante, já que segundo o IPT (1991), uma declividade maior determina maiores velocidades no escoamento das águas, aumentando assim, sua capacidade erosiva, mas a forma das encostas, altitude e densidade dos elementos de drenagem também tem sua importância. Esses fatores condicionantes, que serão detalhados mais à frente, foram de grande importância neste trabalho na etapa da compartimentação fisiográfica, pois foram as feições de terreno que mais foram levadas em conta na divisão da área em unidades e na escolha das áreas alvo.

4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Este capítulo apresenta os principais conceitos relacionados aos temas que esta pesquisa abrange, tais como a definição, tipos e condicionantes dos movimentos de massa, compartimentação fisiográfica, ensaios geotécnicos e as metodologias dos modelos SHALSTAB e SINMAP e a análise comparativa entre eles.

4.1. Movimentos de Massa

Os movimentos de massa atuam como importantes agentes da transformação do relevo, em qualquer latitude, ou seja, são processos de grande importância em qualquer tipo de ambiente (GUIDICINI; NIEBLE, 1984). Aliado a isso, há também o fato de que os movimentos de massa causam grandes impactos econômicos, ambientais e humanos, fazendo com que sejam alvo de estudos de profissionais de diversas áreas, como engenheiros, geógrafos e geólogos, afim de entender mais a fundo suas causas e consequências.

Bigarella e Passos (2003), definem os movimentos de massa como os processos geomorfológicos mais importantes no sentido de remodelar a superfície terrestre. São constituídos pelo deslocamento de solo, rocha, material orgânico e a mistura dos três, vertente abaixo, através da força da gravidade. Frequentemente a água e o gelo estão envolvidos nestes processos, reduzindo a resistência e aumentando a plasticidade dos materiais. Mas também grandes movimentos de massa podem se formar por consequência de terremotos, em áreas tectonicamente ativas. Geralmente esses processos se desenvolvem em superfícies ou taludes com elevada inclinação, mas também podem ocorrer em vertentes de baixa inclinação.

A classificação de movimentos de massa leva em consideração fatores como o tipo de material envolvido, quantidade de água, velocidade, mecanismo e tipo de movimento (BIGARELLA et al., 1996). Pela quantidade de critérios empregados, a classificação desses processos é difícil e não é uniforme na bibliografia, com diversos autores utilizando classificações distintas.

Dentre essas classificações, a de Sharpe (1938) é reconhecida como a primeira onde se buscou um caráter mais amplo e abrangente. Posteriormente houve classificações de Freire (1965), adaptada por Guidicini e Nieble (1976), a de Varnes (1958 e 1978) e a do IPT (1991). No Quadro 1 é apresentada uma comparação de algumas propostas de classificação bastante utilizadas no Brasil.

Quadro 1 – Comparação entre diferentes classificações de movimentos de massa.

Freire (1965)	Guidicini e Nieble (1984)	IPT (1991)
Escoamentos: Rastejos e Corridas	**Escoamentos:** Rastejos e Corridas	**Rastejos** Corridas de Massa
Escorregamentos: Rotacionais e Translacionais	**Escorregamentos:** Rotacionais, Translacionais, Quedas de Blocos e Queda de Detritos	**Escorregamentos**
Subsidências e Desabamentos	**Subsidências:** Subsidências, Recalques e Desabamentos	**Quedas/ Tombamentos**
	Formas de Transição Movimentos Complexos	

Fonte: Modificado de Fernandes e Amaral (1996).

A classificação para os escorregamentos escolhida neste trabalho terá como base a de Guidicini e Nieble (1984).

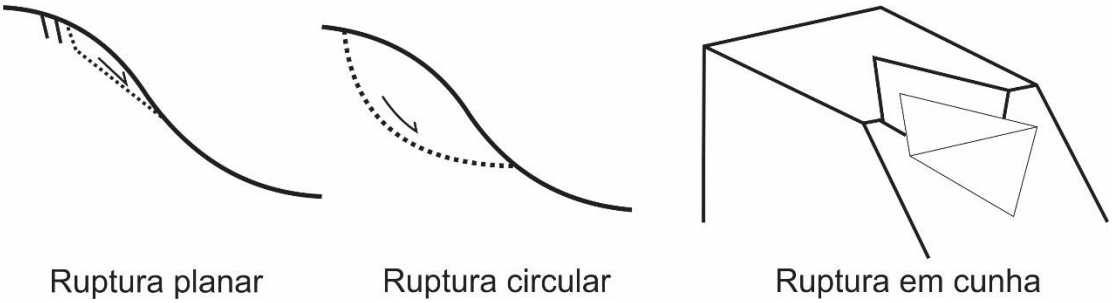
4.1.1. Escorregamentos

A definição de escorregamentos é por muitas vezes confusa, devido ao fato de diversos termos diferentes serem utilizados para denominar o mesmo tipo de movimento. Queda de barreira, desbarrancamento e deslizamento, são alguns exemplos dessa variada nomenclatura dada aos escorregamentos. Para Fernandes e Amaral (1996) muitos problemas surgem na utilização de termos gerais como estes citados, já que se referem apenas ao rápido movimento descendente do material constituinte da encosta.

Em sua definição mais clássica, escorregamentos são movimentos rápidos e de duração relativamente curta, de massas de solo, rocha e sedimento, com volume e plano de ruptura bem definido e cujo centro de gravidade se desloca para baixo e para fora do talude (TERZAGUI, 1950; GUIDICINI; NIEBLE, 1984; BIGARELLA et al., 1996; FERNANDES; AMARAL, 1996).

Os escorregamentos podem ser classificados quanto a duas características: a geometria do plano de ruptura, podendo ser dividida em planar, circular ou em cunha (Figura 3); e o tipo do material a ser movimentado (GUIDICINI; NIEBLE, 1984; AUGUSTO FILHO, 1994; FERNANDES; AMARAL, 1996; COELHO, 2015).

Figura 3 – Tipos de formas do plano de ruptura nos escorregamentos.

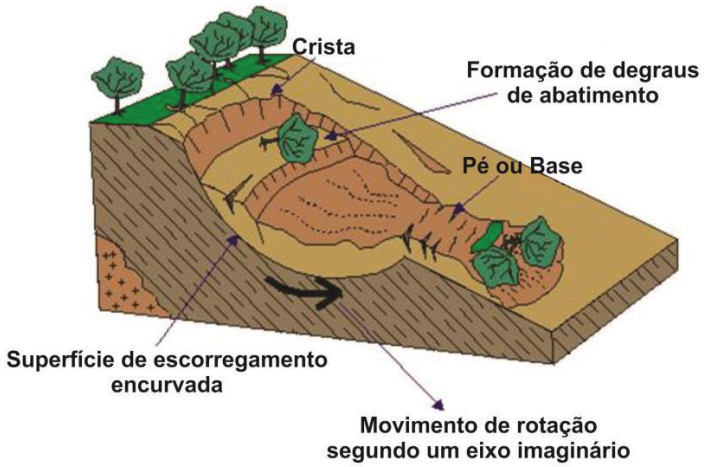


Fonte: Modificado de IPT (1991) por Coelho (2015).

4.1.1.1. Escorregamentos Rotacionais

Para Fernandes e Amaral (1996), os escorregamentos do tipo rotacional possuem uma superfície de ruptura curva, côncava para cima, ao longo da qual se dá um movimento rotacional da massa de solo (Figura 4). Dentre os materiais mais propícios para o desenvolvimento deste tipo de escorregamento, Guidicini e Nieble (1984) e Fernandes e Amaral (1996) destacam solos espessos e homogêneos, principalmente em mantos de alteração originados de rochas argilosas, como filitos e folhelhos, onde são deflagrados ao longo de uma ruptura qualquer, ou no contato do manto de alteração e a rocha, mas também devido a escavações naturais, como a erosão de um canal fluvial ou artificial.

Figura 4 – Esquema mostrando um escorregamento rotacional.



Fonte: Modificado de Infanti Jr. e Fornasari Filho (1998) por Reis (2001).

4.1.1.2. Escorregamentos Translacionais

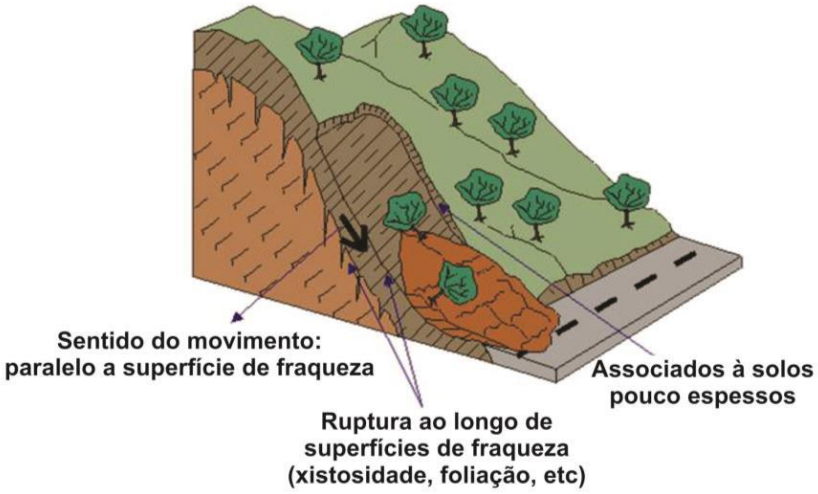
As formas mais frequentes de escorregamentos são os translacionais. Eles possuem uma superfície de ruptura plana (Figura 5), em comparação à superfície côncava dos escorregamentos rotacionais, que se desenvolve em uma descontinuidade no material, se

tornando um plano de fraqueza (GUIDICINI; NIEBLE, 1984; FERNANDES; AMARAL, 1996; OLIVEIRA; BRITO, 1998; TOMINAGA, 2011).

A morfologia desses escorregamentos é distinta, no geral, são compridos e rasos, com profundidades da ordem de 0,5 m a até 5 m e comprimentos que podem chegar a centenas e a até milhares de metros, sendo que em sua maioria ocorrem na interface solo-rocha, por ser uma importante descontinuidade, durante eventos de intensa precipitação (FERNANDES; AMARAL, 1996).

Dependendo do material a ser transportado, e por consequência o tipo de plano de ruptura, Guidicini e Nieble (1984) subdividem os escorregamentos translacionais em três tipos: de rocha, solo e uma combinação dos dois. Os escorregamentos translacionais de rocha variam em escala, mas são muito destrutivos. Estes são caracterizados por possuírem planos de fraqueza que refletem a estrutura geológica do material, como falhas, fraturas, foliações, acamamentos e camadas preenchidas por material de alteração. Os escorregamentos translacionais de solo geralmente possuem o plano de fraqueza associado a diferenças na composição e estruturas de horizontes pedológicos, bem como, no nível do lençol freático. Por fim, quando existe um volume significativo de material rochoso nos escorregamentos translacionais de solo, estes podem vir a ser classificados levando em conta sua composição mista. Nesse caso, esses movimentos acabam sendo formados principalmente por material advindo das camadas de saprólito próximas do contato solo-rocha, e de depósitos de tálus, que podem vir a ser desestabilizados novamente.

Figura 5 – Esquema mostrando um escorregamento translacional.



Fonte: Modificado de Infanti Jr. e Fornasari Filho (1998) por Reis (2001).

4.1.1.3. Escorregamentos em Cunha

Apesar de não fazerem parte da classificação de Guidicini e Nieble (1984), os escorregamentos em cunha foram inseridos aqui por apresentarem importância no estudo desses processos.

Esses tipos de movimento estão associados principalmente a saprólitos e maciços rochosos, onde duas estruturas planares condicionam o deslocamento de uma estrutura com uma morfologia semelhante a um prisma ao longo do eixo de intersecção dos mesmos (Figura 6). Essas estruturas podem ser naturais do maciço, como falhas ou fraturas, ou condicionadas por atividades antrópicas nas proximidades (OLIVEIRA E BRITO, 1998; TOMINAGA, 2011).

Figura 6 – Esquema mostrando um escorregamento em cunha.



Fonte: Modificado de Infanti Jr. e Fornasari Filho (1998) por Reis (2001).

4.1.2. Fatores Condicionantes dos Movimentos de Massa

De acordo com Oliveira e Brito (1998), a desestabilização das encostas, e por consequência, a deflagração de processos de movimentos de massa, são causados por uma cadeia de eventos, que se iniciam com a formação da rocha e subsequentemente com a ocorrência de eventos tectônicos, intemperismo, erosão, dentre outros. Deste modo é possível definir um conjunto de fatores que influenciam na ocorrência destes processos.

A ação da gravidade sobre um talude ou encosta, faz com que este naturalmente tenda a escorregar, porém, quando a resistência ao cisalhamento do próprio material é equilibrada à ação da gravidade, este se torna estável (SILVA, 2015; DYMINSKI, 2007). Sua desestabilização ocorre no momento em que este equilíbrio se rompe, que de acordo com

Guidicini e Nieble (1984) pode ocorrer através de causas internas, externas e intermediárias (Quadro 2).

Quadro 2 – Tipos de causas para a ocorrência dos movimentos de massa.

Causas	
Internas	• Efeito de oscilações térmicas; • Diminuição dos parâmetros de resistência ao intemperismo.
Externas	• Mudanças na geometria do sistema; • Efeitos de vibrações; • Mudanças naturais na inclinação das camadas.
Intermediárias	• Elevação da coluna de água em descontinuidades; • Rebaixamento rápido do lençol freático; • Erosão subterrânea retrogressiva (piping); • Diminuição do efeito de coesão aparente.

Fonte: Guidicini e Nieble (1984).

As causas internas não alteram a geometria aparente do talude e resultam na diminuição da coesão do solo ou rocha, seja pela contração e dilatação do material pelas oscilações térmicas, ou pela ação do intemperismo, com a dissolução de elementos solúveis presentes em solos e rochas sedimentares. As causas externas podem ser artificiais, tais como a mudança da geometria da base do talude, com a retirada de material, ou mesmo uma sobrecarga sobre sua porção superior, ou naturais, devido a processos tectônicos, como vibrações causadas por terremotos e soerguimentos. Por fim, as causas intermediárias, tem relação com fatores externos (ação da água, por exemplo), que agem no interior do talude, principalmente ocasionados pela pressão hidrostática (GUIDICINI; NIEBLE, 1984).

Todas as causas citadas são entendidas por Guidicini e Nieble (1984) como o modo de atuação de determinado agente, sendo que este pode se manifestar de diversas maneiras. Dentro de sua classificação, pode-se distinguir os agentes predisponentes e os efetivos (Quadro 3).

Diversas feições ou agentes podem agir como fatores que condicionam temporalmente e espacialmente os movimentos de massa. Os agentes predisponentes estão relacionados às condições relativas à geologia e a geomorfologia do ambiente em que o movimento de massa irá ocorrer, sendo que esses podem ou não ser ainda atuantes. Dentre estes, existem o complexo geológico, que agrupa fatores como o litotipo, o nível do intemperismo, presença de fraturas, falhas e foliação; o complexo morfológico, que possui relação com a forma e inclinação das encostas; o complexo climático-hidrológico; a gravidade; o calor solar e o tipo da vegetação original. Por sua vez, os agentes efetivos, são relacionados aos elementos diretamente responsáveis pela ocorrência dos movimentos de massa, que podem ainda ser subdivididos entre os preparatórios, que ocorrem mais lentamente e de modo natural como pluviosidade, gelo

e neve e a erosão e os imediatos, que ocorrem em uma escala de tempo menor, seja por serem eventos mais raros ou com maior intensidade, como terremotos e chuvas fortes, ou ainda por interferência antrópica (GUIDICINI; NIEBLE, 1984; FERNANDES; AMARAL, 1996; TOMINAGA, 2011).

Quadro 3 – Agentes presentes nos movimentos de massa.

Agentes		
Predisponentes	• Complexo geológico, complexo morfológico, complexo climático-hidrológico, gravidade, calor solar, tipo de vegetação original.	
Efetivos	• Preparatórios	Pluviosidade, erosão pela água e vento, congelamento e degelo, variação de temperatura, dissolução química, ação de fontes e mananciais, oscilação de nível de lagos e marés e do lençol freático, ação de animais e humana, inclusive desflorestamento.
	• Imediatos	Chuvas intensas, fusão de gelo e neves, erosão, terremotos, ondas, vento, ação do homem, etc

Fonte: Guidicini e Nieble (1984).

4.1.2.1. Condicionantes Geológicos

Segundo Oliveira e Brito (1998), as anisotropias, ou seja, falhas, fraturas, foliações e xistosidades presentes em um maciço rochoso controlam seu grau de instabilidade, por sua distribuição espacial, representada pelas atitudes e mergulhos e sua relação com a geometria da encosta. Além disso, fatores como a presença e composição de materiais preenchendo essas estruturas e irregularidades em sua superfície, também devem ser levadas em conta.

As fraturas e falhas em um maciço rochoso podem ter origem tectônica, quando relacionadas a esforços geológicos regionais, por exemplo, ou atectônicas, como no caso de alívio de pressão (FERNANDES; AMARAL, 1996). De qualquer modo, essas estruturas servem como caminho preferencial para a percolação de fluidos, aumentando a área de contato destes com a rocha, e por consequência causando uma aceleração no processo intempérico. Dessa maneira, áreas fraturadas em um maciço rochoso são mais propícias à deflagração de movimentos de massa, seja pelo aumento do manto intempérico ou pela perda de estabilidade associada ao intemperismo (OLIVEIRA; BRITO, 1998; MOURA et al. 2012). Fernandes e Amaral (1996), discutem ainda o caso de tombamentos de blocos, originados pela presença de famílias de fraturas sub-verticais e pouco espaçadas entre si.

De acordo com Oliveira e Brito (1998), os maciços de rochas resistentes, principalmente, possuem resistência a cisalhamento de pico elevadas, e resistências residuais baixas, muitas vezes se aproximando da resistência de seus próprios solos de alteração. Este

fato faz com que haja uma queda repentina de resistência assim que o cisalhamento se inicia, o que não permite a formação de muitos indícios da ocorrência deste processo, como abatimentos e trincas, porém, quando se dá a ocorrência destes, a desestabilização do talude é iminente.

Por fim, em áreas metamórficas, a orientação e mergulho da foliação pode ser um importante fator para o desenvolvimento dos processes de movimentos de massa, visto que, em alguns casos, essa orientação pode possuir um mergulho desfavorável em relação aos taludes abertos em entradas, por exemplo, o que causará em instabilidade no maciço. Neste caso, um estudo anterior para definir bem a orientação das estruturas na rocha, deve ser realizado. (FERNANDES; AMARAL, 1996).

4.1.2.2. Condicionantes Geomorfológicos

Os fatores condicionantes de caráter geomorfológico vão desde a inclinação e forma da encosta, sua área, espessura da camada de solo e comprimento da encosta. Tanto em perfil como em planta, a morfologia de uma encosta pode condicionar direta e indiretamente a ocorrência dos movimentos de massa. Diretamente, tem-se que quanto maior o ângulo de inclinação da encosta, menor se torna sua estabilidade (FERNANDES; AMARAL, 1996; FERNANDES et al. 2001).

Em sua maioria os escorregamentos ocorrem em vertentes com ângulo de inclinação entre 20° e 35°, explicados pela variação de cobertura vegetal e tipos de solo (FERNANDES; AMARAL, 1996; BIGARELLA; PASSOS, 2003). Nas vertentes com valores acima de 40°, se formam solos pouco desenvolvidos, chamados de solos litólicos, com presença de cobertura vegetal de pequeno porte, que retém pouca água ocasionando em pouca instabilidade, o que não favorece os movimentos de massa, que quando ocorrem não possuem grande expressão em área (SILVA, 2015; FERNANDES; AMARAL, 1996; FERNANDES et al. 2001).

Mais autores fizeram trabalhos onde foi observada a relação entre a declividade e a ocorrência dos escorregamentos. No trabalho de Gramani (2001), valores de declividade a partir dos 30° são mais propícios ao desenvolvimento dos escorregamentos, sendo que o autor analisou diversos casos de corridas de massa, muitas vezes associadas a escorregamentos e encontrou um predomínio dessas declividades nas encostas afetadas. No entanto, a relação entre o aumento da declividade e um maior número de escorregamentos não é linear. Fernandes et al. (2001) observaram limites críticos para algumas bacias analisadas, onde o potencial de deslizamento cresce com o aumento da declividade até a classe 37°-55°, e a partir daí decresce. Os mesmos autores ainda afirmam que escorregamentos em declividades menores são comuns,

evidenciando que o fator declividade não pode ser unicamente levado em consideração no estudo desses processos.

A presença, no terreno, de zonas que convergem o fluxo de água, como anfiteatros, possui um papel relevante no estudo de movimentos de massa, pois além de concentrar a água para determinado ponto, geralmente uma drenagem, podem também concentrar sedimentos advindos de várias regiões, intensificando um processo de escorregamento ou de enchente. São também nestas zonas que depósitos coluvionares e de tálus tendem a se formar, muitas vezes sobre a própria rocha, formando uma descontinuidade, que favorece a percolação de água, deste modo, criando uma superfície favorável a movimentos de massa (FERNANDES; AMARAL, 1996).

Quanto à hipsometria, Pinto et al. (2013) afirma que não existem limites precisos para classificar o nível de susceptibilidade e a sua altitude, porém, Bigarella et al. (2003) comentam que, em seu trabalho, Aguiar e Silva (1991) observaram uma maior frequência de escorregamentos entre 150 e 700 m, com destaque para as cotas de 300 e 450 m.

4.1.2.3. Condicionantes Pedológicos

De acordo com Bigarella et al. (1996), o papel realizado pelos processos pedogenéticos na compreensão da evolução geomorfológica do relevo é de grande importância, principalmente nas regiões tropicais e subtropicais, onde, devido a maior pluviosidade, a ação do intemperismo químico é mais intensa, fazendo com que haja uma tendência a se formar mantos de intemperismo mais espessos. Porém deve-se levar em conta outros fatores, como o nível de fraturamento da rocha e sua composição e granulometria, que podem auxiliar ou frear a alteração da rocha em solo, fazendo com que o manto de intemperismo não seja regular por todo o terreno.

A composição mineralógica da rocha afeta os processos de movimentos de massa, pois esta será refletida no solo. Os feldspatos, por exemplo, no início dos processos de alteração, restarão como fragmentos no solo, que com o tempo irão se alterar para argilominerais, como a illita e a caulinita, aumentando a instabilidade do talude (BIGARELLA et al., 1996). O autor ainda complementa, afirmando que em regiões onde o perfil de alteração é completo e mais evoluído, a presença da caulinita faz com que os taludes sejam mais estáveis a movimentos de massa. De modo contrário, a presença maior da illita, em perfis de solo onde não houve tempo de formação da caulinita, favorece a deflagração desses movimentos.

A alta pluviosidade e, consequentemente, a saturação do solo, faz com que a pressão hidrostática entre planos existentes em solos, tais como, contatos entre os diferentes horizontes

e o contato entre solo saprolítico e rocha sã, aumente. De acordo com Bigarella et al. (1996), é neste último que a grande maioria dos escorregamentos ocorre, sendo que neste caso, há a presença marcante de blocos de rocha em meio ao material sendo movimentado.

4.1.2.4. Cobertura Vegetal

De acordo com Fiori e Carmignani (2001), há um consenso de que a cobertura vegetal possui um importante papel na proteção e estabilização das encostas, dificultando não só a ocorrência de processos erosivos, mas também de movimentos de massa.

As porções superiores da vegetação, como as copas e outras partes aéreas atuam de diversas maneiras como atenuadores da intensidade da ação do clima no solo. Baseado nisso, Guidicini e Nieble (1984), citam fatores como a proteção pelas copas das árvores de raios solares, chuva e ventos, impedindo variações bruscas de umidade e temperatura no solo. Sternberg (1949) afirma que as copas das árvores chegam a reter entre 10 e 15% da água de chuvas mais intensas, e até 100% de chuvas fracas, sendo essa água então evaporada. Além disso, a retenção de água pelas folhas, troncos e galhos das árvores através de molhamento, além é claro de seu metabolismo, ajudam a impedir de maneira direta na saturação do solo.

A matéria orgânica em decomposição na superfície do terreno, seja na forma de folhas, troncos ou galhos mortos, dificulta a infiltração de água no solo através de absorção desta, ou até mesmo servindo como proteção, impedindo o contato direto do solo com a água da chuva, que passa a escorrer por entre esse material, ao invés de se infiltrar diretamente no manto de alteração (GUIDICINI; NIEBLE, 1984).

Além do fato de que as raízes absorvem diretamente a água presente no solo, elas são relativamente resistentes ao cisalhamento, fazendo com que passem a ter um efeito semelhante ao de estacas ou tirantes em meio ao solo (com menor resistência ao cisalhamento), formando assim, um sistema solo-raiz mais estável (FIORI; CARMIGNANI, 2001).

Deste modo, o desmatamento nas encostas é em si um fator condicionante para os movimentos de massa, pois expõem o solo diretamente a ação da erosão e da infiltração de água de maneira descontrolada, chegando ao ponto de saturação do solo, facilitando assim, a movimentação do material (BIGARELLA et al., 1996).

4.1.2.5. Condicionantes Climáticos

De acordo com Pinto et al. (2013), a pluviosidade pode ser considerada como o principal agente deflagrador imediato dos movimentos de massa, no sentido de que altos índices de chuva provoca a saturação do solo ou rocha, diminuindo assim a resistência à desagregação do

material ocasionando uma perda na estabilidade das encostas. Bigarella et al. (1996) complementa, afirmando que períodos prolongados de chuva que saturam o solo ocorrem mais comumente em áreas sem ou com pouca vegetação, afetando assim materiais coloidais, que devido ao excesso de água, passam a se comportar como um material liquefeito, formando uma superfície lubrificada, a partir da qual se inicia o movimento de massa.

A distribuição de chuvas em uma região é um fator condicionante aos movimentos de massa, desta maneira regiões com maiores índices pluviométricos possuem maiores chances de ocorrência desses movimentos. Na Serra do Mar, uma das regiões com maiores índices pluviométricos do país, o município de São Sebastião registra em média 1638 mm de chuva por ano, relativamente baixa se comparada a outras cidades próximas.

É valido notar, no entanto, que não só eventos anômalos com alta pluviosidade causam os movimentos de massa, pois também devem ser considerados fatores como a distribuição temporal das chuvas, a diferença de condutividade hidráulica nos solos e variações no grau de saturação. No geral, os escorregamentos ocorrem devido a eventos pluviométricos intensos sobre solos já saturados devido a dias precedentes com chuva, já que apenas o gradual e contínuo aumento do grau de saturação do solo normalmente não é suficiente para deflagrar um movimento de massa, se este fosse o caso e isso ocorresse mais vezes, estes eventos seriam muito mais comuns nas estações chuvosas (GUIDICINI; IWASA, 1976; BIGARELLA et al., 1996). Porém esse fato não é uma regra, sendo que estes mesmos eventos anômalos de chuva, se ocorrerem com intensidade suficiente, podem desencadear movimentos de massa, mesmo em solos que estavam secos anteriormente.

A importância de dados pluviométricos no estudo dos movimentos de massa é tanta que a maioria dos sistemas de alerta para ocorrência desses fenômenos se baseia em limites definidos de intensidade e duração de eventos pluviométricos. Esses limites, de acordo com Di et al. (2008) podem ser definidos pela comparação de características de diversas tempestades que conhecidamente ocasionaram movimentos de massa. Além disso, esses dados pluviométricos são comumente utilizados na definição de parâmetros de entrada em modelos matemáticos para se definir áreas de risco, tal como o SINMAP.

4.1.2.6. Ação Antrópica

A evolução das vertentes é geralmente um processo lento e que pode vir a ocorrer de maneira acelerada quando afetado por eventos pluviométricos excepcionais, porém ainda sim se trata de um processo natural. No entanto, a ação antrópica em vertentes pode intervir no

equilíbrio das mesmas, possuindo um papel importante na deflagração de movimentos de massa.

A ocupação das vertentes, principalmente nas regiões mais povoadas, faz com que a vegetação original, responsável por ajudar no equilíbrio das mesmas, seja removida. Além disso, muitas vezes, cortes profundos nos taludes tiveram que ser feitos, seja na abertura de estradas ou para a construção de edifícios. Desse modo, a infiltração de fluidos é intensificada, diminuindo assim, a resistência às forças cisalhantes dos materiais (BIGARELLA et al., 1996).

Além desses fatores indutores dos movimentos de massa, Fernandes e Amaral (1996) e Augusto Filho (1994) citam outros, como o lançamento e concentração de águas pluviais e vazamentos em redes de abastecimento, lançamento de esgoto e lixo em encostas, aterros mal projetados e vibrações advindas de tráfego de veículos.

4.2. O uso da Fotointerpretação na Compartimentação Fisiográfica

As técnicas e metodologias de fotogeologia foram inicialmente propostas por Guy (1966), onde foi desenvolvido um método lógico para a interpretação das fotografias aéreas. Em seguida, Rivereau (1969), deu continuação ao desenvolvimento da fotogeologia, apresentando, por exemplo, o conceito do elemento textural, como sendo a menor feição contínua e homogênea que se pode distinguir na imagem, sendo apta de repetição e possuindo formas definidas.

Outro trabalho de grande importância foi o de Soares e Fiori (1976), que adaptaram a metodologia já existente para aplicação em mapeamentos. A metodologia desenvolvida pelos autores é dividida em três fases:

- Fotoleitura: se trata do reconhecimento e a identificação dos elementos da imagem, com os objetos correspondentes e sua repartição;

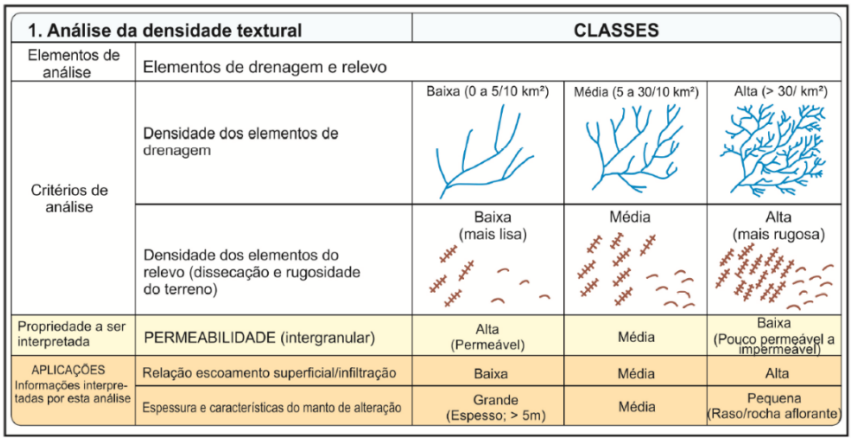
- Fotoanálise: é o estudo das relações entre as imagens, e da associação e ordenação das partes de imagens;

- Fotointerpretação: estudo da imagem fotográfica visando a descoberta e avaliação, por métodos indutivos, dedutivos e comparativos do significado, função e relação dos objetos correspondentes às imagens.

No método proposto por Soares e Fiori (1976), as feições de terreno são extraídas da imagem e analisadas, quanto a textura, forma e estrutura, atribuindo um significado geológico à mesma. Deste modo, de acordo com Coelho (2015), busca-se identificar materiais, processos e fenômenos presentes na área, alcançando assim um diagnóstico que pode ser utilizado em aplicações nas áreas de geologia, geotecnia, geomorfologia e pedologia.

Sendo uma evolução dos métodos de Soares e Fiori (1976), Zaine (2011) desenvolveu uma metodologia própria para análise de fotos aéreas, com o intuito principal de ser aplicada em planejamento ambiental e mapeamentos geológicos e geotécnicos. O autor criou quatro quadros para facilitar e sistematizar a obtenção e análise das feições de terreno, sendo eles divididos na análise da densidade textural (Figura 7), análise das formas e características do relevo (Figura 8), análise das estruturas geológicas (Figura 9) e análise complementar (Figura 10).

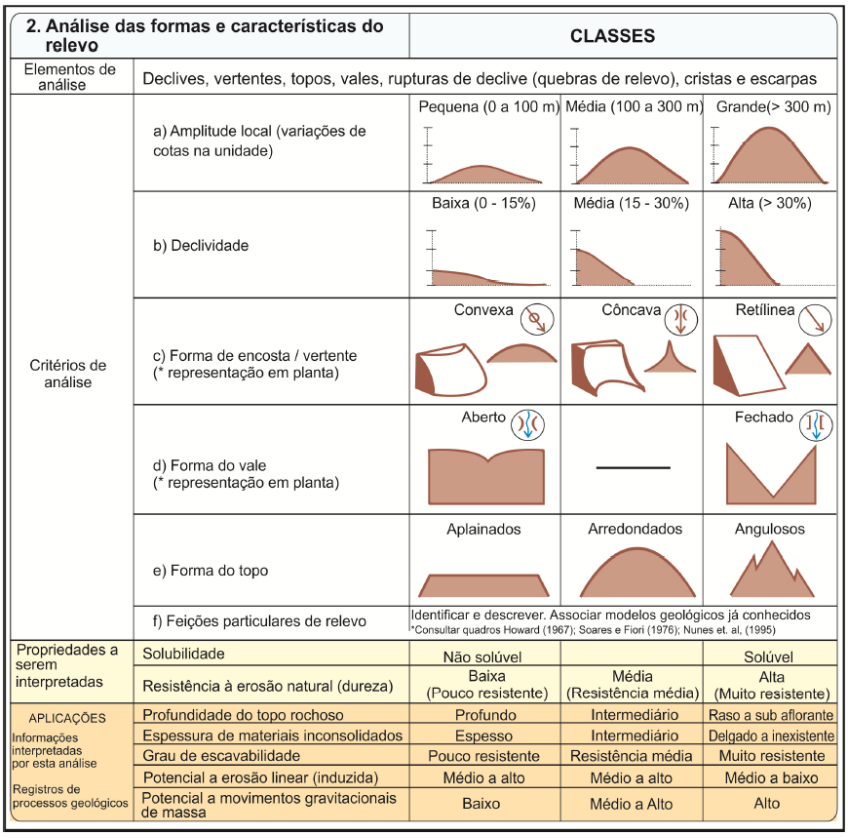
Figura 7 – Quadro de análise e interpretação fotogeológica na análise da densidade textural.



1. Análise da densidade textural		CLASSES		
Elementos de análise	Elementos de drenagem e relevo			
Critérios de análise	Densidade dos elementos de drenagem	Baixa (0 a 5/10 km²)	Média (5 a 30/10 km²)	Alta (> 30/ km²)
	Densidade dos elementos do relevo (dissecação e rugosidade do terreno)	Baixa (mais lisa)	Média	Alta (mais rugosa)
Propriedade a ser interpretada	PERMEABILIDADE (intergranular)	Alta (Permeável)	Média	Baixa (Pouco permeável a impermeável)
APLICAÇÕES Informações interpretadas por esta análise	Relação escoamento superficial/infiltração	Baixa	Média	Alta
	Espessura e características do manto de alteração	Grande (Espesso; > 5m)	Média	Pequena (Raso/rocha aflorante)

Fonte: Zaine (2011).

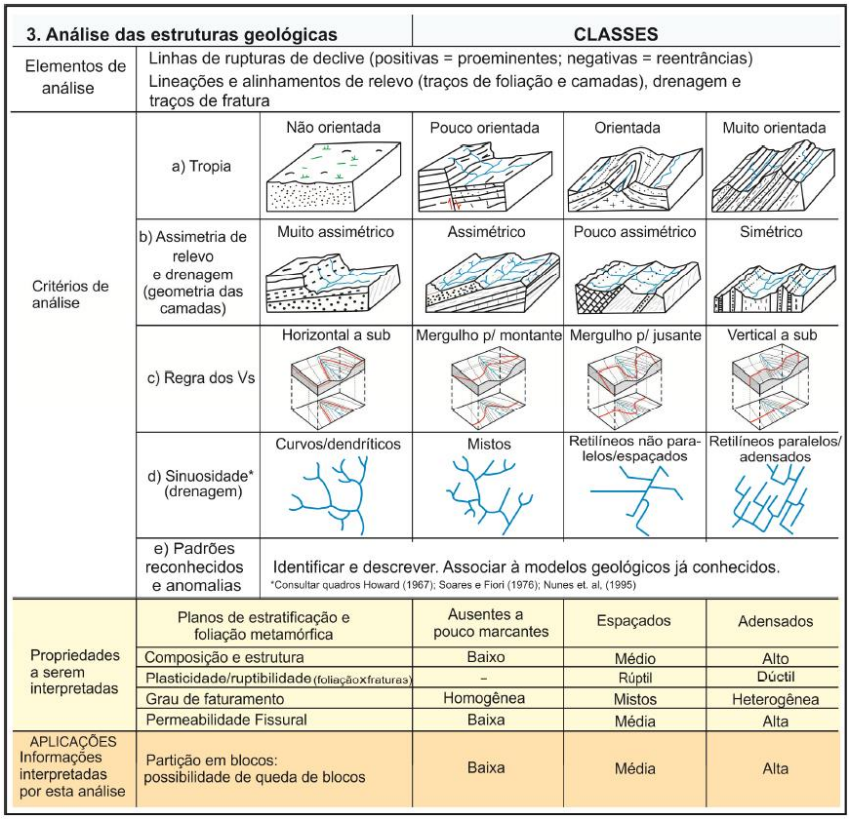
Figura 8 – Quadro de análise e interpretação fotogeológica das formas e características do relevo.



2. Análise das formas e características do relevo		CLASSES		
Elementos de análise	Declives, vertentes, topos, vales, rupturas de declive (quebras de relevo), cristas e escarpas			
Critérios de análise	a) Amplitude local (variações de cotas na unidade)	Pequena (0 a 100 m)	Média (100 a 300 m)	Grande(> 300 m)
	b) Declividade	Baixa (0 - 15%)	Média (15 - 30%)	Alta (> 30%)
	c) Forma de encosta / vertente (* representação em planta)	Convexa	Côncava	Retilínea
	d) Forma do vale (* representação em planta)	Aberto		Fechado
	e) Forma do topo	Aplainados	Arredondados	Angulosos
	f) Feições particulares de relevo	Identificar e descrever. Associar modelos geológicos já conhecidos *Consultar quadros Howard (1967); Soares e Fiori (1976); Nunes et. al, (1995)		
Propriedades a serem interpretadas	Solubilidade	Não solúvel		Solúvel
	Resistência à erosão natural (dureza)	Baixa (Pouco resistente)	Média (Resistência média)	Alta (Muito resistente)
APLICAÇÕES Informações interpretadas por esta análise Registros de processos geológicos	Profundidade do topo rochoso	Profundo	Intermediário	Raso a sub aflorante
	Espessura de materiais inconsolidados	Espesso	Intermediário	Delgado a inexistente
	Grau de escavabilidade	Pouco resistente	Resistência média	Muito resistente
	Potencial a erosão linear (induzida)	Médio a alto	Médio a alto	Médio a baixo
	Potencial a movimentos gravitacionais de massa	Baixo	Médio a Alto	Alto

Fonte: Zaine (2011).

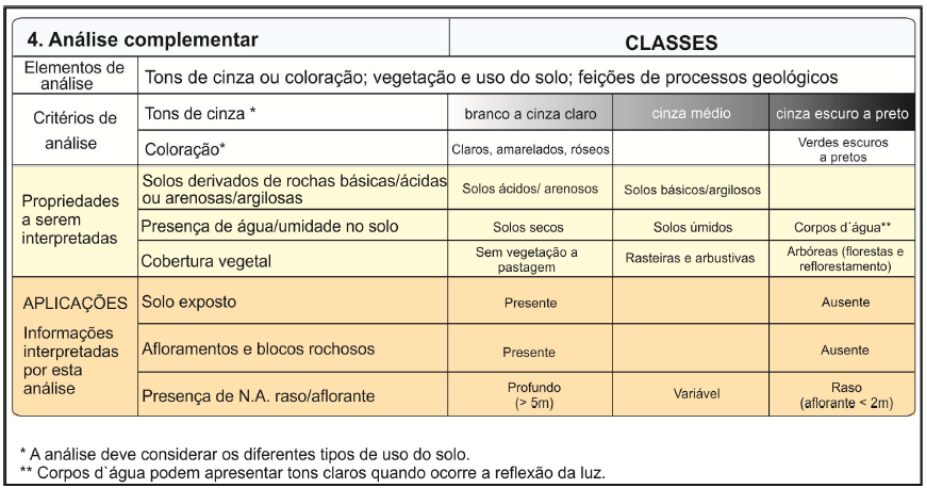
Figura 9 – Quadro de análise e interpretação fotogeológica das estruturas geológicas.



3. Análise das estruturas geológicas		CLASSES			
Elementos de análise	Linhas de rupturas de declive (positivas = proeminentes; negativas = reentrâncias) Lineações e alinhamentos de relevo (traços de foliação e camadas), drenagem e traços de fratura				
Critérios de análise	a) Tropia	Não orientada	Pouco orientada	Orientada	Muito orientada
	b) Assimetria de relevo e drenagem (geometria das camadas)	Muito assimétrico	Assimétrico	Pouco assimétrico	Simétrico
	c) Regra dos Vs	Horizontal a sub	Mergulho p/ montante	Mergulho p/ jusante	Vertical a sub
	d) Sinuosidade* (drenagem)	Curvos/dendríticos	Mistos	Retilíneos não paralelos/espaçados	Retilíneos paralelos/adensados
	e) Padrões reconhecidos e anomalias	Identificar e descrever. Associar à modelos geológicos já conhecidos. *Consultar quadros Howard (1967); Soares e Fiori (1976); Nunes et. al. (1995)			
Propriedades a serem interpretadas	Planos de estratificação e foliação metamórfica		Ausentes a pouco marcantes	Espaçados	Adensados
	Composição e estrutura		Baixo	Médio	Alto
	Plasticidade/ruptibilidade (foliação x fratura)		–	Rúptil	Dúctil
	Grau de faturamento		Homogênea	Mistos	Heterogênea
	Permeabilidade Fissural		Baixa	Média	Alta
APLICAÇÕES Informações interpretadas por esta análise	Partição em blocos: possibilidade de queda de blocos		Baixa	Média	Alta

Fonte: Zaine (2011).

Figura 10 – Quadro de análise e interpretação fotogeológica complementar.



4. Análise complementar		CLASSES		
Elementos de análise	Tons de cinza ou coloração; vegetação e uso do solo; feições de processos geológicos			
Critérios de análise	Tons de cinza *	branco a cinza claro	cinza médio	cinza escuro a preto
	Coloração*	Claros, amarelados, róseos		Verdes escuros a pretos
Propriedades a serem interpretadas	Solos derivados de rochas básicas/ácidas ou arenosas/argilosas	Solos ácidos/ arenosos	Solos básicos/argilosos	
	Presença de água/umidade no solo	Solos secos	Solos úmidos	Corpos d´água**
	Cobertura vegetal	Sem vegetação a pastagem	Rasteiras e arbustivas	Arbóreas (florestas e reflorestamento)
APLICAÇÕES Informações interpretadas por esta análise	Solo exposto	Presente		Ausente
	Afloramentos e blocos rochosos	Presente		Ausente
	Presença de N.A. raso/aflorante	Profundo (> 5m)	Variável	Raso (aflorante < 2m)

* A análise deve considerar os diferentes tipos de uso do solo.
** Corpos d´água podem apresentar tons claros quando ocorre a reflexão da luz.

Fonte: Zaine (2011).

Segundo Cardoso et al. (2009), a utilização das imagens aéreas na compartimentação fisiográfica ocorre de maneira a permitir que o fotointérprete identifique elementos de terreno e drenagem. Através desse reconhecimento, áreas contento características iguais são reconhecidas e separadas em zonas homólogas.

Ainda segundo o autor, essa metodologia permite que as informações do meio físico sejam sintetizadas, partindo-se do princípio de que dentro de uma mesma unidade, as

características do terreno e seu comportamento geotécnico sejam semelhantes. Tais informações então, fornecem subsídios ao pesquisador, qualquer que seja seu foco no planejamento territorial. No estudo dos escorregamentos, por exemplo, algumas características devem ser focadas, tais como, a densidade de elementos de drenagem, declividade, forma de encostas, dentre outras, por apresentarem relação direta com a deflagração desses fenômenos.

4.3. Métodos de Mapeamento da Susceptibilidade a Movimentos de Massa

Os movimentos de massa são um dos desastres naturais que mais causam perdas de cunho econômico, humano e ambiental em todo o mundo, mesmo com o advento da tecnologia para a previsão de tais eventos (CHALKIAS et al., 2014).

Para Van Westen (1993), os ambientes em SIG, permitem que sejam realizadas correlações e sistematizações de dados em diferentes escalas, gerando assim, mapas de susceptibilidade, a partir de diferentes abordagens e métodos (Quadro 4), que variam de autor para autor. Para ele, estes métodos podem ser divididos em diretos e indiretos, enquanto que outros autores, como Aleotti e Chowdhury (1999), os dividem em qualitativos e quantitativos.

Guzzetti et al. (1999) optam por uma abordagem que leva em conta os dois tipos de divisões, ou seja, para ele os métodos para se ranquear os fatores de instabilidade em taludes podem ser quantitativos ou qualitativos e diretos ou indiretos. Os métodos qualitativos são subjetivos e retratam o mapeamento de áreas de risco em termos descritivos, enquanto que os métodos quantitativos se utilizam de estimativas numéricas (probabilidade) para o mesmo fim. O autor ainda define os métodos diretos como consistindo em um mapeamento geomorfológico de risco em relação a potencialidade de ocorrência de movimentos de massa, de modo que nos métodos indiretos, inicialmente se faz um reconhecimento e mapeamento de cicatrizes de eventos passados.

Quadro 4 – Características dos métodos de zoneamento de risco a movimentos de massa.

Tipo de análise de risco a movimentos de massa	Características principais
Análise de Distribuição	Mapeamento direto das feições dos movimentos de massa, dando apenas informações de onde estes ocorreram anteriormente.
Análise Qualitativa	Método direto ou indireto, no qual o mapa geomorfológico é transformado em um mapa de risco, ou diversos mapas são combinados em um, se utilizando do julgamento subjetivo do autor.
Análise Heurística	Método direto ou semi-direto, que se fundamenta sobre o peso atribuído por julgamento, permitindo a combinação de mapas.
Análise Estatística	Método indireto onde análises estatísticas são usadas para se obter previsões quanto ao risco de movimentos de massa, a partir de mapas de parâmetros.
Análise Determinística	Método indireto no qual mapas de parâmetros relativos à ocorrência de movimentos de massa são combinados para cálculos de estabilidade de taludes.
Análise Probabilística	Método com bases estatísticas, que levam em consideração a variabilidade dos parâmetros condicionantes de movimentos de massa ao longo do espaço e do tempo.

Fonte: Adaptado de Van Westen (1993) e Nery (2011).

4.3.1. Análise Determinística

Tominaga et al. (2009), descrevem os métodos determinísticos como sendo abordagens que se utilizam de modelos matemáticos que descrevem os processos e leis físicas que regem a estabilidade de vertentes. São modelos que requerem grande quantidade de dados, obtidos tanto em laboratório, como em trabalhos de campo, fornecendo assim informações quantitativas e que podem ser utilizadas em projetos de engenharia.

A análise determinística se difere das apresentadas anteriormente, por tratar o estudo da estabilidade dos taludes em termos de engenharia, ou seja, o fator de segurança deve ser calculado, quantificando propriedades físicas do meio e aplicando modelos matemáticos apropriados (ALEOTTI; CHOWDHURY, 1999).

Segundo Van Westen (1993), os fatores que são levados em consideração neste tipo de análise são: a profundidade do manto de alteração e sua resistência ao cisalhamento; a profundidade em que os movimentos de massa geralmente ocorrem; a inclinação dos taludes; e as condições de poro-pressão esperadas para as superfícies de escorregamento. Aliado a isso são necessários mapas geológicos, pedológicos e hidrológicos, com perfis associados e mapas de inclinação das vertentes na forma de um MDT (Modelo Digital de Terreno). Devido a esses tipos de dados de entrada não servirem para escalas médias de mapeamento, o método só deve

ser aplicado em escalas grandes ou em bacias. O modelo SHALSTAB, utilizado neste trabalho, é um exemplo de análise determinística.

4.3.2. Análise Probabilística

Os métodos probabilísticos se utilizam de análises com bases estatísticas, tais como variáveis, parâmetros e constantes matemáticas, além de componentes aleatórios resultantes de flutuações dos dados, que fornecem um menor grau de subjetividade nos mapeamentos de áreas susceptíveis a movimentos de massa. São métodos que se baseiam no princípio de que os fatores que causaram a instabilidade no passado, também poderão ocasionar o fenômeno futuramente (VAN WESTEN, 1993; CHRISTOFOLLETI, 1999; TOMINAGA et al., 2009).

As metodologias determinísticas, apesar de facilitarem as análises e modelos geotécnicos, não levam em consideração fatores importantes, tais como a variabilidade desses mesmos fatores ao longo do espaço e do tempo. A coesão, ângulo de atrito interno, força de cisalhamento e valores de poro-pressão são alguns exemplos citados por Aleotti e Chowdhury (1999). É do reconhecimento dessas variações e possíveis erros que podem vir a causar, que análises com sistemas probabilísticos surgiram. Ainda segundo os autores, a utilização desses métodos foi facilitada pelo uso dos SIGs para avaliar movimentos de massa, como é o caso do SINMAP, que apesar de ser definido como um modelo estocástico, faz parte da teoria probabilística.

4.4. O modelo SHALSTAB

O modelo SHALSTAB (*Shallow Landsliding Stability Model*) foi criado por Dietrich e Montgomery (1994), com o intuito de estudar e prever as regiões em uma encosta que podem sofrer com processos de escorregamentos rasos. Inicialmente foi desenvolvido para aplicação em zonas montanhosas, onde o contato entre a rocha, geralmente fraturada, e as diferentes camadas de um solo é abrupto, aliado ao fato de que os materiais perdem coesão quando submetidos a grandes cargas de água (DIETRICH; MONTGOMERY, 1998).

O SHALSTAB vem sendo utilizado com sucesso em estudos realizados principalmente nos Estados Unidos, porém em áreas tropicais, como no caso do Brasil, o modelo também mostra bons resultados na previsão de áreas instáveis, além de ser aplicável em áreas onde se conhece pouco sobre os perfis de alteração. No entanto, há regiões em que o modelo não apresenta bons resultados, tais como áreas com afloramentos rochosos, falésias, precipícios e áreas com lençol freático profundo (DIETRICH; MONTGOMERY, 1998; SILVA, 2006).

Além disso, com o modelo, pode-se definir a quantidade de chuva necessária para ocasionar a perda de equilíbrio de vertentes, onde, para isso, se leva em consideração fatores como a intensidade pluviométrica, a área de drenagem a montante, a inclinação local, e características geotécnicas e hidrológicas (TABALIPA, 2015; 2015; VIEIRA; RAMOS, 2015).

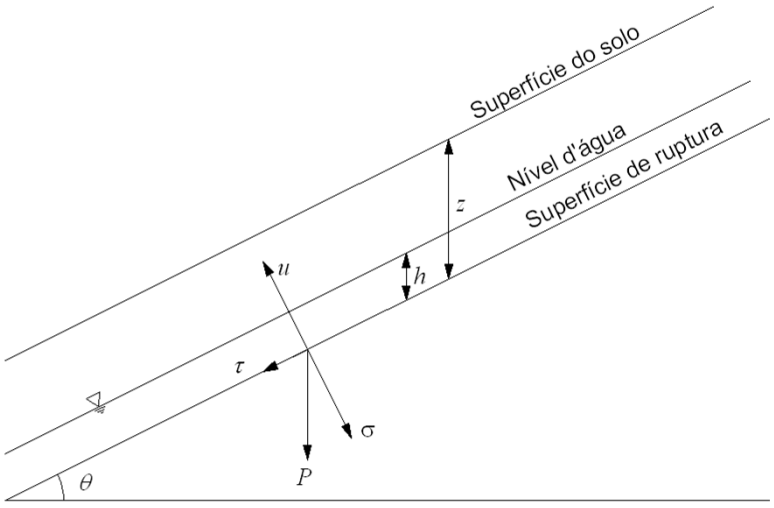
Sendo um modelo determinístico, o SHALSTAB se baseia em outros dois modelos, o de estabilidade de encosta infinita e o modelo hidrológico de estado uniforme, apresentados a seguir.

4.4.1. Modelo de Estabilidade de Encosta Infinita

Nos estudos de estabilidade de taludes, define-se o Fator de Segurança (FS), como sendo o quociente entre a resistência do terreno e as forças motoras, que agem sobre o mesmo, ao longo da superfície de movimentação (OLIVEIRA E BRITO (1998). Quando as forças desestruturantes superam as forças estruturantes em um solo, tem-se um escorregamento.

No caso dos escorregamentos translacionais rasos, é comum se usar o modelo de estabilidade de encosta infinita, utilizado para situações onde o comprimento da encosta é muito superior ao da profundidade do solo (Figura 11). Tal modelo despreza os efeitos de margem, e compara os componentes desestabilizadores de uma encosta, com os restauradores de sua coesão, em um plano de ruptura paralelo à superfície do solo (MICHEL et al., 2012).

Figura 11 – Esquema ilustrando o modelo de encosta infinita.



Fonte: Michel et al. (2012).

O modelo de estabilidade de encosta infinita se baseia na Lei de Mohr-Coulomb, que define que no momento de ruptura, as forças cisalhantes, igualam-se as forças estruturantes. De outro modo:

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

Onde:

τ = Tensão cisalhante no momento da ruptura (N/m²)
c = Coesão do solo (N/m²)
σ = Tensão normal (N/m²)
u = Poro-pressão (N/m²)
ϕ = Ângulo de atrito interno do solo (graus)

A Equação 1, pode ser aplicada para o caso das encostas infinitas, considerando uma largura unitária para a encosta. A tensão cisalhante, neste caso, é representada pela componente do peso do solo paralela a encosta (SELBY, 1993; MICHEL et al., 2012). Desse modo, a equação para o modelo de estabilidade de encosta infinita é:

$$\rho s \cdot g \cdot z \cdot \sin\theta \cdot \cos\theta = cr + cs + (\rho \cdot g \cdot z \cdot \cos^2\theta - \rho w \cdot g \cdot h \cdot \cos^2\theta) \cdot \tan\phi \quad (2)$$

Essa equação, pode ser rearranjada, de modo a considerar o fator de segurança, dividindo a porção das forças estruturantes do solo, pelas desestruturantes, de modo a ficar da seguinte maneira:

$$FS = cr + cs + (\rho s \cdot g \cdot z \cdot \cos^2\theta - \rho w \cdot g \cdot h \cdot \cos^2\theta) \cdot \frac{tan\emptyset}{\rho s \cdot g \cdot z \cdot \sin\theta \cdot \cos\theta} \quad (3)$$

Onde:

FS = Fator de segurança
cr = Coesão das raízes (N/m²)
cs = Coesão do solo (N/m²)
ρs = Densidade do solo úmido (kg/m³)
z = Profundidade do solo (m)
θ = Declividade da encosta (graus)
ρw = Densidade da água (kg/m³)
h = Altura da camada de água (m)
ϕ = Ângulo de atrito interno do solo (graus)
g = Aceleração da gravidade (m/s²)

Quando o FS tem valor igual a 1, as duas forças se igualam; quando FS > 1, a encosta se encontra estável; e quando FS < 1, a encosta está propensa a se desestabilizar. Michel (2012), cita o fato de que, em períodos chuvosos, com o aumento da coluna de água, o valor de FS decai, aumentando a instabilidade nas encostas. É devido a isso, que o modelo hidrológico de estado uniforme tem sua importância na aplicação do modelo SHALSTAB.

4.4.2. Modelo Hidrológico de Estado Uniforme

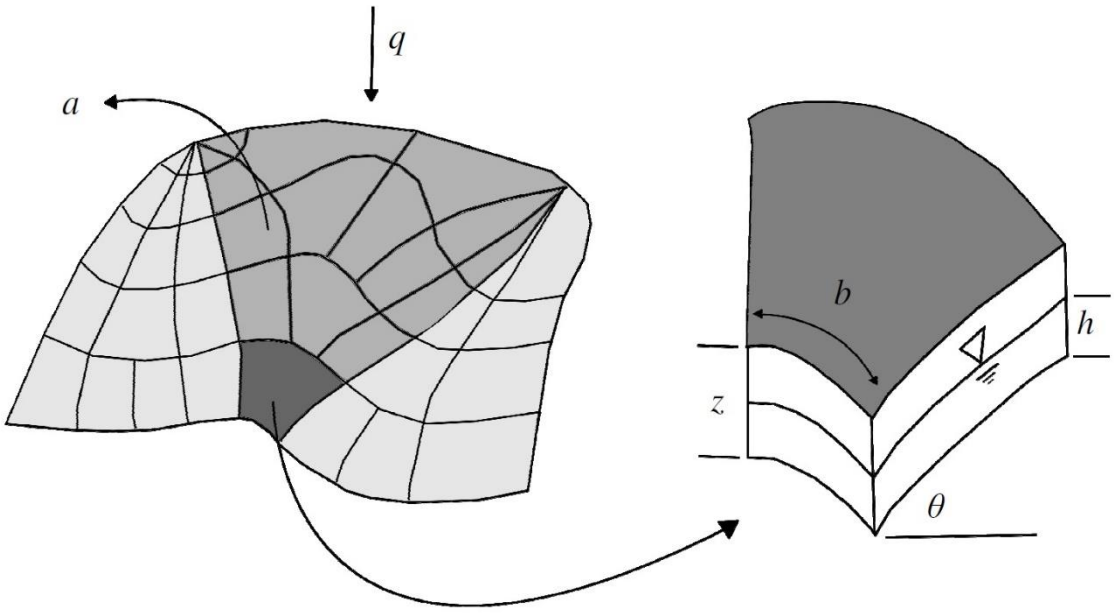
Como já citado em capítulo anterior, a água é responsável por ser o principal agente na deflagração dos escorregamentos, o que acontece com maior frequência em períodos chuvosos.

Essa ação, de acordo com Silva (2006), ocorre de diversas maneiras, como por exemplo a elevação do grau de saturação no solo e o aumento do peso específico, devido à retenção da água infiltrada.

O modelo hidrológico de estado uniforme, baseado nos trabalhos de Beven e Kirkby (1979) e O'Loughlin (1986), simula a variação da altura de coluna de água, relacionada à recarga hídrica, durante uma época chuvosa. Um esquema desse modelo é apresentado na Figura 12, onde *a*, representa a área de contribuição à montante; *b*, o comprimento de contorno da fronteira inferior de cada elemento; e *q*, como a taxa de recarga uniforme.

De acordo com Michel et al. (2012), o nível de saturação do solo é obtido através da relação entre a água que entra no sistema por recarga, e a água que sai do mesmo pela camada saturada do solo. Desse modo, as equações a seguir definem o modelo hidrológico de estado uniforme. Tabalipa (2015), cita que resultados de W, maiores que 1, indicam que o solo possui condições aptas para a sua saturação.

Figura 12 – Figura ilustrando o modelo hidrológico de estado uniforme.



Fonte: Modificado de Montgomery e Dietrich (1994) por Michel et al. (2012).

$$W = q \cdot \frac{a}{b} \cdot T \cdot sin\theta \quad (4)$$

$$T = Ks \cdot z \cdot cos\theta \quad (5)$$

Onde:

W = Umidade do solo
T = Transmissibilidade do solo (m²/d)
Ks = Condutividade hidráulica saturada

4.4.3. Relação entre os modelos de Estabilidade de Encosta Infinita e o Hidrológico de Estado Uniforme

De acordo com Michel et al. (2012), o modelo SHALSTAB baseia-se na relação entre a Equação 2 e a proporção saturada da espessura do solo (h/z), que resulta na equação abaixo:

$$\frac{h}{z} = \frac{ps}{pw} \cdot \left(1 - \frac{tan\theta}{tan\emptyset}\right) + \frac{c}{cos^2\theta \cdot \tan\emptyset \cdot \rho s \cdot g \cdot z} \quad (6)$$

Baseando-se na Equação 6, os autores definem duas condições extremas: instabilidade incondicional e estabilidade incondicional. A primeira situação ocorre quando há a ausência de coluna de água (razão h/z igual a 0), sendo que a relação entre os parâmetros de resistência do solo, como o ângulo de atrito e a coesão, não são capazes de compensar a elevada declividade da encosta. Por outro lado, quando a camada de solo está saturada, e os parâmetros de resistência do solo superam a declividade da encosta, tem-se a situação de estabilidade incondicional (MICHEL et al., 2012; TABALIPA, 2015). As duas situações são representadas respectivamente nas Equações 7 e 8.

$$\tan\theta \geq \tan\emptyset + \frac{c}{cos^2\theta \cdot \tan\emptyset \cdot \rho s \cdot g \cdot z} \quad (7)$$

$$\tan\theta \leq \tan\emptyset \cdot \left(1 - \frac{pw}{ps}\right) + \frac{c}{cos^2\theta \cdot \tan\emptyset \cdot \rho s \cdot g \cdot z} \quad (8)$$

O acoplamento entre os modelos de estabilidade de encosta infinita e o modelo hidrológico de estado uniforme, de acordo com Michel et al. (2012), é realizado igualando-se as Equações 4 e 6.

$$\frac{q \cdot a}{T \cdot b \cdot sin\theta} = \frac{ps}{pw} \cdot \left(1 - \frac{tan\theta}{tan\emptyset}\right) + \frac{c}{cos^2\theta \cdot \tan\emptyset \cdot \rho w \cdot g \cdot z} \quad (9)$$

Reescrevendo a Equação 9, em função das variáveis hidrológicas, q e T, obtém-se a fórmula final adotada pelo modelo SHALSTAB.

$$\frac{q}{T} = \frac{b}{a} \cdot sin\theta \cdot \left\{ \frac{ps}{pw} \cdot \left(1 - \frac{tan\theta}{tan\emptyset}\right) + \frac{c}{cos^2\theta \cdot \tan\emptyset \cdot \rho w \cdot g \cdot z} \right\} \quad (10)$$

A Equação 10 é a utilizada pelo modelo SHALSTAB para dar o grau de estabilidade de uma encosta, sendo que os dados de entrada requeridos são: a coesão do solo; o ângulo de atrito interno do solo; densidade do solo úmido; a profundidade do solo; e as variáveis *a*, *b* e θ, obtidas com o MDT da área de estudo. Desse modo, o SHALSTAB dá uma resposta baseada no

parâmetro (q / T), responsável pela classificação do terreno em seu grau de estabilidade. No Quadro 5, são mostradas sete classes de estabilidade, definidas por Dietrich e Montgomery (1994), sendo as duas extremas, instabilidade incondicional e estabilidade incondicional, já mostradas nas Equações 7 e 8.

Quadro 5 – Classes de estabilidade de encostas.

Classe de estabilidade	Condição
A) Incondicionalmente estável e saturado	$a/b > (T/q)\text{sen}\,\theta$ e $\tan\theta \leq \tan\phi(1-\rho_w/\rho_s)$
B) Incondicionalmente estável e não saturado	$a/b < (T/q)\text{sen}\,\theta$ e $\tan\theta \leq \tan\phi(1-\rho_w/\rho_s)$
C) Estável e não saturado	$\frac{a}{b} < \frac{\rho_s}{\rho_w}\left(1-\frac{\tan\theta}{\tan\phi}\right)\frac{T}{q}\text{sen}\,\theta$ $a/b < (T/q)\text{sen}\,\theta$ e $\tan\phi(1-\rho_w/\rho_s) < \tan\theta < \tan\phi$
D) Instável e não saturado	$\frac{a}{b} \geq \frac{\rho_s}{\rho_w}\left(1-\frac{\tan\theta}{\tan\phi}\right)\frac{T}{q}\text{sen}\,\theta$ $a/b < (T/q)\text{sen}\,\theta$ e $\tan\phi(1-\rho_w/\rho_s) < \tan\theta < \tan\phi$
E) Instável e saturado	$\frac{a}{b} > \frac{\rho_s}{\rho_w}\left(1-\frac{\tan\theta}{\tan\phi}\right)\frac{T}{q}\text{sen}\,\theta$ $a/b > (T/q)\text{sen}\,\theta$ e $\tan\phi(1-\rho_w/\rho_s) < \tan\theta < \tan\phi$
F) Incondicionalmente instável e não saturado	$\tan\theta > \tan\phi$ e $a/b < (T/q)\text{sen}\,\theta$
G) Incondicionalmente instável e saturado	$\tan\theta > \tan\phi$ e $a/b > (T/q)\text{sen}\,\theta$

Fonte: Dietrich e Montgomery (1994).

4.5. O modelo SINMAP

O SINMAP (*Stability Index Mapping*) é um modelo probabilístico, que de maneira semelhante ao SHALSTAB, se utiliza dos conceitos dos modelos de encosta infinita e do modelo hidrológico de estado uniforme, sendo melhor aplicado em situações onde há um fluxo raso de água subterrânea. A teoria em que o modelo se baseia permite um amplo espectro quanto aos dados temporais e espaciais de solo e clima, permitindo com que tais dados apresentem uma variação, quando colocados como parâmetros de entrada no modelo. Devido a isso, Pack et al. (1998), afirmam que os resultados do SINMAP não devem ser interpretados como numericamente precisos e apenas em termos de susceptibilidade relativa.

De acordo com Pack et al. (1998), com o advento de tecnologias, como os SIG, permitiu que trabalhos que buscam definir áreas susceptíveis aos movimentos de massa se utilizassem de dados topográficos, a partir dos modelos digitais de elevação, fazendo com que os padrões

de instabilidade pudessem ser mapeados digitalmente. A classificação de estabilidade realizada pelo SINMAP se utiliza de parâmetros como a declividade, área de contribuição, características climáticas e pedológicas (MICHEL et al., 2012). Devido às incertezas quanto a estes parâmetros, o modelo se utiliza de limites máximos e mínimos para estes. Desse modo, o índice de estabilidade (SI) é estabelecido como a probabilidade de dada área ser estável, variando, normalmente, entre 0 (mais instável) e 1 (mais estável), porém valores maiores que 1 podem ser obtidos, quando são adotados parâmetros mais conservadores. As classes de estabilidade adotadas no modelo SINMAP, são mostradas no Quadro 6.

Quadro 6 – Classes de estabilidade do modelo SINMAP.

Índice de estabilidade	**Classes de estabilidade**	**Intervalos de parâmetros**	**Possível influência de fatores não modelados**
$SI > 1{,}5$	Incondicionalmente Estável	Instabilidade não prevista	São necessários fatores desestabilizantes significativos para gerar instabilidade
$1{,}5 > SI > 1{,}25$	Estabilidade moderada	Instabilidade não prevista	São necessários fatores desestabilizantes moderados para gerar instabilidade
$1{,}25 > SI > 1{,}0$	Estabilidade baixa	Instabilidade não prevista	São necessários fatores desestabilizantes mínimos para gerar instabilidade
$1{,}0 > SI > 0{,}5$	Limiar inferior de instabilidade	Combinação pessimista prevê instabilidade	Fatores desestabilizantes não são necessários para gerar instabilidade
$0{,}5 > SI > 0{,}0$	Limiar superior de instabilidade	Combinação otimista prevê estabilidade	Fatores estabilizantes podem gerar estabilidade
$0{,}0 > SI$	Incondicionalmente Instável	Estabilidade não prevista	Fatores estabilizadores são necessários para gerar estabilidade

Fonte: Michel et al. (2012).

O modelo SINMAP se baseia na Equação 3 para cálculo do FS, proposta por Hammond et al. (1992), incorporando o modelo hidrológico de estado uniforme para o cálculo da altura da camada de solo saturada. De acordo com Michel et al. (2010), o SINMAP segue algumas hipóteses, tais como: O fluxo lateral de subsuperfície segue a topografia do terreno; a descarga em cada ponto se encontra em equilíbrio com o estado uniforme de recarga; e por fim, que a descarga lateral em cada ponto é controlada por $T \cdot \sin\theta$, onde T é a transmissividade do solo. Desse modo, os autores afirmam que a condutividade hidráulica é considerada constante para toda a camada de solo, podendo-se utilizar o seno ao invés da tangente de θ já que a distância de fluxo está acompanhando o declive da encosta. Dito isso, Michel et al. (2010) definem a equação abaixo para se descrever a umidade relativa:

$$w = Min\left(\frac{\mathrm{R}}{\mathrm{T}} \cdot \frac{a}{\sin\theta}\right) \quad (11)$$

Onde:

R = Recarga efetiva, para um período crítico
T = Transmissibilidade do solo (m²/d)
a = Área de contribuição específica

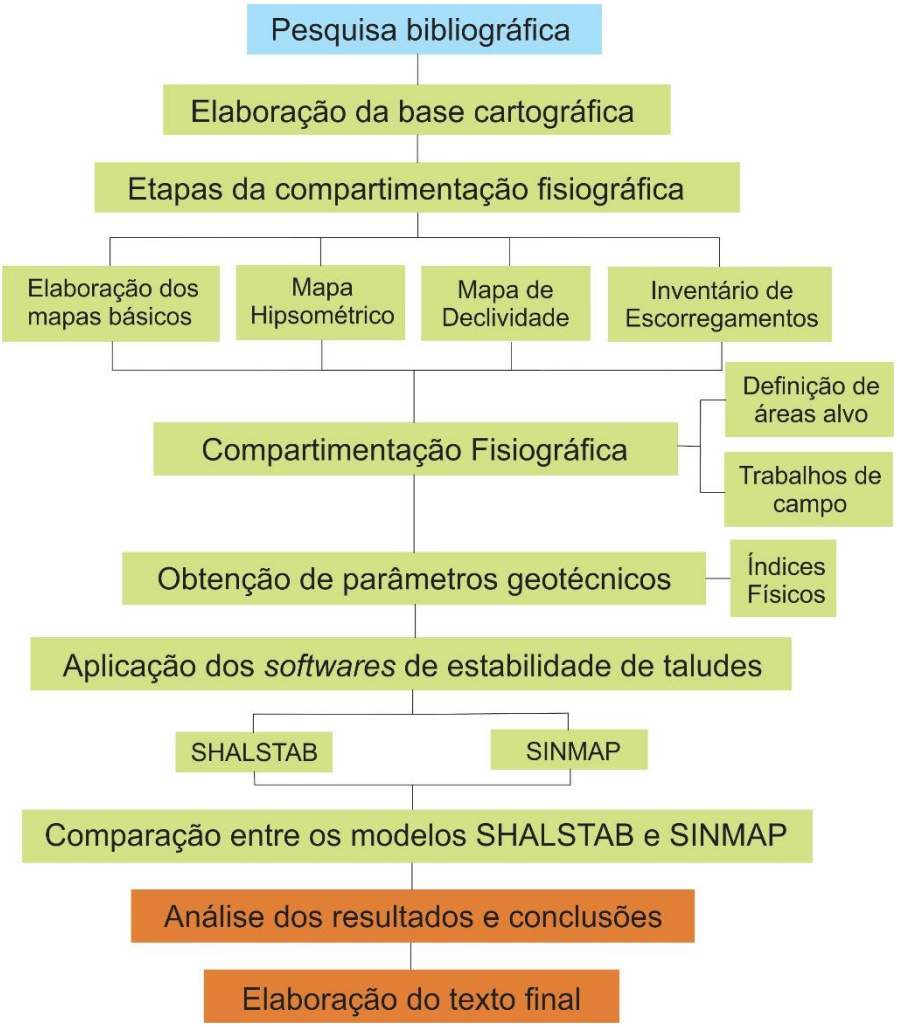
Substituindo a Equação 11 na Equação 3, obtém-se a formulação final utilizada pelo modelo SINMAP.

$$FS = \frac{\mathrm{C}+\cos\theta\cdot[1-Min(\frac{\mathrm{R}}{\mathrm{T}}\cdot\frac{a}{\sin\theta})\cdot\mathrm{r}]\cdot\tan\emptyset}{\sin\theta} \quad (12)$$

5. METODOLOGIA

Neste capítulo são descritas as etapas de trabalho da pesquisa, e os materiais e procedimentos utilizados para cada uma, além do cronograma de atividades realizado. A Figura 13 apresenta a ordem das etapas seguidas nesta dissertação.

Figura 13 – Fluxograma das etapas de trabalho.



5.1. Pesquisa bibliográfica

Nesta etapa inicial, teve-se como finalidade o levantamento de bibliografia relacionada à temática abordada na dissertação.

O levantamento bibliográfico, que ocorreu ao longo de todo o período desta pesquisa, teve como palavras-chave mais importantes: escorregamentos, movimentos de massa, Serra do Mar, compartimentação fisiográfica, SHALSTAB e SINMAP. Além disso, buscou-se também um levantamento de trabalhos realizados em São Sebastião e em localidades próximas na Serra do Mar.

Para isso, foram feitas buscas de teses, dissertações e trabalhos acadêmicos em bancos de dados bibliográficos de universidades e também em sites especializados, para obtenção de artigos em periódicos e relatórios técnicos nacionais e internacionais voltados ao tema.

5.2. Elaboração da base cartográfica

O Sistema de Coordenadas utilizado para a base cartográfica, e também para os demais mapas, foi o UTM (Universal Transversa de Mercator) e o Datum escolhido foi o SIRGAS 2000, zona 23S.

Para a elaboração da base topográfica foram utilizadas as folhas do IBGE: Maresias (SF-23-Y-D-V-4), Caraguatatuba (SF-23-Y-D-VI-1), São Sebastião (SF-23-Y-D-VI-3), Pico do Papagaio (SF-23-Y-D-V-2) e Salesópolis (SF-23-Y-D-V-1), em escala 1:50000. As folhas, originalmente em formato PDF, foram transformadas em TIFF, para que pudessem ser importadas para o *software* ArcGIS 10.1, onde foram georreferenciadas se utilizando de 4 pontos de controle para cada uma. Desta maneira as curvas de nível de 20 em 20 metros, as drenagens e as rodovias principais puderam ser vetorizadas no *software*.

5.3. Etapas da Compartimentação Fisiográfica

As etapas a seguir fazem parte da compartimentação fisiográfica, desde a elaboração de mapas que auxiliaram nos trabalhos, a compartimentação propriamente dita com a definição de áreas alvo e os trabalhos de campo e obtenção de amostras para a realização dos ensaios geotécnicos.

5.3.1. Elaboração dos Mapas Básicos

Para o Mapa Geológico (Apêndice 1), vetorizado na escala 1:50000 mas representado em 1:100000, foram compilados dados do Mapa Geológico do Projeto Carta de Risco a Movimentos de Massa e Inundação no Município de São Sebastião, feito pelo Instituto Geológico – IG (1996). O mapa inicial, em formato PDF, foi transformado em TIFF e vetorizado no *software* ArcGIS 10.1. Além dos litotipos, foram também vetorizadas as estruturas geológicas e intrusões presentes na área de estudo.

Como produto auxiliar, inicialmente foi gerado o MDT, que representa a topografia do terreno de maneira matemática, em um conjunto de coordenadas X, Y e Z sobre um plano cartográfico. Esse modelo foi gerado tendo como base as curvas de nível da área, a partir das quais se utiliza do interpolador TIN (*Triangular Irregular Network*), uma representação da topografia na forma de triângulos, para a elaboração do MDT.

O Mapa Hipsométrico foi obtido a partir do MDT, com intervalos de altitudes de 100 metros, devido à alta amplitude da região, divididos em 9 classes.

Utilizando-se da ferramenta *Slope*, foi feito o Mapa de Declividade a partir do MDT, onde, baseando-se em trabalhos relacionados ao tema dos escorregamentos, como o de Ferreira et al. (2008), optou-se por dividir a área nas seguintes classes: 0 - 20°, 20 - 30°, 30 - 45° e > 45°.

Por fim, o Mapa de Inventário de Escorregamentos foi gerado a partir de ortofotos, com resolução de 1 m, cedidas pela EMPLASA (Empresa Paulista de Planejamento Metropolitano S/A). Esse mapa teve como intuito localizar as feições no terreno (cicatrizes) que indicam as ocorrências de escorregamentos no passado, podendo assim relacioná-las com as unidades de relevo e suas declividades associadas. As cicatrizes foram localizadas e diferenciadas de outras feições do terreno pela sua forma, textura e pela coloração, geralmente, tons de verde mais claros, devido à vegetação mais recente e de menor porte, em sua maioria pela samambaia da espécie Gleychemia (LISTO, 2015).

5.3.2. Compartimentação Fisiográfica

A metodologia empregada se baseou nas técnicas de fotointerpretação propostas por Soares e Fiori (1976) e adaptadas por Zaine (2011). A metodologia embarca três fases: a fotoleitura, fotoanálise e fotointerpretação.

Na etapa de fotoleitura, foi realizado um reconhecimento e extração dos elementos de drenagem e de relevo, abordados nos quadros de análise elaborados por Zaine (2011).

Na fotoanálise, foi realizada uma delimitação preliminar das zonas homólogas, baseando-se nas semelhanças entre a disposição dos elementos de drenagem e relevo. Além disso, para o auxílio da delimitação dessas zonas, foram utilizados os mapas hipsométricos, de inventário de escorregamentos, declividade, geológico e geomorfológico. As unidades foram depois vetorizadas no *software* ArcGIS 10.1.

Através de métodos indutivos, dedutivos e comparativos, foi feita a fotointerpretação de cada unidade fisiográfica, levando em consideração as principais características de relevo e drenagem que possuem relação direta com os processos de escorregamentos. A divisão da área em unidades, portanto, atentou-se a feições e características como: altitudes entre os 150 e 700 m, declividades maiores ou próximas dos 30°, densidade dos elementos de drenagem e formas no relevo que concentram água nas drenagens. Assim sendo, foi possível definir algumas unidades com maior número dessas feições e, portanto, mais susceptíveis a ocorrência dos escorregamentos.

Outros fatores, como a inclinação das encostas e a amplitude, foram trabalhados de forma distinta das apresentadas nos quadros de Zaine (2011). Isso se deu ao fato de que, apesar de úteis em estudos focados em processos de erosão, por exemplo, os valores apresentados pelo autor eram muito baixos para o contexto da Serra do Mar e no estudo dos escorregamentos, e por esse motivo, optou-se por utilizar os valores de declividade e hipsometria maiores, (já apresentados anteriormente) baseados em outros trabalhos com temática relacionada aos escorregamentos.

Depois de definidas, as zonas homólogas foram traçadas de maneira preliminar em papel overlay, sobre as fotos aéreas, e posteriormente vetorizadas no software ArcGIS 10.1, para a elaboração da Carta de Compartimentação Fisiográfica.

5.3.3. Trabalhos de campo

Os trabalhos de campo foram realizados em diversas etapas, nos dias 23, 24 e 25 de fevereiro de 2016; 13 e 14 de junho de 2016; 2 e 3 de novembro de 2016; e 11 de fevereiro de 2017.

O intuito dessas atividades foi realizar uma verificação e validação, *in situ*, das unidades e de seus limites, análise da paisagem, comportamento geotécnico (com coleta de amostras deformadas e indeformadas de solo e de rocha para posterior análise em laboratório), e focando na possibilidade de ocorrência de movimentos de massa, aliada à observação e mapeamento de cicatrizes desses eventos. Além disso, foram feitas descrições de campo de perfis de alteração e de rocha sã em fichas de campo padronizadas.

Foram realizados 58 pontos ao longo dos trabalhos de campo, com foco em algumas regiões, por apresentarem maior presença de cicatrizes e por serem mais próximas de áreas urbanas. Outras localidades tiveram poucos pontos devido ao difícil acesso ou a falta de afloramentos e processos geológicos.

Para a retirada das amostras indeformadas foi utilizado um trado com amostrador, onde foi acoplado um anel de aço inoxidável com aproximadamente 5,1 centímetros de altura por 5 centímetros de diâmetro. O trado foi então cravado no solo com a ajuda de um martelo e de movimentos circulares, até que fique com o amostrador coberto. Isso foi feito para que o anel em seu interior fique totalmente preenchido com solo.

Os anéis retirados foram então colocados em sacos plásticos e cobertos com solo, para que não perdessem a umidade. Em afloramentos sem ou com pouco solo, foram retirados blocos de rocha alterada em seu lugar, o prosseguimento dos ensaios para obtenção de índices físicos, a partir da balança hidrostática.

5.3.4. Definição de Áreas Alvo

Na definição das áreas alvo para a aplicação dos modelos SHALSTAB e SINMAP, foi utilizada a metodologia da compartimentação fisiográfica proposta por Zaine (2011), com algumas alterações, focando mais nas feições de terreno importantes para o desenvolvimento dos escorregamentos.

Como a aplicação dos modelos é feita em bacias hidrográficas, após a definição de algumas unidades fisiográficas mais susceptíveis a processos de escorregamentos, em seguida foram definidas bacias alvo dentro dessas unidades. Para isso, critérios como tamanho e a proximidade com áreas urbanas foram levados em conta, porém, o principal fator de escolha para a definição das bacias foi o número de cicatrizes de escorregamentos mapeadas, visto que um bom número delas é imprescindível na aplicação dos modelos e na etapa de comparação entre os cenários do SHALSTAB e do SINMAP.

5.4. Obtenção de Parâmetros Geotécnicos

Em seguida são descritas as metodologias empregadas na realização dos ensaios geotécnicos para obtenção dos índices físicos, utilizados na modelagem do SHALSTAB e SINMAP.

5.4.1. Índices Físicos

Os ensaios para obtenção dos índices físicos dos solos coletados seguiram as normas NBR 6509 da ABNT (Associação Brasileira de Normas Técnicas). A norma sugere uma sequência de pesagens e secagem do solo em cápsulas, com intuito de se obter, ao final, alguns índices físicos relativos ao solo, tais como a massa específica seca, índice de vazios, porosidade e grau de saturação.

Para a obtenção da massa específica dos sólidos, inicialmente foram retiradas 40 gramas de cada amostra, que foi “destorroada”, soltando assim os grãos que estão aglomerados. Colocou-se em seguida este material em um balão volumétrico preenchido com água destilada até 1/3 de seu volume total, que foi então conectado a uma bomba de vácuo por 10 minutos, retirando assim o ar presente na água e entre os grãos (Figura 14). O balão foi retirado e preenchido novamente com água destilada, dessa vez com até 2/3 de seu volume total, e o procedimento com a bomba foi repetido. Depois de dez minutos o balão foi retirado e preenchido com água destilada até seu volume máximo e fechado, tomando-se cuidado para que ar não fique preso em seu interior na forma de bolhas, e nem que fique água no exterior da vidraria.

Figura 14 – Balão Volumétrico conectado à bomba para retirada de ar.



Para a obtenção da massa específica dos sólidos presentes na amostra, o balão volumétrico com água+solo foi pesado e sua temperatura medida. Esses valores foram lançados nas fórmulas abaixo, relacionando-os à massa específica da água na temperatura medida e a massa do solo seco.

$$\rho s = Mss/M_1\text{-}M_2\text{+}Mss \cdot \rho w$$

Onde:

ρs = Massa específica dos sólidos
Mss = Massa do solo seco
M_1 = Massa do balão volumétrico + água destilada na temperatura desejada
M_2 = Massa do balão volumétrico + sólidos + água destilada na temperatura desejada
ρw = Massa específica da água destilada na temperatura desejada

M_1 foi obtido a partir da seguinte fórmula:

$$M_1(t) = [(\rho w(t)/\rho w(to)) \cdot (M_1(to)\text{-}M(p))] + M(p)$$

Onde:

M_1(t) = Massa do balão volumétrico + água destilada na temperatura desejada
ρw(t) = Massa específica da água destilada na temperatura desejada
ρw(to) = Massa específica da água destilada na temperatura de calibração (20° C)
M_1(to) = Massa do balão volumétrico + água destilada na temperatura de calibração (20° C)
M(p) = Massa do balão volumétrico seco + tampa

5.4.2. Balança Hidrostática

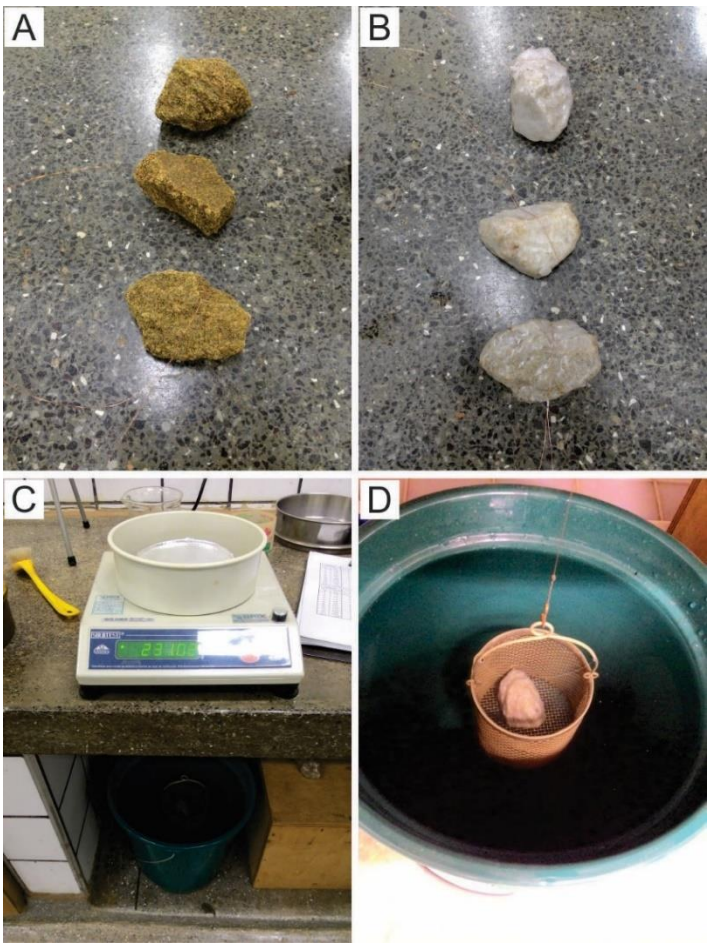
O ensaio de Balança Hidrostática foi utilizado como alternativa em algumas amostras de rocha alterada obtida nos pontos de campo onde não foi possível coletar amostras de solo. Deste modo os métodos normais para obtenção de índices físicos não puderam ser aplicados.

Neste ensaio os blocos de rocha tiveram seu tamanho reduzido, afim de ficarem com diâmetro de aproximadamente 5 centímetros. Foram utilizados 3 blocos para cada amostra de

rocha. Cada bloco foi pesado e depois imerso em parafina derretida algumas vezes, para garantir uma impermeabilização completa. Os blocos foram pesados novamente, para se obter o peso da camada de parafina.

Em seguida os blocos, amarrados a um fio de cobre e ligados à balança de precisão, foram submersos em água. O valor apontado na balança foi menor, devido ao empuxo do líquido sobre o bloco de rocha nele imerso. Essa diferença no peso é igual ao volume de água que o corpo desloca, sendo assim, foi possível obter o volume total da amostra, atentando-se para descontar o peso da camada de parafina. O processo do ensaio é mostrado na Figura 15.

Figura 15 – Em A, os blocos de rocha alterada. Em B, os blocos impermeabilizados com a camada de parafina. Em C, o bloco imerso sendo pesado e em D, um detalhe do processo.



5.5. Aplicação dos Modelos SHALSTAB e SINMAP

Este capítulo apresenta as etapas relacionadas à aplicação dos modelos SHALSTAB e SINMAP.

5.5.1. Aplicação do modelo SHALSTAB

Na aplicação do modelo SHALSTAB, são utilizados parâmetros topográficos, geotécnicos e hidrológicos.

Quanto aos parâmetros topográficos, o modelo se utiliza do MDT, associando-o às equações matemáticas apresentadas anteriormente, que combinam o modelo de estabilidade de encostas infinitas com o modelo hidrológico de estado uniforme. Os parâmetros geotécnicos do solo utilizados pelo SHALSTAB podem ser obtidos através de ensaios em campo, laboratório, ou estimados por estudos antecedentes no local, sendo a coesão, ângulo de atrito interno e densidade do solo, os parâmetros utilizados pelo modelo. Por fim, os fatores hidrológicos utilizados no modelo, como a precipitação e transmissibilidade do solo, são variáveis no tempo e em sua intensidade, influenciando diretamente na ocorrência dos movimentos de massa (GUIMARÃES et al., 2003).

5.5.1.1. Parâmetros Topográficos

Os parâmetros topográficos básicos utilizados pelo SHALSTAB, o MDT e o Mapa de Declividade, já obtidos em etapa anterior, foram utilizados na elaboração do mapa de áreas de contribuição. Esse mapa leva em conta a inclinação das células do MDT, apresentando, deste modo, uma relação entre as formas do terreno e a forma da encosta.

O mapa de área de contribuição, foi feito pela extensão SHALSTAB no ArcView, através da ferramenta *Contributing Area*, no menu *SHALtopo*. Aliado ao fato de analisar o efeito da topografia no fluxo de água presente na bacia, esse mapa serve para criar uma superfície de acúmulo de fluxo a partir de direções de fluxo.

5.5.1.2. Parâmetros Geotécnicos

Junto aos parâmetros topográficos necessários para a modelagem no SHALSTAB, são necessários parâmetros geotécnicos de entrada, que indicam as características geotécnicas do material na área de estudo. São eles, a espessura do perfil de solo, coesão, ângulo de atrito e a densidade do solo.

A densidade do solo foi obtida pelos ensaios geotécnicos em laboratório, nas amostras retiradas dos pontos visitados durante os trabalhos de campo, onde também foram obtidos dados a respeito das espessuras dos mantos de alteração da área de estudo, a fim de se criar um valor médio. Os outros parâmetros foram obtidos na bibliografia, em trabalhos de autores que realizaram ensaios em regiões próximas da área de estudo. Dentre estes, destaca-se o de Ferreira (2013), que realizou ensaios de granulometria e resistência ao cisalhamento direto em amostras

de solo retiradas de cicatrizes de escorregamentos na bacia do rio Guaxinduba, no município de Caraguatatuba (Tabela 1). A utilização de dados da autora, nesse caso, se torna conveniente devido à proximidade entre a bacia do rio Guaxinduba e a região onde pretende-se aplicar o modelo SHALSTAB, sendo que ambas as áreas apresentam o mesmo litotipo (biotita gnaisse com granada e porções migmatíticas, e leucogranito com granada), permitindo assim a correlação entre os solos dessas duas regiões, que é semelhante.

Tabela 1 – Dados geotécnicos da bacia do rio Guaxinduba.

Amostra	Textura	C' (kPa)	ϕ (°)	Granulometria g.Kg^{-1}			ρ	e	Limites de Atterberg				Porosidade			S (%)
				Areia	Silte	Argila	(g/cm^3)	(g/cm^3)	W_L %	W_p %	I_p %	Ia %	Macro %	Micro%	Total%	
CBP2 0,40m **BLOCO 1**	Franca	0,000	29,1°	292,00	497,20	210,80	1,24	2,77	NP	NP	NP	NP	25,51	45,42	70,93	46,30
CBP2 1,75m **BLOCO 2**	Franco arenosa	1,199	31,9°	379,05	413,77	207,18	1,05	2,70	NP	NP	NP	NP	18,80	44,24	63,04	52,40
CCP2 0,60m **BLOCO 3**	Franco argiloso	2,160	25,8°	116,21	559,68	324,11	1,41	2,48	25,0	26,0	1,00	0,04	25,18	45,25	65,43	40,20
CCP2 2,00m **BLOCO4**	Franco arenosa	11,057	36,8°	606,08	292,03	101,89	1,06	2,51	NP	NP	NP	NP	19,31	45,36	64,67	41,20
CTPP2 0,45m **BLOCO 5**	Franco siltosa	0,000	36,7°	132,83	698,94	168,23	1,11	2,42	NP	NP	NP	NP	16,42	48,7	65,12	41,90
CTPP2 2,00m **BLOCO 6**	Franco argiloso	0,000	33,5°	31,01	675,96	293,02	1,21	2,64	NP	NP	NP	NP	20,22	43,84	64,06	56,30

Fonte: Ferreira (2013).

Vieira e Ramos (2015), na aplicação do modelo SHALSTAB também na bacia do Rio Guaxinduba, utilizam valores para o ângulo de atrito interno de 28°, coesão de 5500 kg/m² e densidade de 1450 kg/m³, obtidos por sua vez no trabalho de De Ploey e Cruz (1979).

Desse modo foram feitos três cenários se utilizando dos conjuntos de dados de coesão e ângulo de atrito interno diferentes, fornecidos pelos autores (um cenário com os dados de Vieira e Ramos e dois cenários com os dados de Ferreira). Além disso, como foram realizados vários pontos de campo, com retirada de solos distintos em diferentes unidades geológicas e em diferentes bacias hidrográficas, optou-se por utilizar valores de densidade do solo médios para cada bacia hidrográfica selecionada como área alvo, buscando assim, uma melhor representação das características geotécnicas da região

Consequentemente, alternando os três conjuntos de dados adotados (ângulo de atrito e coesão) com os quatro valores de densidade do solo obtidos pelos ensaios e as médias de espessura do manto de alteração, totalizaram-se 12 cenários diferentes para a aplicação do modelo SHALSTAB, mostrados na Tabela 2.

Tabela 2 – Os 12 cenários utilizados nas simulações com o modelo SHALSTAB. Os valores de densidade do solo foram calculados através de ensaios geotécnicos e a espessura média dos perfis de alteração foi obtida por observação em campo. A coesão e o ângulo de atrito foram obtidos através da bibliografia.

Cenário	**Área**	**Densidade do solo (kg/m³)**	**Coesão (N/m²)**	**Ângulo de atrito (°)**	**Espessura média dos perfis de solo (m)**
1A	Bacia do Ribeirão Grande	1940	5500 (VR)	28	1,5
2A		1940	1199 (F)	31,9	1,5
3A		1940	2160 (F)	25,8	1,5
1B	Bacia da Praia do Porto Grande	1700	5500 (VR)	28	1,5
2B		1700	1199 (F)	31,9	1,5
3B		1700	2160(F)	25,8	1,5
1C	Bacia do Córrego do São Francisco	1740	5500 (VR)	28	1,5
2C		1740	1199 (F)	31,9	1,5
3C		1740	2160 (F)	25,8	1,5
1D	Bacia das praias do Toque-Toque Pequeno e das Calhetas	1650	5500 (VR)	28	1,5
2D		1650	1199 (F)	31,9	1,5
3D		1650	2160 (F)	25,8	1,5

VR – Dados de Vieira e Ramos (2015)
F – Dados de Ferreira (2013)

5.5.1.3. Simulação dos Cenários de Susceptibilidade no SHALSTAB

Com os cenários definidos, a simulação através do modelo SHALSTAB foi iniciada com a importação dos dados topográficos, representados pelo MDT, e dos dados de escorregamentos, na forma do inventário de cicatrizes.

Através da ferramenta SHALtopo, no ArcView, os sumidouros no MDT foram retirados, sendo possível gerar o mapa de áreas de contribuição e o cálculo das declividades médias para cada célula. Em seguida, no menu "*q/T from elevation grid*" na ferramenta SHALSTABco, foram inseridos os parâmetros geotécnicos para cada cenário (Figura 16), possibilitando assim o cálculo dos valores de q/T, que definirão as 7 classes de estabilidade em que o modelo trabalha, através de um esquema de cores, gerando assim o mapa de estabilidade, que foi em seguida exportado para o ArcMap, a fim de se obter uma melhor visualização de seus dados (Figura 17). Em seguida, o inventário de cicatrizes foi adicionado, para que a análise e comparação dos cenários fosse possível. Essa análise é feita na forma de estatísticas que o modelo gera para cada simulação, sendo essas, dadas como as porcentagens de cada classe na região e o número e porcentagem das cicatrizes de escorregamento em cada uma dessas classes, tendo esses sido transformados em histogramas no Excel.

Figura 16 – Parâmetros de entrada para o modelo SHALSTAB

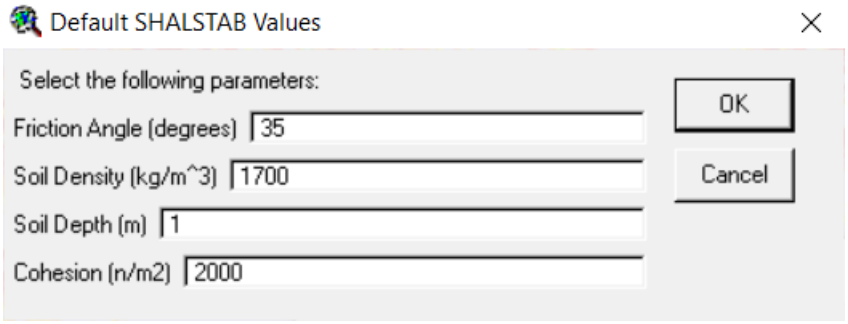
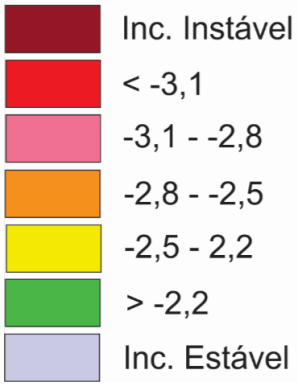


Figura 17 – Esquema de cores utilizado pelo modelo SHALSTAB na representação das 7 classes de estabilidade.



5.5.2. Aplicação do modelo SINMAP

De acordo com Santos et al. (2006), o SINMAP trabalha de modo que inicialmente é calculado o índice de estabilidade (SI) para o terreno, sendo que este posteriormente será utilizado para classificar a estabilidade em cada ponto da área de estudo.

De modo análogo ao SHALSTAB, o SINMAP, se utiliza do MDT da área de estudo como parâmetro topográfico e de alguns índices físicos do solo em comum. No entanto, o modelo requer alguns parâmetros diferentes, tais como dados de permeabilidade da área de estudo e dados pluviométricos.

5.5.2.1. Parâmetros Geotécnicos

Alguns parâmetros geotécnicos utilizados como dados de entrada no SINMAP foram também obtidos através dos trabalhos de Vieira e Ramos (2015) e Ferreira (2013).

Como o SINMAP trabalha com intervalos nos parâmetros de calibração, o ângulo de atrito definido para modelo foi baseado no menor e no maior valor encontrado na bibliografia, permitindo assim, que fosse utilizado um grande intervalo em relação a este parâmetro.

Outro parâmetro de entrada do modelo é o valor de T/R, que é a relação entre a transmissividade do solo e a sua taxa de recarga. Para a definição deste parâmetro foi utilizada a fórmula:

$$\frac{\frac{3{,}8\ \mathrm{m}}{\mathrm{dia}} \times 2\ \mathrm{m}}{\frac{0{,}088\ \mathrm{m}}{\mathrm{dia}}}$$

, onde o valor de condutividade hidráulica de 3,8 m/d foi obtido pelo trabalho de Michel et al. (2012) e a recarga utilizada (88 mm/d) foi obtida através das medições realizadas no final de janeiro e início de fevereiro de 2015, quando devido a chuvas extremas por um período de três dias (chegando a 265 milímetros no total), diversos pontos em São Sebastião sofreram com escorregamentos. O valor de T/R obtido foi de 86,4 m, porém, como discutido por Pack et al. (1998) e Michel et al. (2012), a partir desse valor deve-se criar um intervalo de valores, sendo que neste trabalho optou-se por utilizar como variação para mais e para menos de 20%.

Por fim, a coesão (adimensional, no caso do SINMAP), é obtida através da fórmula $C = \frac{\mathrm{Cs}}{\rho s \, x \, g \, x \, h}$, onde Cs é a coesão do solo, em N/m²; ρs é a densidade do solo úmido, e g é a aceleração da gravidade. Com as variações entre os valores de coesão do solo e densidade do solo úmido, se obteve o intervalo da coesão adimensional entre 0,17 e 0,31. A Tabela 3 resume os parâmetros utilizados no SINMAP.

Tabela 3 – Parâmetros de calibração utilizados no modelo SINMAP.

Cenário	Densidade do solo (kg/m³)	Ângulo de atrito (°)	Coesão (adimensional)	T/R (m)
4A	1940	25,8 – 36,8	0,17 – 0,31	86,4 (+/- 20%)
4B	1700	25,8 – 36,8	0,17 – 0,31	86,4 (+/- 20%)
4C	1740	25,8 – 36,8	0,17 – 0,31	86,4 (+/- 20%)
4D	1650	25,8 – 36,8	0,17 – 0,31	86,4 (+/- 20%)

5.5.2.2. Simulação dos Cenários de Susceptibilidade no SINMAP

De modo análogo ao SHALSTAB, as simulações com o SINMAP foram realizadas através do *software* ArcView, através de uma extensão baixada gratuitamente no site do próprio modelo.

O primeiro passo na modelagem com o SINMAP é a definição dos valores das constantes, como a gravidade e densidade da água e do solo (Figura 18), e em seguida são definidos os parâmetros de calibração, como a coesão, ângulo de atrito e o valor de T/R (Figura 19).

Figura 18 – Valores de entrada das constantes utilizadas pelo modelo SINMAP.

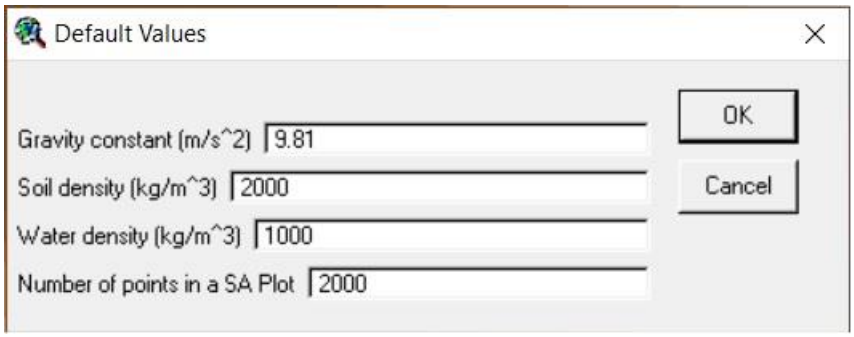
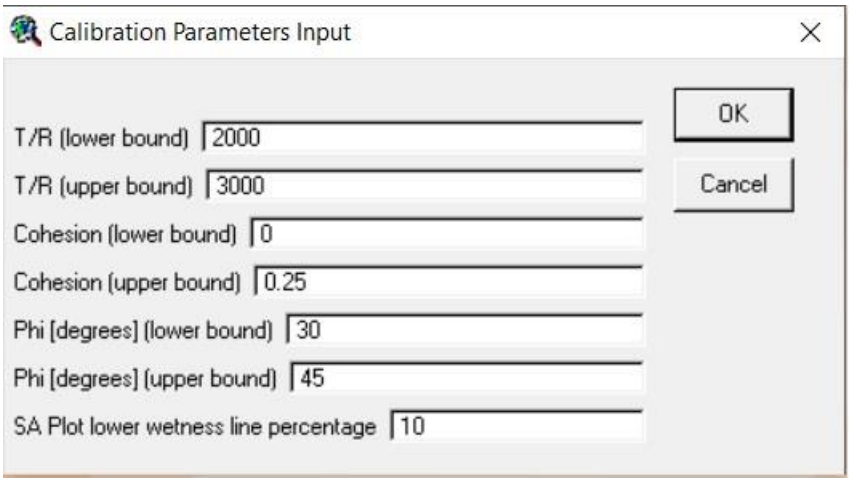


Figura 19 – Parâmetros geotécnicos de calibração utilizadas pelo modelo SINMAP.



O MDT foi importado para o modelo e então, com a opção "*Make single calibration theme*" foi criado um tema onde os parâmetros de calibração foram aplicados para toda a área, existindo também a opção de aplicar diferentes parâmetros para diferentes áreas do MDT. O inventário das cicatrizes de escorregamento, na forma de pontos, foi importado em seguida, para futura análise pelo modelo. Posteriormente, na opção "*Compute all steps*" do menu "*Grid processing*", o SINMAP gerou diversos mapas, no formato grid, necessários para a divisão da área nos índices de estabilidade utilizados pelo modelo. Esses mapas são, o de declividade, área de contribuição, direção de fluxo e de preenchimento de sumidouros. Por fim, a opção "*Compute all steps*" no menu "*Stability analisys*" gerou o mapa de estabilidade, dividido em classes. A partir dele, o modelo forneceu, através da opção "*Statistics*", dados relativos à área de cada classe de estabilidade, além de seu valor percentual em relação a toda área de estudo, e o número e porcentagem de cicatrizes por classe. Para melhor representação, esses dados foram transferidos para uma tabela Excel onde foram transformados em histogramas. O mapa com as classes de estabilidade, por sua vez, foi importado para o ArcMap, onde foi trabalhado para se criar uma melhor visualização dos resultados.

5.6. Comparação entre os Modelos SHALSTAB e SINMAP pela razão IA/IE

A metodologia empregada para a comparação e análise de eficácia dos modelos utilizados foi o cálculo da relação entre o Índice de Acerto (IA) e o Índice de Erro (IE), proposta por Sorbino et al. (2010) e utilizada por Michel et al. (2012). Nela os autores definem o IA como sendo a porcentagem de área definida como instável pelo modelo que coincide com a área de ocorrência de escorregamentos, representado pelo inventário de cicatrizes, e dada pela fórmula:

$$IA = \frac{A_{dentro}}{A_{instável}} \cdot 100$$

Onde:

A*dentro* = Área classificada como instável pelo modelo e que coincide com o inventário de cicatrizes
A*instável* = Área total das cicatrizes

O valor de A*dentro* foi calculado no *software* ArcGIS 10.1, somando-se as áreas dos polígonos classificados como instáveis pela metodologia de comparação (diferente da classificação dos modelos em si) dentro das cicatrizes. O cálculo de A*instável*, por sua vez, foi mais simples, sendo que apenas foram somadas as áreas das cicatrizes mapeadas dentro de cada bacia analisada.

O IE é definido como a razão porcentual entre as áreas computadas como instáveis pelo modelo que não coincidem com o inventário de cicatrizes e áreas da bacia que não foram afetadas por escorregamentos, e é dado pela fórmula:

$$IE = \frac{A_{fora}}{A_{estável}} \cdot 100$$

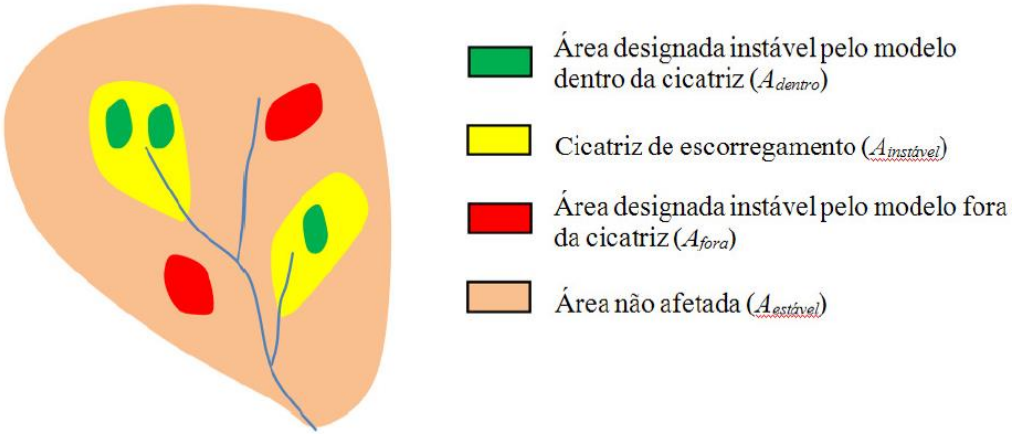
Onde:

A*fora* = Área classificada como instável que não coincide com o inventário de escorregamentos
A*estável* = Área não afetada por escorregamentos.

Para calcular o valor de A*fora* para cada cenário, apenas foi necessário subtrair do valor total das áreas instáveis nas bacias, o valor as áreas instáveis dentro das cicatrizes. Por fim, o valor de Aestável é calculado somando as áreas de todas as classes estáveis definidas pelo modelo.

A Figura 20 ilustra as definições apresentadas anteriormente.

Figura 20 – Ilustração das áreas utilizadas no cálculo de IA e IE.



Fonte: Michel et al., 2012.

Deste modo, com os valores de IA e IE para cada cenário obtidos, foi calculada a razão entre o Índice de Acerto pelo Índice de Erro (IA/IE), sendo que de acordo com Sorbino et al. (2010) e Michel et al. (2012), quanto maior é o valor resultante dessa razão, melhor é o desempenho do modelo em representar a realidade.

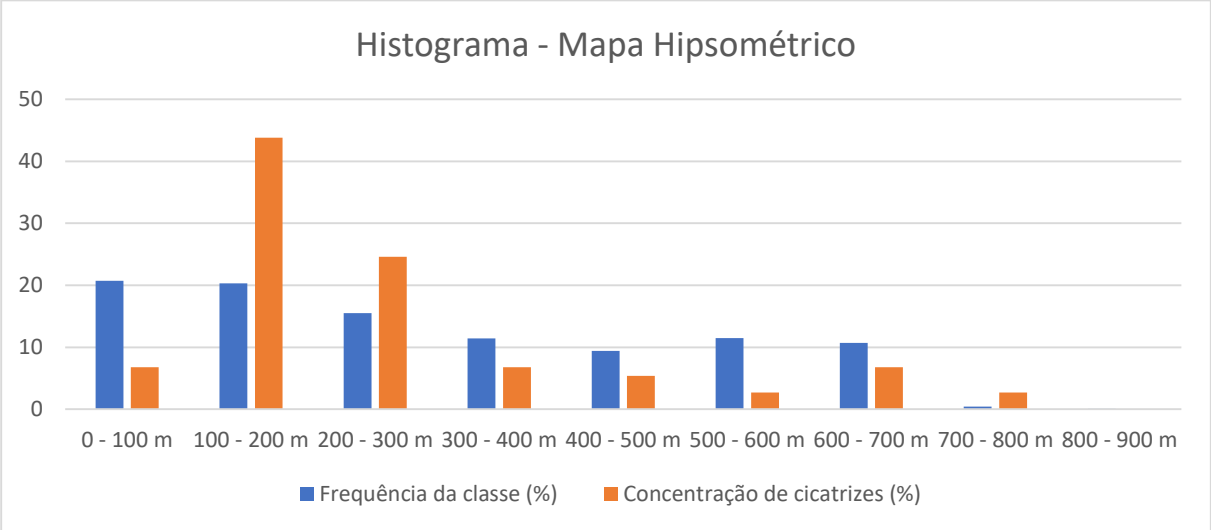
6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

O capítulo a seguir apresenta, detalha e discute os resultados obtidos neste trabalho referentes às unidades fisiográficas, ensaios geotécnicos, modelagem no SHALSTAB e SINMAP, e a comparação entre ambos os modelos pela razão IA/IE.

6.1. Mapas auxiliares da compartimentação fisiográfica e modelagem

A representação das altitudes no Mapa Hipsométrico (Apêndice 2), em curvas de nível com intervalos de 100 metros entre as classes, permitiu uma clara visualização das diferenças de altitude na área. Classes de menor altitude apresentam cores mais frias, como tons de verde a azul, enquanto que as classes mais elevadas se mostram com tons de vermelho e cinza. A classe de elevação de até 100 metros está entre as mais presentes na região devido ao fato das áreas de planície serem abundantes, porém observa-se que, devido ao relevo condicionado pela Serra do Mar, quase todas as classes, com exceção das mais elevadas (700-800 e 800-900 metros), aparecem de maneira regular por toda a área. De acordo com o histograma que relaciona as cicatrizes de escorregamento com as classes de altitude (Figura 21), essas feições se concentraram em altitudes relativamente baixas, principalmente nas classes de 100 - 200 metros (43,8% do total) e 200 - 300 metros (24,6%).

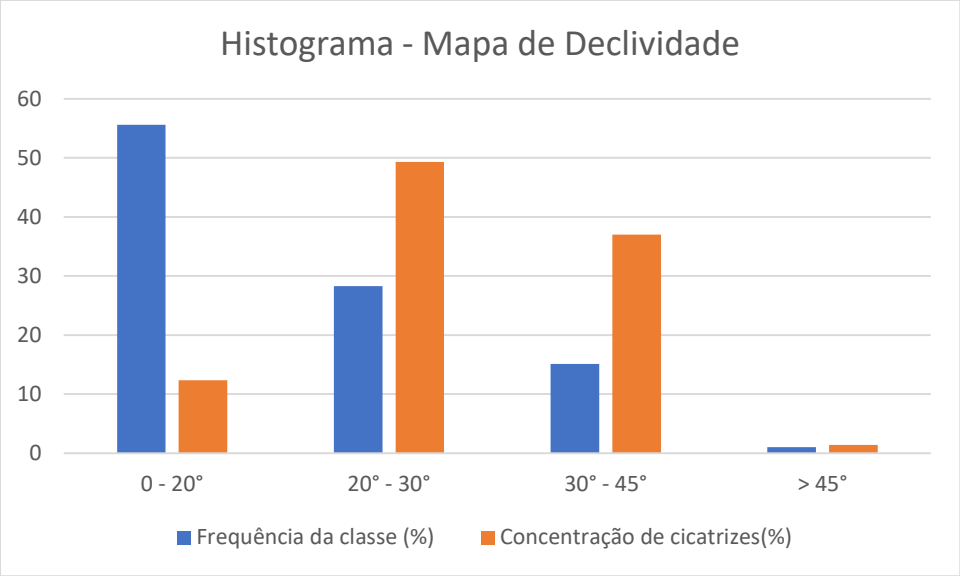
Figura 21 – Histograma do Mapa Hipsométrico, relacionando as classes de elevação com as cicatrizes de escorregamentos.



No Mapa de Declividade (Apêndice 3) nota-se que, devido ás áreas de planície e do Planalto Atlântico (porções mais ao norte no mapa), a classe de declividade mais baixa, de até 20°, é a mais presente no mapa, porém as classes intermediárias, de 20° a até 45°, também possuem destaque, sendo as mais comuns nas regiões da Serra do Mar propriamente dita. As

regiões em vermelho, com declividades maiores que 45° geralmente estão associadas a áreas com pouco solo ou mesmo nenhum, formando paredões, onde a rocha aflora. As cicatrizes de escorregamentos estão concentradas nestas classes intermediárias, sendo que a classe com declividade entre 20 e 30° possui o maior número de cicatrizes, com 49,3% do total. A classe de declividade entre 30 e 45°, apesar de possuir um valor menor de cicatrizes mapeadas (37% do total), é visivelmente menor em área em relação à classe entre 20 e 30°, o que faz com que a concentração das cicatrizes por área nesta classe seja maior. Esse fato já era esperado, visto que esse valor de declividade é onde, de acordo com alguns autores como Souza (2014), a maioria dos escorregamentos ocorre (Figura 22).

Figura 22 – Histograma do Mapa de Declividade, relacionando as classes de declividade com as cicatrizes de escorregamentos.



6.2. Descrição das Unidades Fisiográficas

Ao todo foram definidas 10 unidades fisiográficas na área de estudo (mais as subunidades da Unidade I), sendo elas apresentadas na Carta de Compartimentação Fisiográfica (Apêndice 4). A descrição e os resultados dos ensaios geotécnicos realizados nas áreas alvo são apresentados a seguir.

Unidade Ia - Planície de deposição flúvio-marinha

As áreas de Planícies Costeiras fazem parte da Província Costeira, e foram divididas de acordo com o tipo e a origem dos sedimentos. A Unidade Ia, na maior parta da área de estudo fica em contato direto com as áreas de serra da Província Costeira. Devido à baixa declividade (praticamente plano) e a característica geológica do material que a compõem, a susceptibilidade

a escorregamentos da unidade é definida como baixa (na verdade a susceptibilidade a escorregamentos nesta unidade e nas outras subdivisões da Unidade I é nula, mas apenas por efeitos de classificação, optou-se por classificá-las como baixa). No entanto, solo, rocha, matéria orgânica e a água transportado por tais eventos podem chegar nestas áreas através das drenagens, o que pode ocasionar inundações e enchentes, causando danos à população que vive em sua maioria, nestas regiões.

Unidade Ib - Planície de deposição marinha

Essa unidade se mostra muito parecida à unidade Ia, de modo que ambas apresentam comportamento geotécnico semelhante. A diferença entre elas e que propiciou sua separação é a presença de antigos terraços e cordões litorâneos, além de que os sedimentos arenosos, são de origem estritamente marinha. Pelos mesmos motivos apresentados na subunidade Ia, essa unidade possui susceptibilidade baixa para escorregamentos.

Unidade Ic - Linha de costa

A Unidade Ic representa as áreas de praia, formadas por sedimentos marinhos atuais. É uma unidade muito restrita, apresentando principalmente processos geotécnicos relacionados à erosão e deposição de sedimentos. Na região de São Sebastião, as praias tendem a serem restritas, com no máximo algumas centenas de metros de extensão, limitadas por costões rochosos (Figura 23).

Unidade II - Rampas de colúvio e tálus

A Unidade II é constituída pelos depósitos de tálus e colúvios, não tendo sido diferenciados entre si neste trabalho. São áreas nos sopés de serras e escarpas, formadas pelo acúmulo dos sedimentos e blocos inconsolidados, que descem pelas encostas pela ação da gravidade, e que também podem ser depósitos de movimentos de massa que ocorreram nestas regiões, se mostrando como um indicador de áreas susceptíveis a estes processos. Apesar dessas áreas fazerem parte das Planícies Costeiras, já podem ser consideradas também parte da Serrania Costeira, uma subzona da Província Costeira.

Figura 23 – Fotografia de uma típica área de praia da Unidade Ic, estando limitada por costões rochosos, como visto ao fundo da imagem.

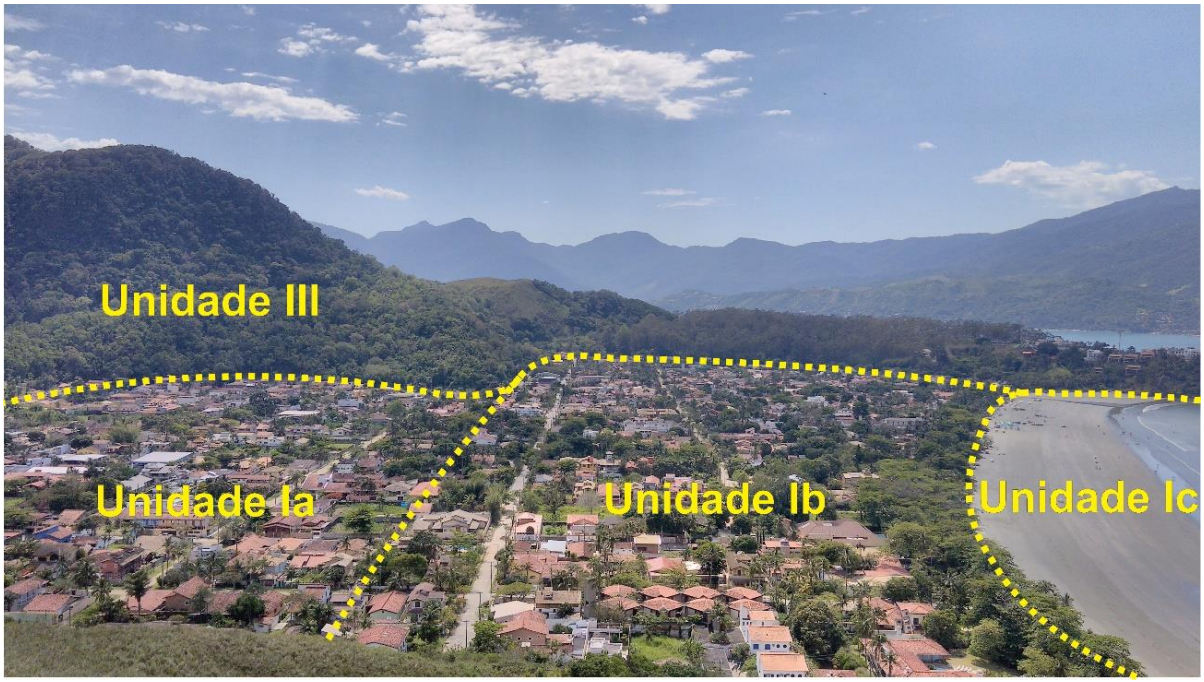


Por serem áreas já com maior declividade que a Unidade I e formada por depósitos de sedimentos pouco consolidados e espessos, se tornam mais favoráveis ao desenvolvimento dos escorregamentos, mas a susceptibilidade a estes processos ainda pode ser definida como média, pois a unidade mostra baixa altitude e densidade de elementos de drenagem. Um fato preocupante é de que na região de São Sebastião, existem diversas residências construídas nestas áreas de menor estabilidade.

Unidade III - Gnaisses, migmatitos e granitos em escarpas

A geologia da Unidade III é composta por biotita gnaisse com granada, passando para migmatitos em alguns pontos, e leucogranito com granada. Apesar de ocorrerem dois litotipos distintos nesta unidade, seu reflexo no terreno é o mesmo, não sendo possível sua divisão através da estereoscopia, desse modo, optou-se então em agrupá-los na mesma unidade. De acordo com a classificação geomorfológica, essa unidade também faz parte da Serrania Costeira, sendo formada por escarpas com espigões digitados ou festonadas em contato com a as unidades Ia, Ib e Ic, estando localizada na parte leste da área de estudo (Figura 24).

Figura 24 – Fotografia mostrando as unidades Ia, Ib, Ic e III.



Além de algumas feições de erosão e rastejo observadas em campo (Figura 25), mostrando intensos processos geológicos acontecendo na área, a Unidade III é de longe a unidade com o maior número de cicatrizes de escorregamento, tendo sido mapeadas 34 cicatrizes, quase metade do total mapeado na área de estudo (Figura 26). A maioria delas se encontram entre as cotas de 20 e 260 metros, em declividades superiores a 30°, que é onde, de acordo com alguns autores como Souza (2014), a maioria dos escorregamentos de fato ocorre. Além disso, as encostas côncavas e a média densidade de elementos de drenagem facilitam a ocorrência dos escorregamentos, fazendo com que a Unidade III seja classificada como de alta susceptibilidade.

Nesta unidade foram coletadas amostras deformadas e indeformadas de solo e blocos de rocha alterada para sua utilização em ensaios geotécnicos de índices físicos, apresentados na Tabela 4.

Figura 25 – Processo de erosão linear observado na Unidade III.



Figura 26 – Escorregamento planar recente em solo, encontrado na Unidade III (ponto de campo 25).



Tabela 4 – Índices físicos obtidos a partir das amostras da Unidade III.

Ponto	Massa específica natural (g/cm³)	Massa específica seca (g/cm³)	Massa específica dos sólidos (g/cm³)	Índice de vazios	Umidade (%)	Porosidade (%)	Grau de saturação (%)
25A	1,94	1,66	2,61	0,56	16,95	36,11	78,95
25C	1,66	1,50	2,78	0,84	10,35	45,88	39,94
41	1,63	1,44	2,62	0,87	16,06	45,94	44,13
42	1,69	1,33	2,83	1,11	34,75	52,81	87,86
43A	1,87	1,61	2,74	0,63	26,02	38,58	67,76
43B	1,65	1,32	2,62	0,97	20,10	49,36	54,02
44	1,61	1,29	2,74	1,11	25,47	52,72	62,58
45	1,55	1,41	2,79	0,97	11,51	49,32	32,99
46	1,65	1,52	2,79	0,84	9,09	45,54	30,46
48	1,77	1,60	2,63	0,67	17,22	39,28	68,83
49A	1,70	1,59	2,73	0,60	13,12	32,31	43,60
49B	1,49	1,31	2,62	1,00	16,76	49,94	44,15
55	1,65	1,47	2,55	0,61	12,02	38,15	49,80

A variação nos resultados dentro de uma mesma unidade é explicada pelos litotipos presentes, que, sendo em sua maioria, gnaisses e migmatitos, possuem grandes bandamentos e camadas com diferentes composições dentro da rocha, como comentado por Dias Neto et al. (2009). Há camadas máficas, de coloração escura, mais ricas em minerais como biotita e anfibólio, e camadas félsicas, mais claras, com mais quartzo e feldspato. Essas camadas, apesar de estarem alteradas no solo, podem ser facilmente diferenciadas em perfis de alteração mais recentes, de maneira que nas camadas máficas, o material de alteração é mais argiloso (43A e 49A), enquanto que nas camadas mais claras, o material era mais arenoso (43B e 49B), como pode ser observado na Figura 27. Isso possibilitou que em um mesmo perfil de alteração fosse possível obter mais de uma amostra de solo, como no caso dos pontos 43 e 49.

Unidade IV - Gnaisses migmatíticos em escarpas

Essa unidade se refere a escarpas com espigões digitados ou festonadas, pertencentes a subzona Serrania Costeira da Província Costeira. A Unidade IV se localiza acima da Unidade III, em contato com o Planalto Atlântico, sendo que a principal diferença entre estas unidades é uma maior amplitude e declividade dos taludes da Unidade IV (Figura 28). Outro fator afetado diretamente por essa alta inclinação são os perfis de alteração, de modo que, nas porções onde as declividades são mais baixas, esses se mostram relativamente espessos, porém, em sua maioria, são rasos e podem, inclusive, serem ausentes, no caso de algumas encostas quase verticais, onde comumente aparecem paredões rochosos.

Figura 27 – Bandamento de gnaisse podendo ser observado em perfil de solo. Nesta localidade (ponto 25) foram retiradas amostras nas camadas esbranquiçadas (quartzo-feldspática) e na camada avermelhada, mais argilosa, resultado da alteração de minerais como a biotita e anfibólio.



Algumas cicatrizes ocorrem nesta unidade, tendo sido mapeadas um total de 15 feições. No geral aparecem onde a declividade é menor que 45°, o que é explicado pelo fato de que nas áreas onde ela possui valores maiores, os perfis de solo são rasos, ou ausentes, já que não há maneira de ocorrer sua acumulação com o tempo. Outro fato a se destacar, e que pode ter relação com os perfis de solo pouco espessos nesta unidade, é o tamanho substancialmente reduzido das cicatrizes, em comparação às outras unidades. Junto desses fatores, a alta declividade faz a Unidade possuir uma alta susceptibilidade a escorregamentos.

Unidade V - Granitos e gnaisses migmatíticos em relevo de morros paralelos

Essa unidade apresenta uma complexidade maior quanto ao seus litotipos, sendo encontrados biotita gnaisses com granada passando para migmatitos, e migmatitos com diversas texturas, intercalados com anfibolitos. A Unidade V se encontra nas porções mais ao norte da área de estudo, nas altitudes mais elevadas, já sendo classificada como pertencente ao Planalto Atlântico. Como sua representatividade é pequena na área de trabalho, optou-se por não subdividir a unidade, porém em um mapeamento mais detalhado e se sua área fosse maior, essa seria passível de divisão, pelo fato de mostrar certas diferenças quanto às propriedades do terreno.

Figura 28 – Fotografia mostrando a distribuição espacial das unidades Ia, Ib, Ic, III e IV.



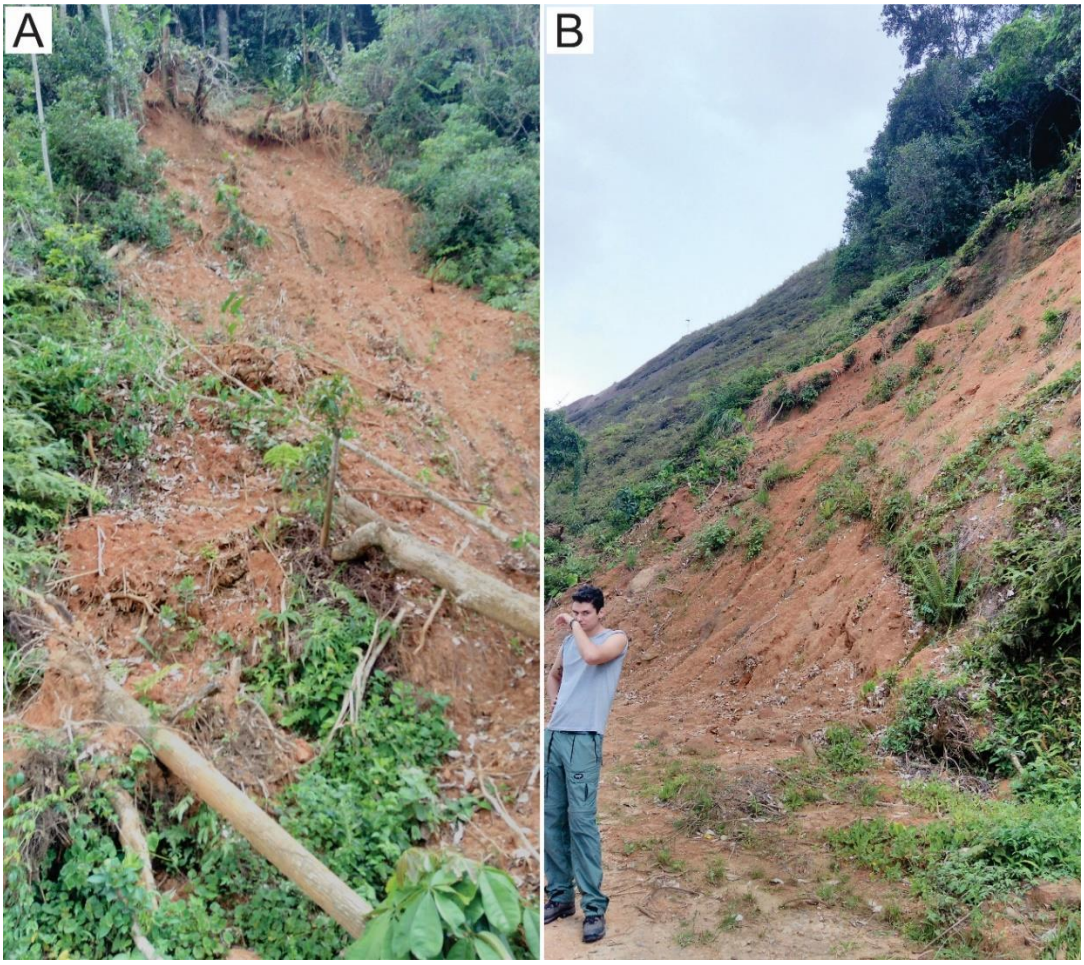
A área representa uma subzona do Planalto Atlântico, chamada de Planalto do Juqueriquerê, e é geomorfologicamente caracterizada por morros paralelos. A unidade possui baixa susceptibilidade a escorregamentos, principalmente devido a amplitude e declividades relativamente baixas.

Unidade VI - Migmatitos com metabásicas associadas em escarpas orientadas

Essa unidade é formada por escarpas com espigões digitados, sendo classificada como a subzona Serrania Costeira da Província Costeira. São encontrados migmatitos com diversas texturas intercalados com anfibolitos. A unidade se apresenta na forma de três extensas colinas orientadas para NE, ao centro da área de estudo, com encostas em sua maioria côncavas, formadas por drenagens encaixadas em grandes fraturas, que também controlam outras drenagens em menor escala, que nesse caso não são muitas, dando à unidade baixa densidade dos elementos de drenagem.

A susceptibilidade aos escorregamentos nesta unidade, portanto, é alta, tendo sido mapeadas 10 cicatrizes no total, indicando que a Unidade VI já foi alvo desses processos no passado (Figura 29). Essas cicatrizes se encontram em sua maioria em declividades inferiores a 30°, e não ocorrem em cotas superiores aos 200 metros.

Figura 30 – Escorregamento recente encontrado em campo, na unidade VI.



Unidade VII - Migmatitos com metabásicas associadas em escarpas

A Unidade VII faz parte da Serrania Costeira e se apresenta na forma de escarpas com espigões digitados, localizados no noroeste da área de estudo, em contato com o Planalto Atlântico. O que diferencia essa unidade da Unidade IV é principalmente a sua morfologia única na forma de grandes anfiteatros, sendo sua característica mais marcante. A geologia desta unidade é composta por migmatitos com diversas texturas intercalados com anfibolitos

A susceptibilidade a escorregamentos nesta unidade é média, pois apesar dos anfiteatros ajudarem na concentração de água, a presença de altas declividades faz com que os perfis de solo sejam pouco espessos, contribuindo pouco para o desenvolvimento dos escorregamentos. Essa suposição é corroborada pela presença baixa de cicatrizes de escorregamentos, tendo sido mapeadas apenas 4 feições em toda a área da unidade. As cicatrizes se localizam em cotas mais elevadas que na maioria das outras unidades, entre os 280 e 400 metros, próximo das bases de algumas escarpas na forma de anfiteatros.

Unidade VIII - Gnaisse migmatítico com intercalações de metabásicas em escarpas

Essa unidade localizada a oeste da área de estudo é formada por escarpas com espigões digitados, pertencentes à Serrania Costeira. A geologia é distinta, sendo formada por biotita gnaisse porfiroblásticos com ou sem granada comumente milonitizado, passando para migmatitos e com a presença de algumas intercalações de anfibolitos. O litotipo único pertencente à unidade, permite que a mesma seja facilmente separada das outras pertencentes à Serrania Costeira, pelo fato de que os topos dos morros se mostram mais arredondados e possuir encostas mais convexas e vales um pouco mais abertos, concentrando menos a água que outras unidades.

A susceptibilidade a escorregamentos nesta unidade, devido a essas características e a presença de um grande número de cicatrizes, é alta, tendo sido mapeadas 14 cicatrizes de escorregamentos, localizadas desde o nível do mar até a cota de 240 metros e em declividades inferiores aos 30°, no geral.

Unidade IX - Migmatitos com metabásicas associadas em meia encosta

A Unidade IX refere-se a escarpas com espigões digitados em meia encosta, formadas por migmatitos com diversas texturas com intercalações de anfibolitos, logo abaixo da Unidade VII. Essa unidade faz parte da Serrania Costeira e se assemelha, em parte, à Unidade III, apresentando também média densidade de elementos de drenagem e encostas côncavas.

Apesar dessas feições, a unidade não possui uma amplitude muito elevada e as poucas cicatrizes mapeadas, em um total de 6 (localizadas em declividades superiores a 30° e entre as cotas de 20 e 200 metros), permitem classifica-la como possuindo susceptibilidade média à escorregamentos.

Unidade X – Migmatito em relevo insular

É uma unidade bastante distinta na área, na forma de relevos insulares em meio à Planície Costeira ao oeste da área de estudo, porém ainda sendo classificados como escarpas com espigões digitados, pertencentes à Serrania Costeira. São formados por migmatitos com diversas texturas com intercalações de anfibolitos.

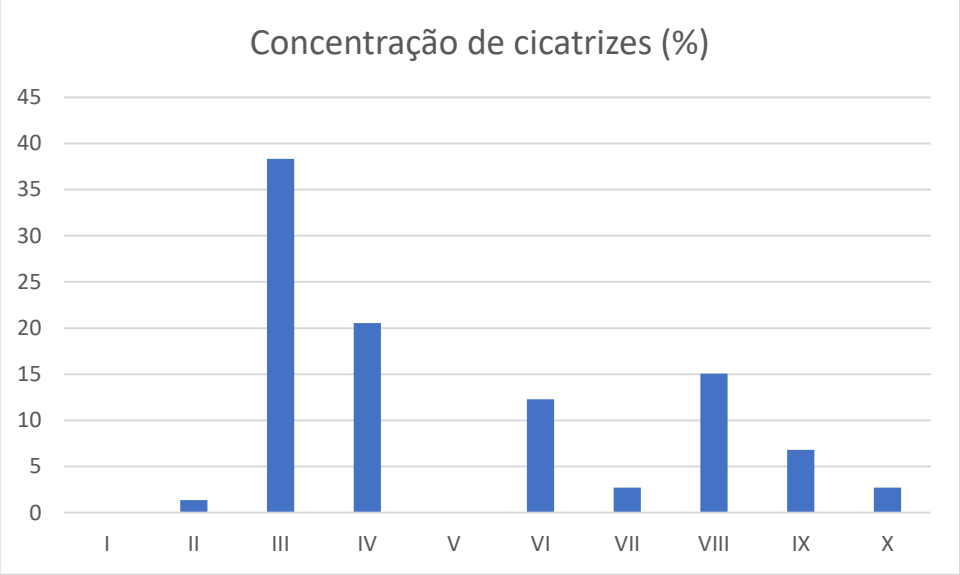
Essa unidade possui apenas 2 cicatrizes de escorregamentos, em declividades superiores a 30°, porém como ela apresenta baixa representatividade em área, a susceptibilidade a esses processos é baixa.

6.3. Definição da área de estudo

Com a utilização da compartimentação fisiográfica na caracterização e divisão da área de estudo em unidades com características e comportamentos geotécnicos semelhantes, observou-se que, para o caso dos escorregamentos, as unidades III, IV, VI, VIII e IX mostraram-se mais susceptíveis a esses processos. Isso se deu ao fato de que essas unidades apresentaram, de modo mais generalizado que as outras, algumas feições de terreno que propiciam a ocorrência desses fenômenos, tais como: hipsometria entre 150 e 700 metros, declividades próximas aos 30°, densidade dos elementos de drenagem e formas de relevo que concentram água nas drenagens.

Outro fato que corroborou para a definição destas unidades como mais susceptíveis é a presença de mais de 90% das cicatrizes de escorregamento nestas áreas (Figura 30). No entanto, é possível notar uma maior concentração dessas cicatrizes na área leste de São Sebastião, compreendendo as unidades III e IV, que juntas, possuem mais da metade de todas as cicatrizes.

Figura 30 – Histograma relacionando as unidades fisiográficas com a ocorrência de cicatrizes.



Além de fornecerem informações reais de que houveram escorregamentos naquela região no passado, e que, portanto, podem ainda ocorrerem no futuro, as cicatrizes são essenciais na análise e na comparação dos modelos SHALSTAB e SINMAP, já que, um bom número delas é imprescindível para um bom resultado em suas análises. Isso, aliado ao fato de que as unidades III e IV estão próximas das regiões mais populosas e de maior atividade industrial de São Sebastião, fizeram com que essas áreas fossem escolhidas como alvo para as etapas de modelagem e de coleta de amostras de solo e rocha para a realização de ensaios geotécnicos. Como a aplicação dos modelos é feita em bacias hidrográficas, optou-se por quatro

bacias nesta área, sendo elas: bacia do Ribeirão Grande, bacia do Córrego do São Francisco e as bacias próximas das praias do Porto Grande e do Toque-Toque Pequeno e Calhetas.

6.4. Apresentação dos cenários do SHALSTAB

Inicialmente, é importante notar que em todos os 12 cenários apresentados neste capítulo, a classe Incondicionalmente Estável é a com maior representatividade na área de estudo. Isso se dá ao fato de que as áreas de planícies, com declividades baixas, inferiores aos 20°, são muito abundantes na região de São Sebastião, possuindo grande representatividade em área. Além delas, fundos de vale e regiões do Planalto Atlântico contribuíram para a alta frequência dessa classe.

Até certo ponto, as equações utilizadas por ambos modelos são semelhantes, o que fez com que as áreas mais declivosas e de relevo côncavo, como por exemplo das Unidades III e IV, tiveram os menores índices de estabilidade, tal fato pode ser observado tanto nas simulações no SHALSTAB, como no SINMAP.

A seguir são apresentados os resultados obtidos com os 12 cenários simulados no SHALSTAB, e sua comparação e análise de eficácia através do cálculo da relação entre o Índice de Acerto (IA) e o Índice de Erro (IE), baseado em Sorbino et al. (2010) e Michel et al. (2012).

6.4.1. Cenários 1A, 2A e 3A

Os cenários 1A, 2A e 3A foram simulados na bacia do Ribeirão Grande, no sudeste da área de estudo. Em comum nestes três cenários, está o valor de densidade do solo de 1940 kg/m³, obtido através dos ensaios de índices físicos em uma amostra de solo retirada do ponto 25, realizado dentro da bacia. A escolha desse valor está relacionada ao fato de que o SHALSTAB generaliza os parâmetros de entrada para toda a área trabalhada, desse modo, a escolha de valores de densidade obtidos na própria bacia, e que representam mais fielmente as características dos solos encontrados ali, ajudam a obter simulações mais próximas da realidade, ao contrário, por exemplo, de se escolher um valor de densidade do solo médio para todas as bacias trabalhadas. A espessura dos perfis de solo utilizada em todos os cenários é de 1,5 metros, obtida através da média entre os perfis observados nos trabalhos de campo.

Entre os cenários, no entanto, a diferença entre os seus resultados é bastante aparente, marcada, principalmente, pela grande variação entre as áreas instáveis. No Cenário 1A (Figura 31), e no seu histograma (Figura 32), por exemplo, observa-se que a classe “Incondicionalmente Estável” é mais abundante que a somatória das outras. Isso muda nos Cenários 2A e 3A, principalmente neste último, onde já é nítida a diminuição dessa classe, sendo que as áreas

instáveis, representadas no SHALSTAB pelas cores vinho (classe “Incondicionalmente Instável”), vermelho (valor de q/T < -3,1), rosa (q/T entre -3,1 e -2,8) e laranja (q/T entre -2,8 e -2,5), já são muito superiores às observadas no Cenário 1A.

Figura 31 – Simulação pelo modelo SHALSTAB do cenário 1A.

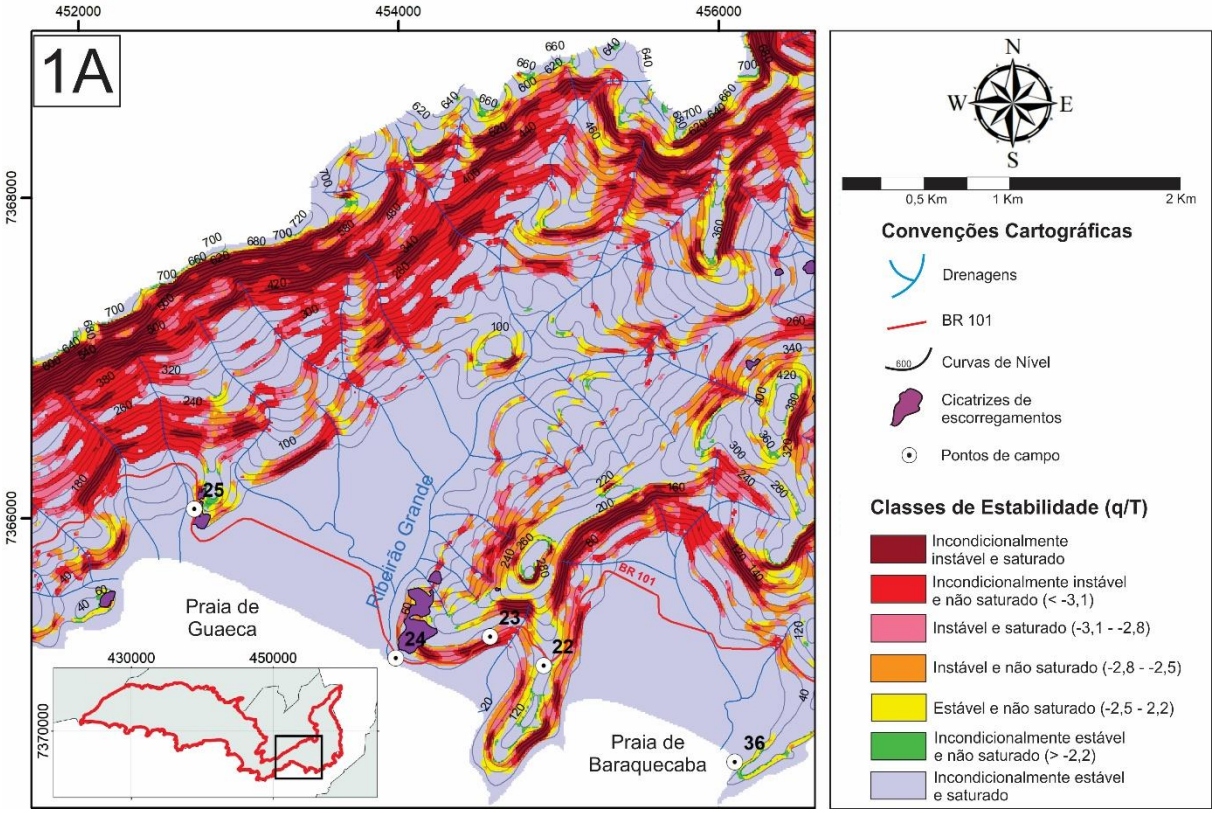
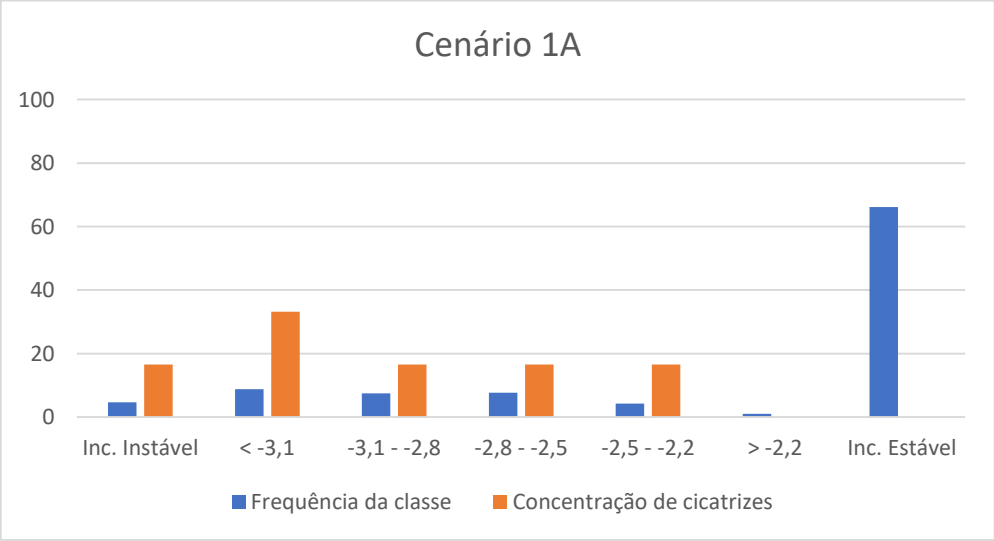


Figura 32 – Histograma do Cenário 1A mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe.



Como a densidade do solo foi a mesma para os três cenários apresentados, a diferença entre seus resultados se originou dos parâmetros que variaram, como a coesão e o ângulo de

atrito. Para o Cenário 1A, foram utilizados os dados de Vieira e Ramos (2015), com coesão de 5500 N/m² e ângulo de atrito de 28°. Esse alto valor de coesão, portanto, explica o tamanho reduzido das classes instáveis neste cenário, que de acordo com o histograma do Cenário 1A equivalem a 28,66% da área total (contanto as quatro classes que o SHALSTAB classifica como instáveis), enquanto que apenas a classe "Incondicionalmente Estável" equivale a 66,13%. Ainda neste cenário, 80% das cicatrizes de escorregamentos mapeadas foram associadas às classes instáveis, como pode ser observado também no histograma.

No Cenário 2A (Figura 33) é possível notar um substancial aumento das áreas instáveis em comparação ao Cenário 1A, propiciado principalmente pela diminuição da classe "Incondicionalmente Estável". Neste cenário foram utilizados dados de Ferreira (2013), com ângulo de atrito de 31,9° e coesão de 1199 N/m². Esse valor baixo de coesão do solo em comparação ao utilizado no cenário anterior, foi a principal causa do aumento das áreas instáveis da bacia.

Pelo histograma (Figura 34), nota-se que as áreas instáveis aumentaram de 28,66% no Cenário 1A, para 42,44% no Cenário 2A, devido principalmente, ao aumento das classes "Incondicionalmente Instável" e "< -3,1". Como pode ser observado visualmente, a área ocupada pela classe "Incondicionalmente Estável" diminuiu, indo dos 66,13% no Cenário 1A, para 52,39%. As cicatrizes por sua vez, ficaram todas sobre as áreas consideradas instáveis, sendo que em 2A, duas estão sobre a classe "Incondicionalmente Instável", e a única que se mostrava em áreas estáveis no cenário anterior, agora está na classe instável "-2,8 - -2,5".

Figura 34 – Simulação pelo modelo SHALSTAB do cenário 2A.

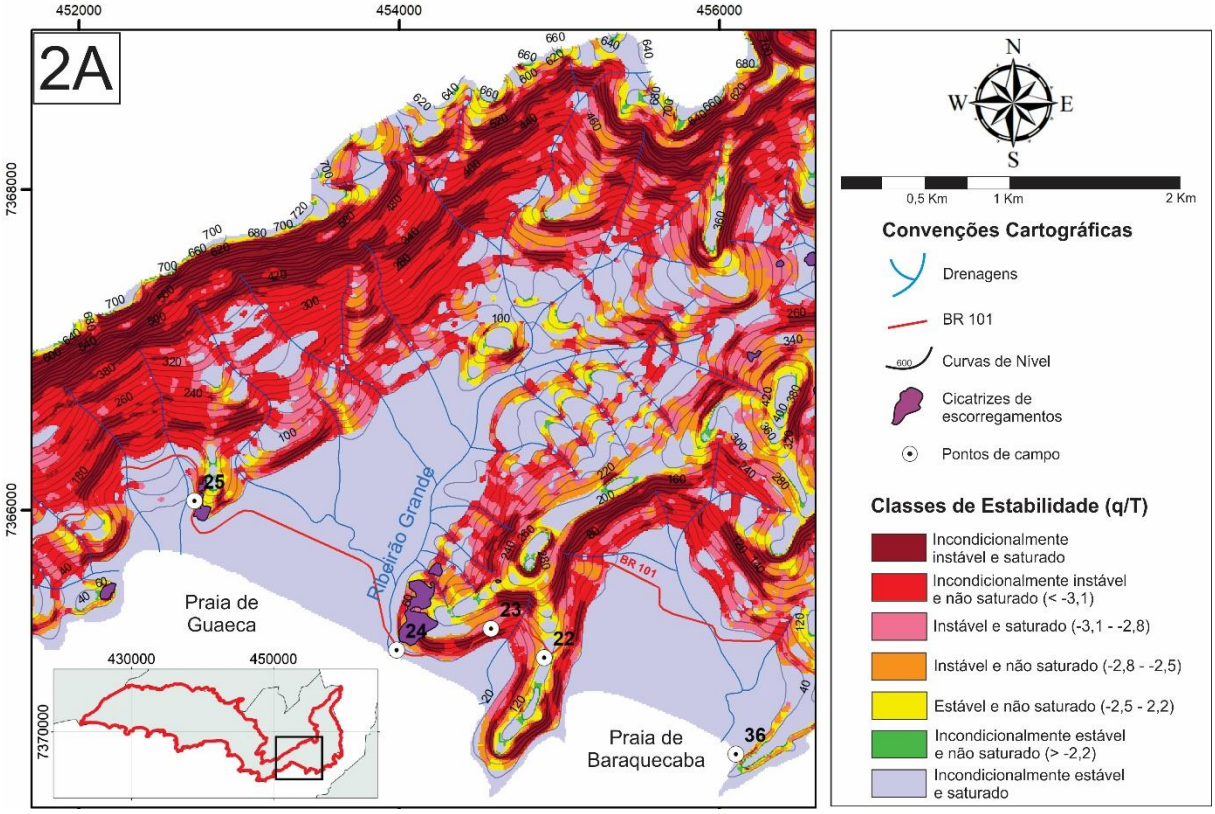
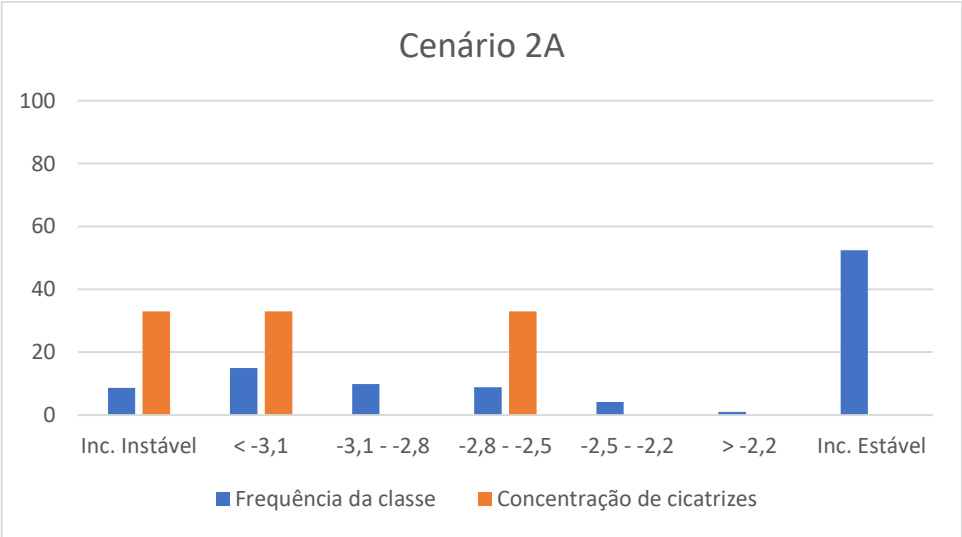


Figura 35 – Histograma do Cenário 2A mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe.



Para o Cenário 3A (Figura 35), e seu histograma, gerado a partir dele (Figura 36), foram utilizados também os dados de Ferreira (2013), mas com um pequeno aumento da coesão em comparação ao cenário anterior, indo de 1199 N/m² em 2A, para 2160 N/m², o que sozinho faria com que as áreas instáveis voltassem a diminuir, mas não é o que ocorre neste cenário. O aumento das áreas instáveis no Cenário 3A em relação ao 2A se deve ao outro parâmetro de

entrada utilizado, o ângulo de atrito, que diminuiu drasticamente, indo de 31,9° para 25,8°, fazendo assim, com que o solo seja mais facilmente desestabilizado, o que por consequência, não só aumentou ligeiramente as áreas classificadas como instáveis pelo SHALSTAB, mas aumentou o grau da classificação de instabilidade, fazendo com que houvesse um aumento muito superior das duas classes mais instáveis.

Figura 35 – Simulação pelo modelo SHALSTAB do cenário 3A.

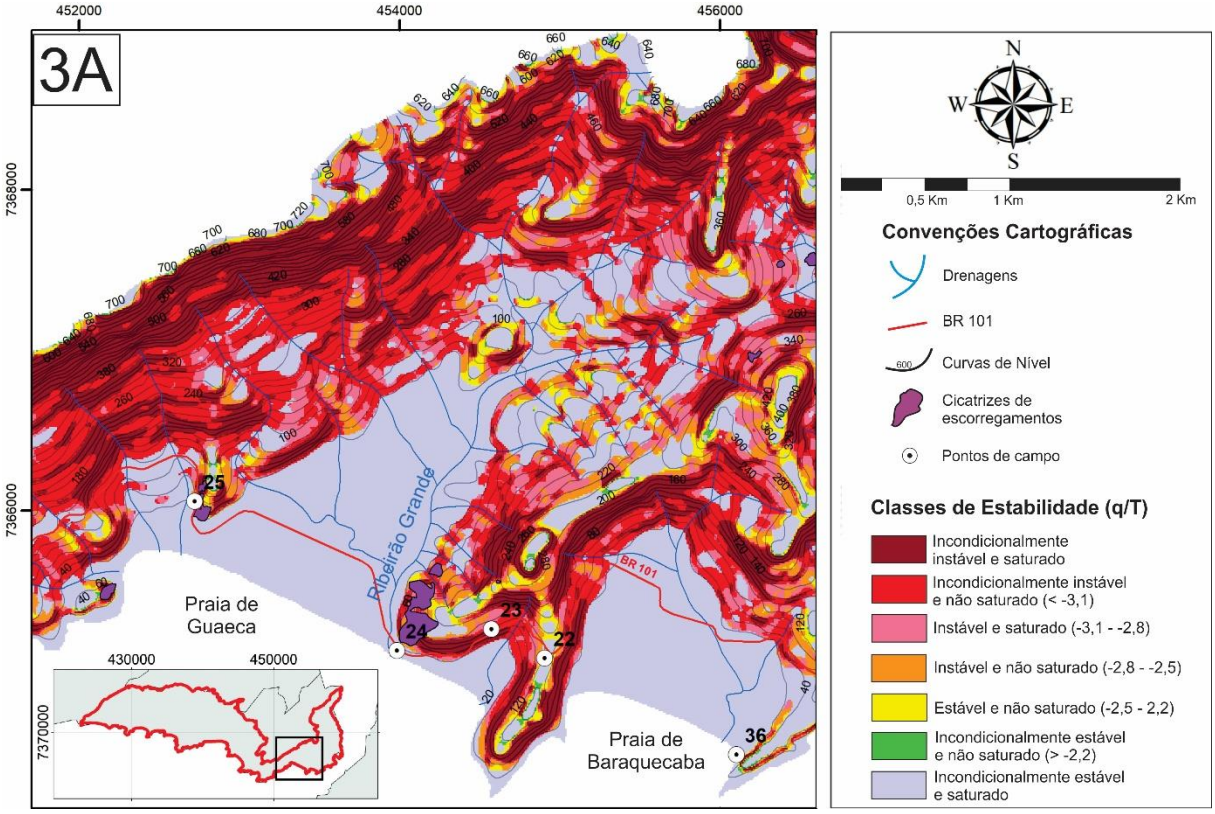
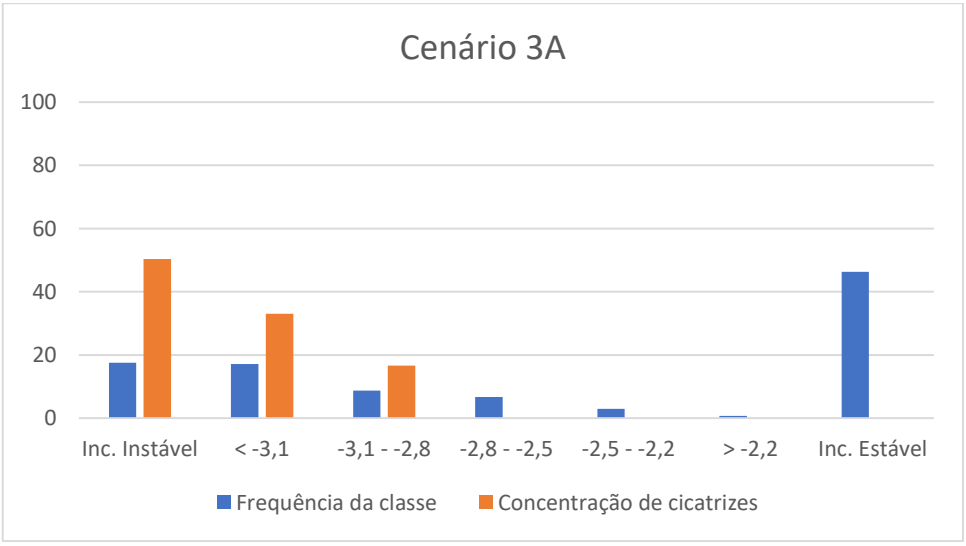


Figura 36 – Histograma do Cenário 3A mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe.



No histograma do Cenário 3A, é possível notar que o crescimento das classes instáveis foi devido, principalmente, ao aumento substancial das duas classes de maior instabilidade ("Incondicionalmente Instável" e "< -3,1"), que agora perfazem 50,04% da área da bacia, superando pela primeira vez a área da classe "Incondicionalmente Estável", que neste cenário possui 46,35% da área total. Devido a esse aumento em área, uma das cicatrizes, que antes estava na classe "-2,8 - -2,5" no Cenário 2A, foi classificada na classe "< -3,1", fazendo com que no Cenário 3A, cinco das seis feições se encontrem nas duas classes de maior instabilidade. Isso serve para mostrar que nesse caso, o modelo conseguiu replicar bem a realidade.

6.4.2. Cenários 1B, 2B e 3B

Os cenários 1B, 2B e 3B foram simulados em uma bacia hidrográfica próxima à Praia do Porto Grande, no centro de São Sebastião, sendo essa uma área bastante habitada e com intensa atividade industrial. Como nesta bacia foram retiradas diversas amostras de solo e rocha alterada, optou-se por trabalhar com um valor médio para a densidade do solo, obtido pelos ensaios realizados nas amostras da área, de 1700 kg/m³ e a espessura média dos perfis de solo de 1,5 metros.

Do mesmo modo que no Cenário 1A, no Cenário 1B (Figura 37) foram utilizados os dados de Vieira e Ramos (2015), com ângulo de atrito de 28° e coesão de 5500 N/m³. Observa-se neste cenário um alto valor de área pertencente a classe "Incondicionalmente Estável", representando de acordo com o histograma do cenário (Figura 38), 63,67% da área total, enquanto que as quatro classes consideradas instáveis, apenas 30,20%. Como comparação com o Cenário 1A, que se utiliza de quase os mesmos parâmetros, o Cenário 1B mostrou uma leve diminuição das áreas estáveis e um pequeno aumento das instáveis.

Um fato a se notar é de que apenas duas das cinco cicatrizes de escorregamentos mapeadas (40%) estão em áreas instáveis, indicando que a simulação, pelo menos neste cenário, não conseguiu reproduzir bem a realidade.

Figura 37 – Simulação pelo modelo SHALSTAB do cenário 1B.

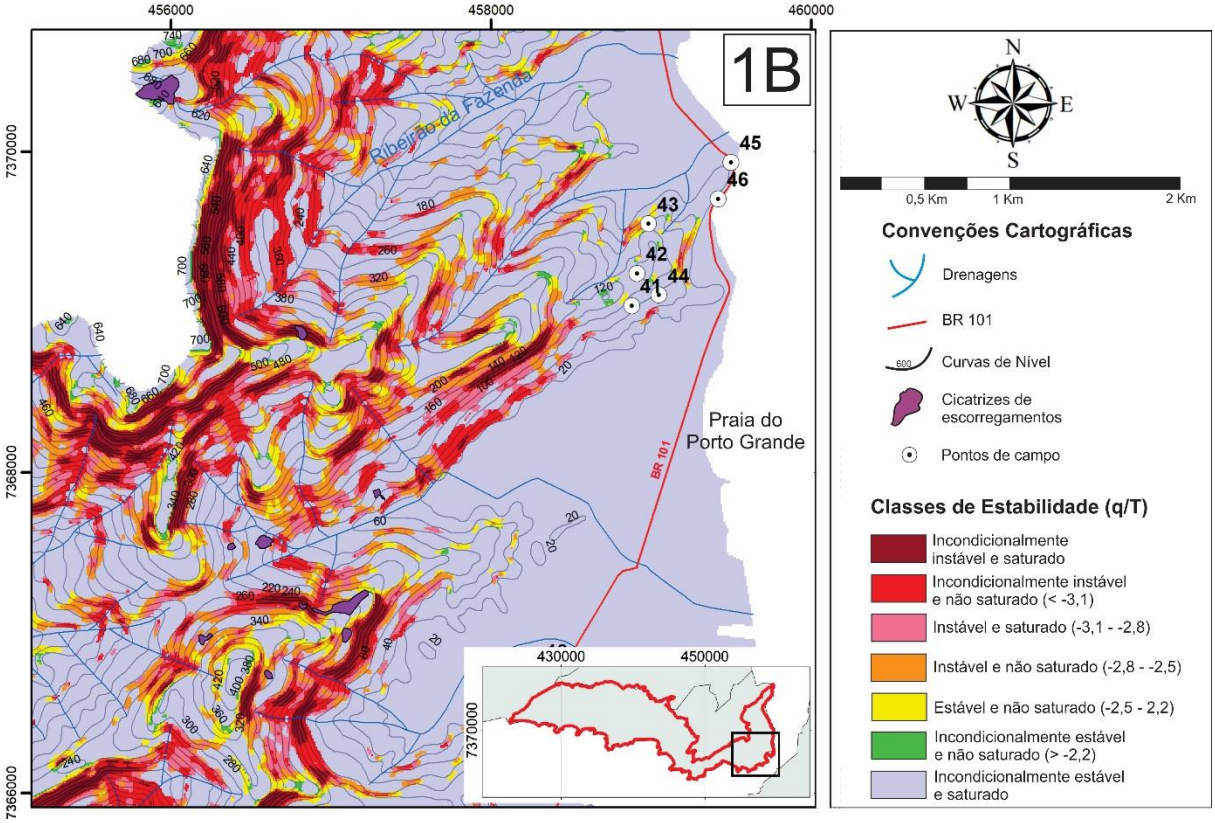
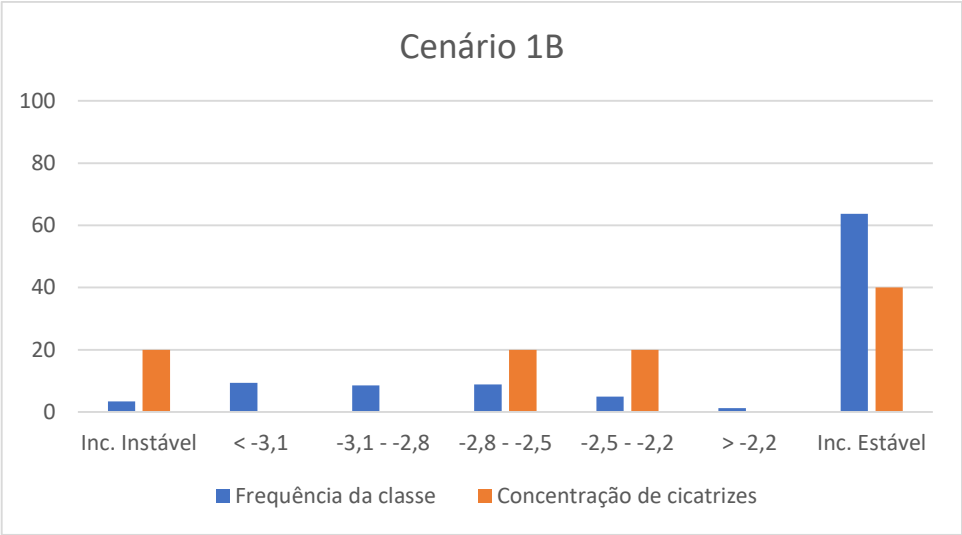


Figura 38 – Histograma do Cenário 1B mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe.



No Cenário 2B (Figura 39) foram utilizados os parâmetros coesão de 1199 N/m³ e de atrito interno de 31,9°, obtidos no trabalho de Ferreira (2013). Assim como houve com os cenários 1A e 2A, a diminuição da coesão, fez com que as áreas referentes às classes instáveis aumentassem. No histograma deste cenário (Figura 40), essas áreas perfazem 48,78% do total, bem maior que os 30,2% do cenário anterior, e um valor próximo ao encontrado em 2A. A

diminuição da classe “Incondicionalmente Estável” também foi grande, sendo agora de 45,83%, em contraste com os 63,67% do Cenário 1B.

Com o aumento das áreas instáveis, agora 80% das cicatrizes se localizam nestas áreas, indicando uma melhora no desempenho do modelo em relação ao cenário anterior.

Figura 39 – Simulação pelo modelo SHALSTAB do cenário 2B.

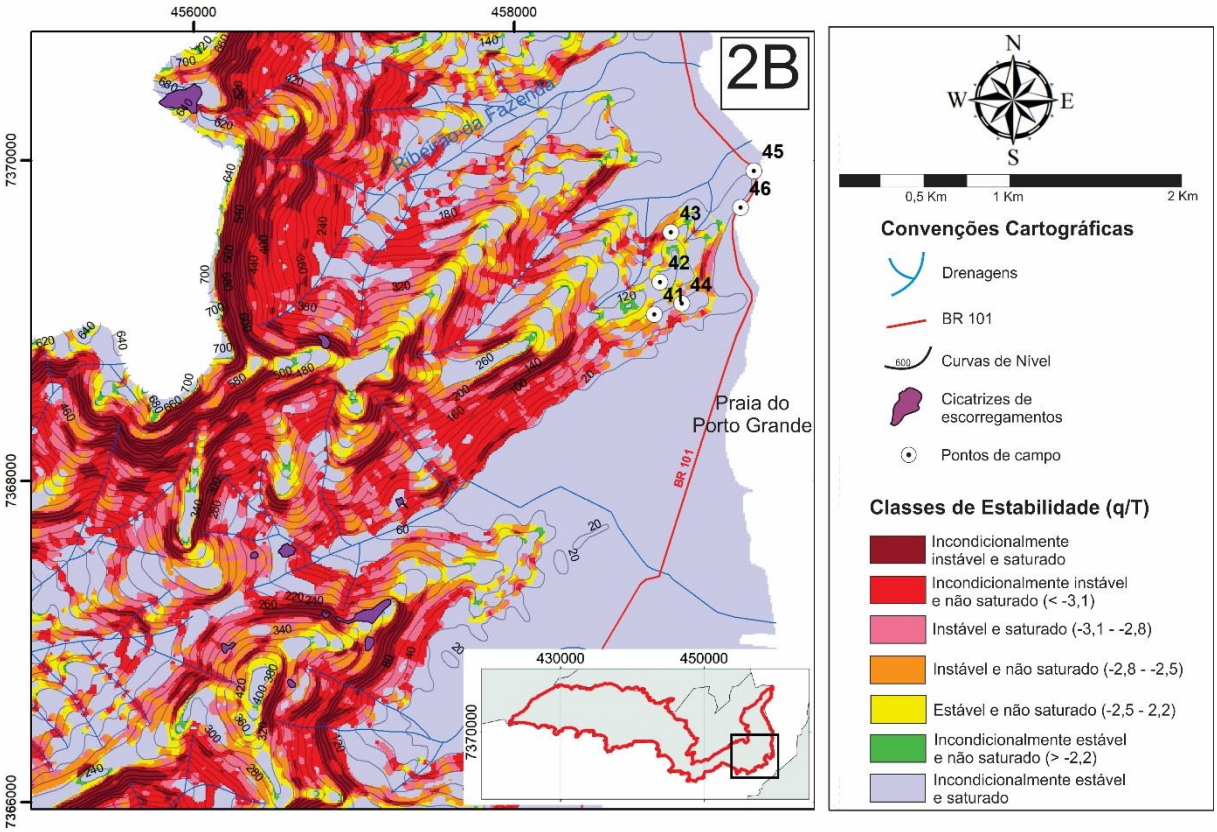
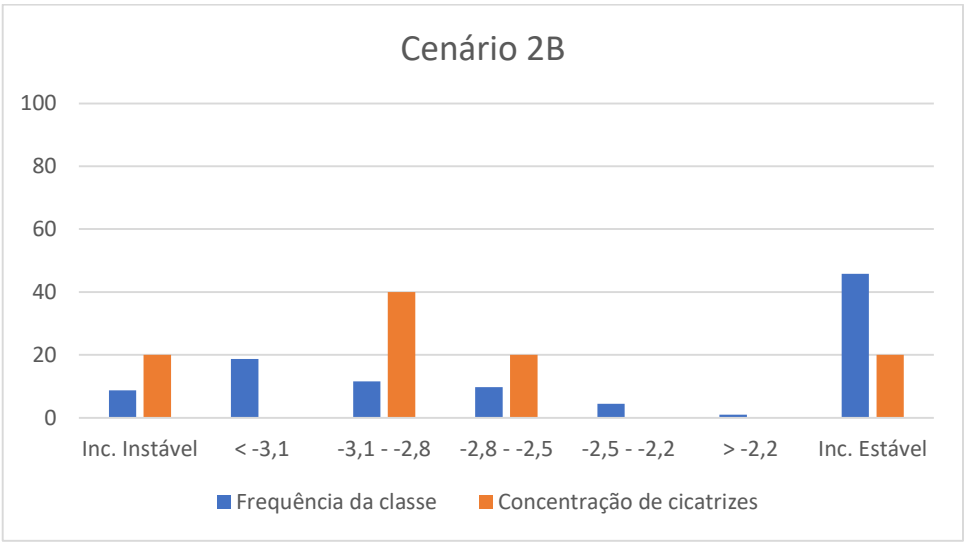


Figura 40 – Histograma do Cenário 2B mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe.



No Cenário 3B (Figura 41), foram utilizados novamente os dados de Ferreira (2013), com ângulo de atrito igual a 25,8° e coesão de 2160 N/m³. De modo semelhante ao observado nos cenários 2A e 3A, o Cenário 3B mostrou um aumento em área não muito grande das classes instáveis em relação ao cenário anterior, indo dos 48,78% em 2B, para 53,59% em 3B. No entanto, as duas classes mais instáveis, "Incondicionalmente Instável" e "< -3,1" tiveram um grande aumento em área, ocupando inclusive, áreas onde no Cenário 2B eram das classes "-3,1 – -2,8" e "-2,8 – -2,5", também instáveis. Nesse caso, a soma das duas classes, que era de 27,44% foi para 36,43%, mostrando que ocorreu dentro das áreas das quatro classes instáveis, um aumento das duas classes mais instáveis, em detrimento das outras duas menos.

A partir do histograma (Figura 42), é possível observar também que as cicatrizes de escorregamento agora estão, em 100% dos casos, em áreas instáveis, estando concentradas nas duas classes mais instáveis, mostrando novamente não só que o modelo consegue prever com eficácia as áreas passíveis de escorregamento, mas que sua precisão aumenta nos cenários onde foram utilizados os parâmetros coesão 2160 N/m³ e ângulo de atrito 25,8°.

Figura 41 – Simulação pelo modelo SHALSTAB do cenário 3B.

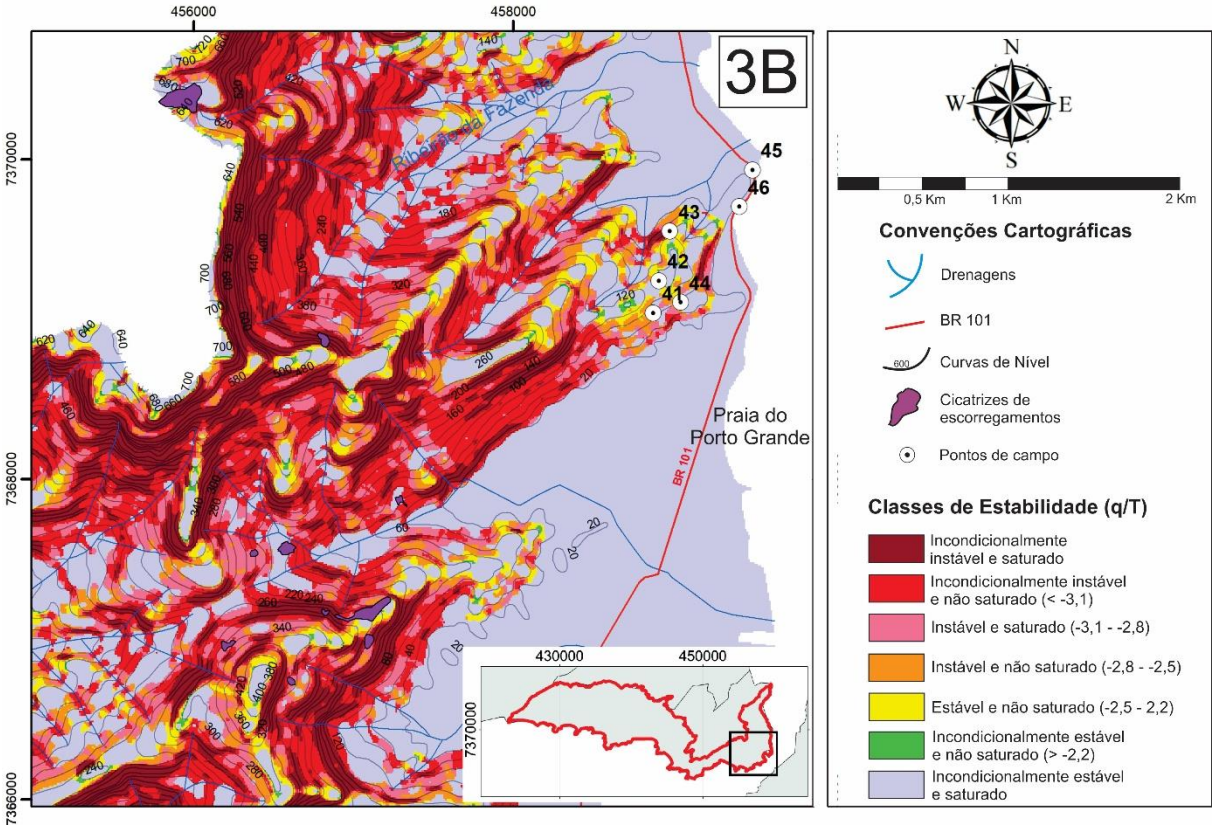
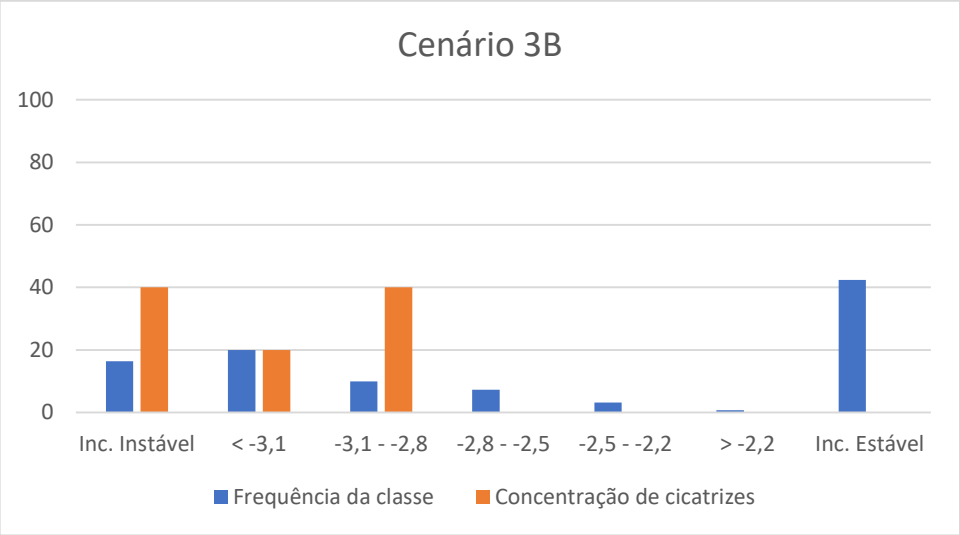


Figura 42 – Histograma do Cenário 3B mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe.



6.4.3. Cenários 1C, 2C e 3C

Nos cenários 1C, 2C e 3C foi utilizado o valor de densidade do solo de 1740 kg/m³, calculado através da média entre os valores de densidade obtidos nos ensaios geotécnicos de amostras de solo na bacia do Córrego do São Francisco, na porção norte de São Sebastião.

Do mesmo modo que nos cenários anteriores onde se utilizou os dados de coesão e ângulo de atrito de Vieira e Ramos (2015), no Cenário 1C (Figura 43) a classe "Incondicionalmente Estável" representa a maioria da área da bacia, nesse caso, com 64,16% do total. As áreas instáveis, por sua vez, tiveram valor de 29,87%, semelhante ao mostrado nos cenários 1A e 1B, que fazem uso de praticamente os mesmos parâmetros.

A Bacia do Córrego do São Francisco mostrou um número maior de cicatrizes que as outras, com dezesseis no total, algumas de menor porte, no entanto acabaram ficando localizadas em áreas consideradas estáveis. Observa-se no histograma do Cenário 1C (Figura 44), que 43,75% dessas feições estão em áreas estáveis, mais da metade disso, na classe "Incondicionalmente Estável". As cicatrizes em áreas instáveis então, completam o total com 56,25%, com destaque para a classe "< -3,1", com 37,5% do total de feições.

É importante salientar que, apesar do número alto de cicatrizes nestas classes, sua representatividade em área, em comparação às outras feições que estão em áreas instáveis é quase irrisória, desse modo, os resultados da comparação entre os cenários pela razão IA/IE não serão afetados, já que esta leva em consideração a área das cicatrizes por classe de estabilidade, e não seu número total.

Figura 43 – Simulação pelo modelo SHALSTAB do cenário 1C.

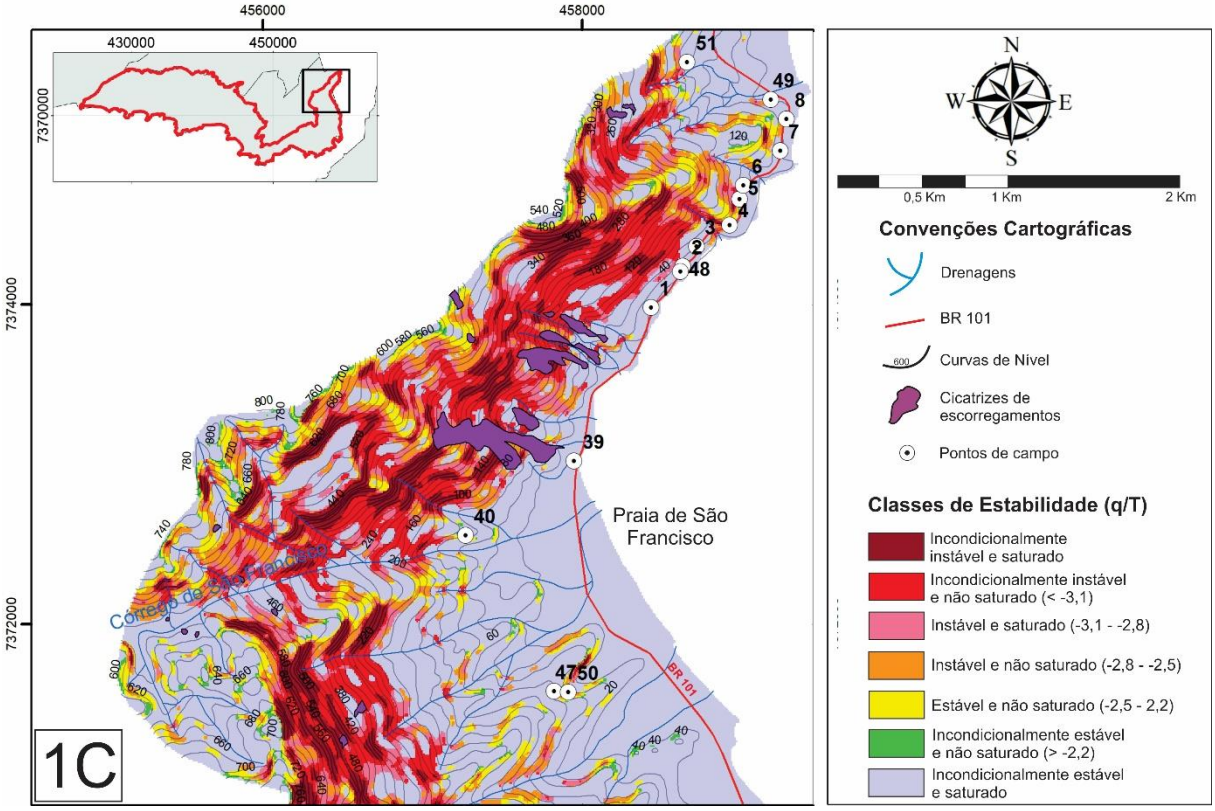
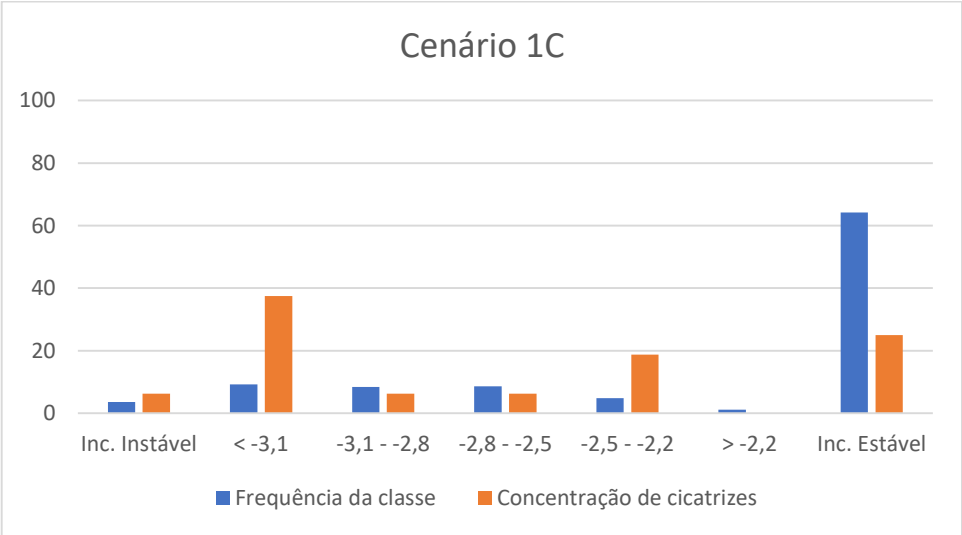


Figura 44 – Histograma do Cenário 1C mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe.



No Cenário 2C (Figura 45), o conjunto de dados (coesão: 1199 N/m²; ângulo de atrito 31,9°) de Ferreira (2013), resultou novamente no aumento das classes instáveis de 28,87%, do Cenário 1C, para 47,14%, como pode ser observado no histograma (Figura 46). Esse aumento foi em sua grande maioria, responsável pela diminuição da área da classe “Incondicionalmente Estável” para 47,39%. Essa mudança também refletiu nas cicatrizes, pois agora 81,25% de seu

total se encontra nas áreas definidas como instáveis, um aumento considerável em comparação ao cenário anterior.

Figura 45 – Simulação pelo modelo SHALSTAB do cenário 2C.

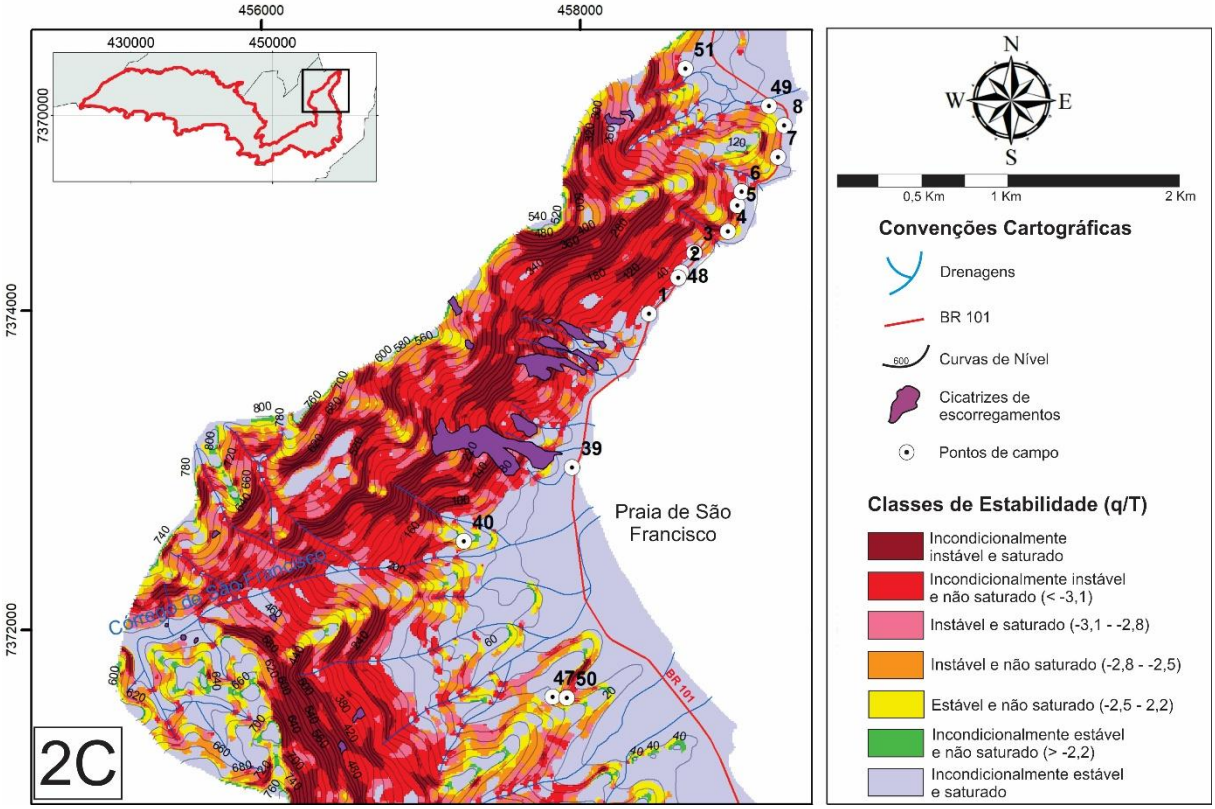
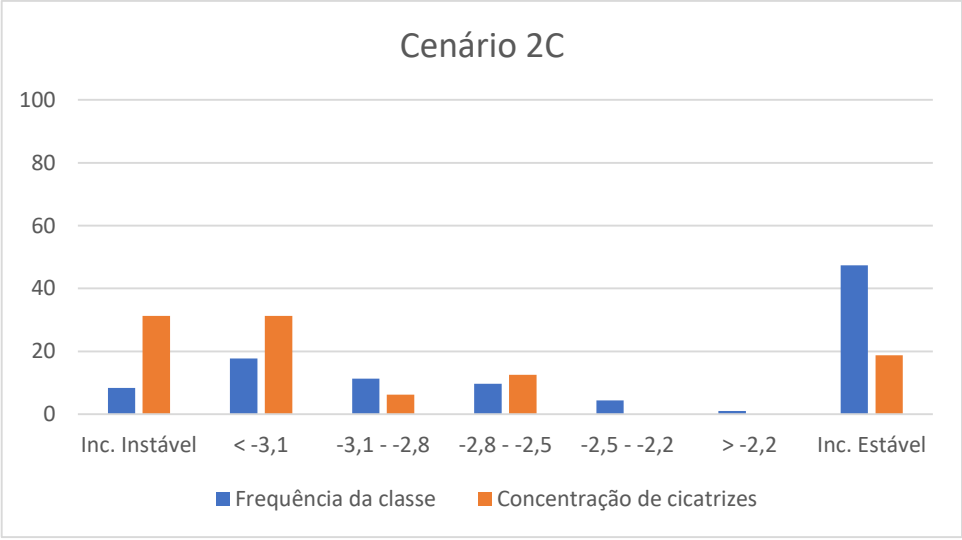


Figura 46 – Histograma do Cenário 2C mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe.



Como pode ser observado no Cenário 3C (Figura 47), e seu histograma (Figura 48), este apresentou o mesmo comportamento visto nos cenários 2A e 3A, e 2B e 3B, ou seja, a área total

das quatro classes instáveis aumentou pouco, sendo que o maior aumento ocorreu nas duas classes mais instáveis (“Incondicionalmente Instável” e “< -3,1”).

Figura 47 – Simulação pelo modelo SHALSTAB do cenário 3C.

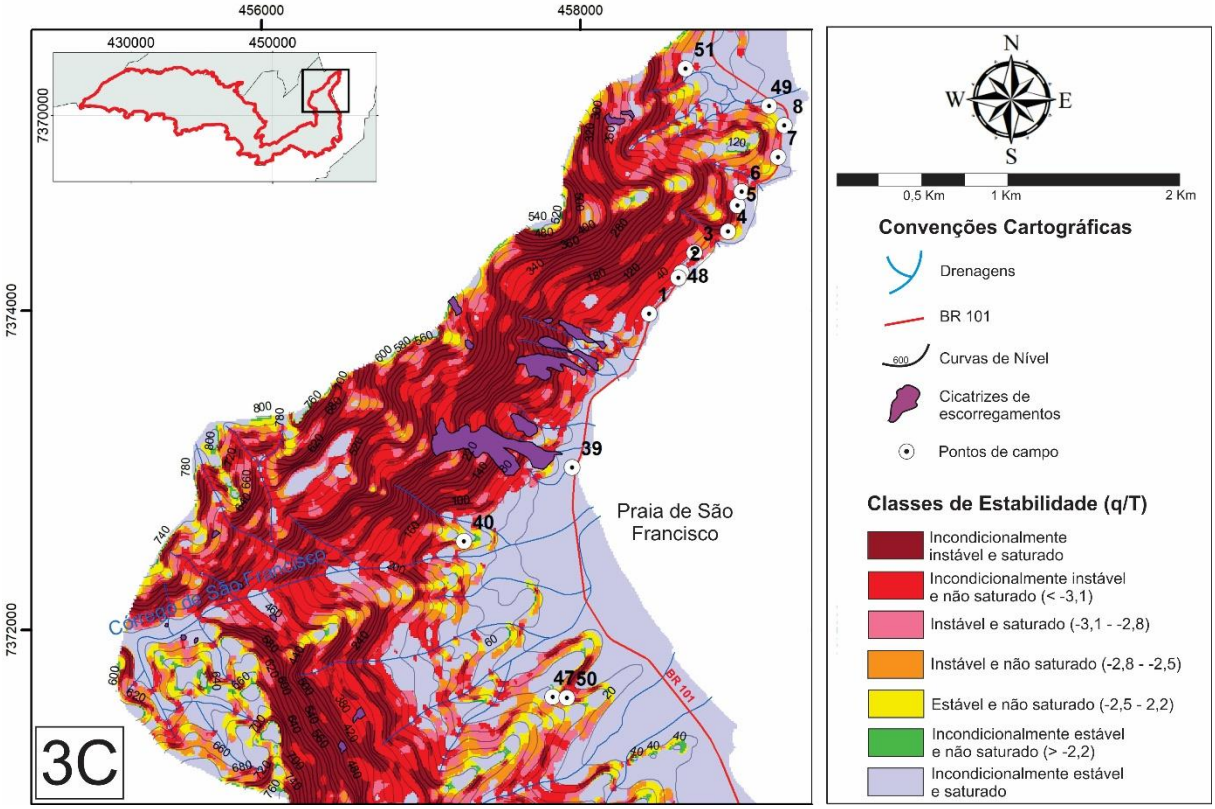
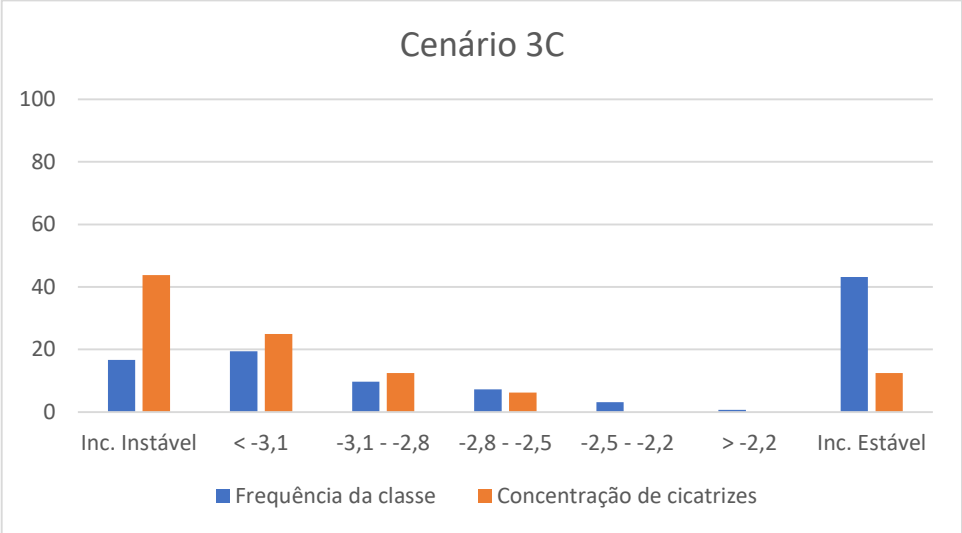


Figura 48 – Histograma do Cenário 3C mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe.



Pelo histograma, nota-se que a soma das quatro classes instáveis foi de 53,02%, próximo do valor obtido no Cenário 2C, sendo que 36,09% são apenas das duas classes mais instáveis. Um pequeno aumento também ocorreu no número de cicatrizes de escorregamentos localizadas em áreas instáveis, agora totalizando 87,5%. Metade destas se encontram na classe

"Incondicionalmente Instável", mostrando que apesar de algumas cicatrizes ainda se encontrarem em áreas definidas como estáveis pelo modelo SHALSTAB, a simulação conseguiu, de modo geral, uma boa simulação da realidade.

6.4.4. Cenários 1D, 2D e 3D

Por fim, os cenários 1D, 2D e 3D compreendem as bacias hidrográficas que desaguam nas praias do Toque-Toque Pequeno e das Calhetas, na porção Sul de São Sebastião. Para esses cenários, foi utilizado o valor de densidade do solo igual a 1650 kg/m³, obtido através do ensaio de índices físicos em amostra de solo coletada no ponto 55, na praia do Toque-Toque Pequeno.

Para o Cenário 1D (Figura 49), foi utilizado o conjunto de dados (coesão: 5500 N/m²; ângulo de atrito: 28°) de Vieira e Ramos (2015), onde a classe "Incondicionalmente Estável" aparece novamente ocupando uma grande área da bacia, nesse caso de 63,02%, enquanto que a soma das classes instáveis é de 30,64%, ambos valores próximos dos encontrados nos cenários anteriores. Ainda pelo histograma (Figura 50), nota-se que neste cenário poucas cicatrizes estão localizadas em áreas instáveis, num total de apenas 37,5%.

Figura 49 – Simulação pelo modelo SHALSTAB do cenário 1D.

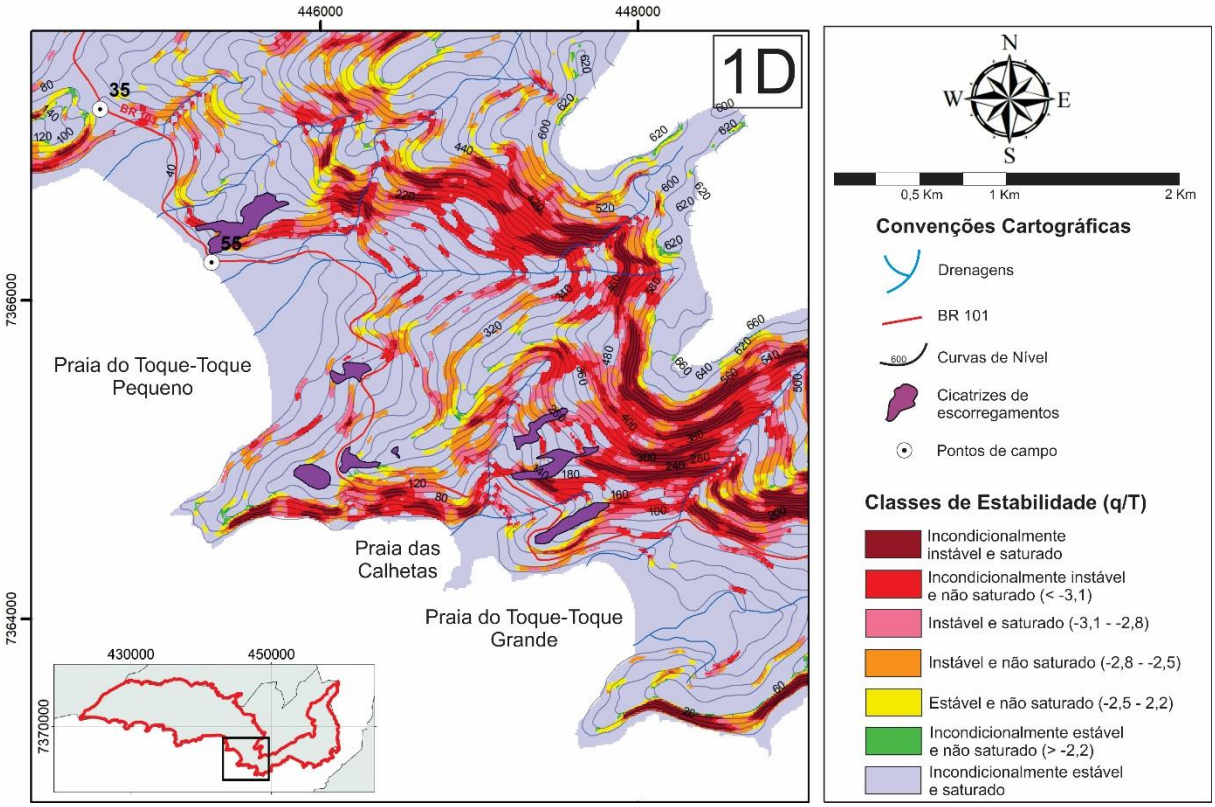
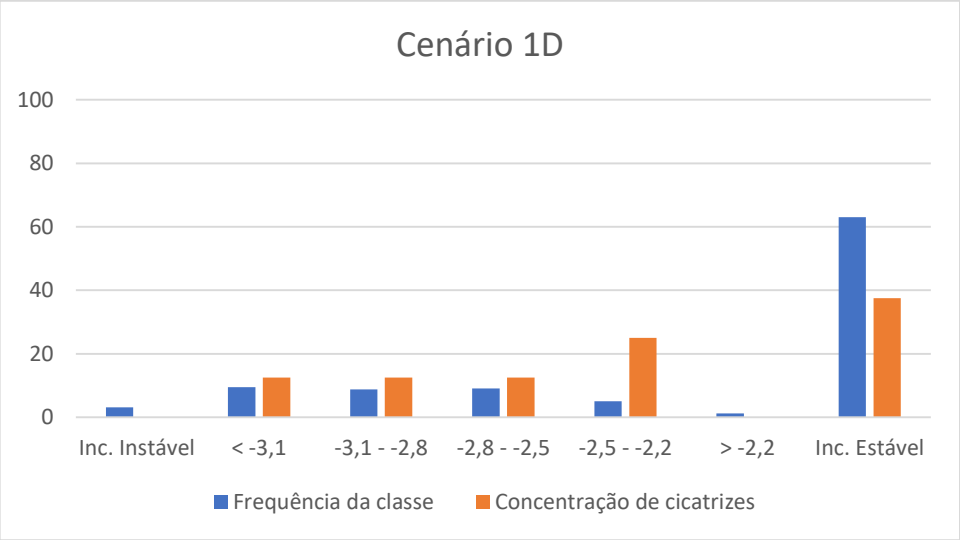


Figura 50 – Histograma do Cenário 1D mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe.



Com a diminuição da coesão de 5500 N/m² para 1199 N/m² e ângulo de atrito de 31,9°, baseados em Ferreira (2013), houve no cenário 2D (Figura 51), um aumento considerável das áreas classificadas como instáveis, que de acordo com o histograma (Figura 52), somam agora 49,63%, enquanto que a classe “Incondicionalmente Estável” diminuiu para 44,81%, valores esses, muito semelhantes também aos encontrados nos cenários anteriores que se utilizaram do mesmo conjunto de parâmetros.

Apesar de ainda ocorrer um número considerável de cicatrizes de escorregamento em áreas estáveis, esse número, que antes era de 62,5% no Cenário 1D, diminuiu para 37,5%.

Figura 51 – Simulação pelo modelo SHALSTAB do cenário 2D.

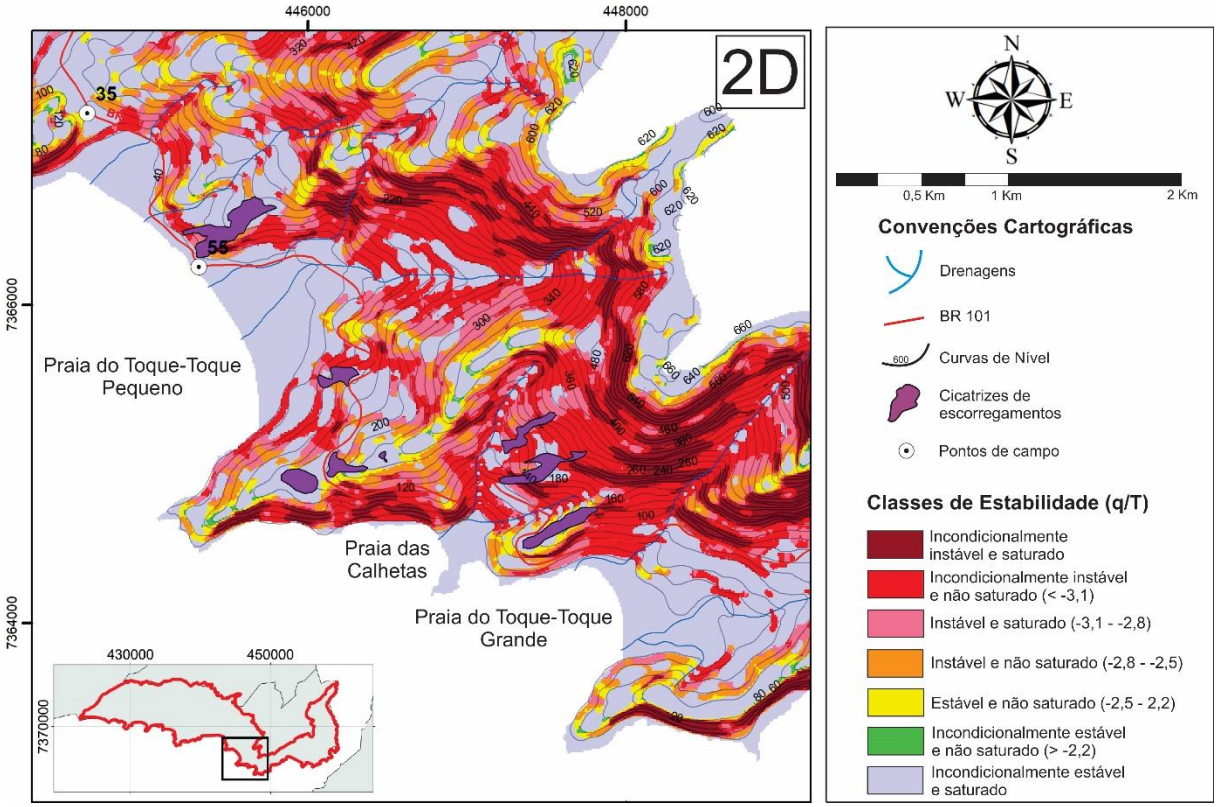
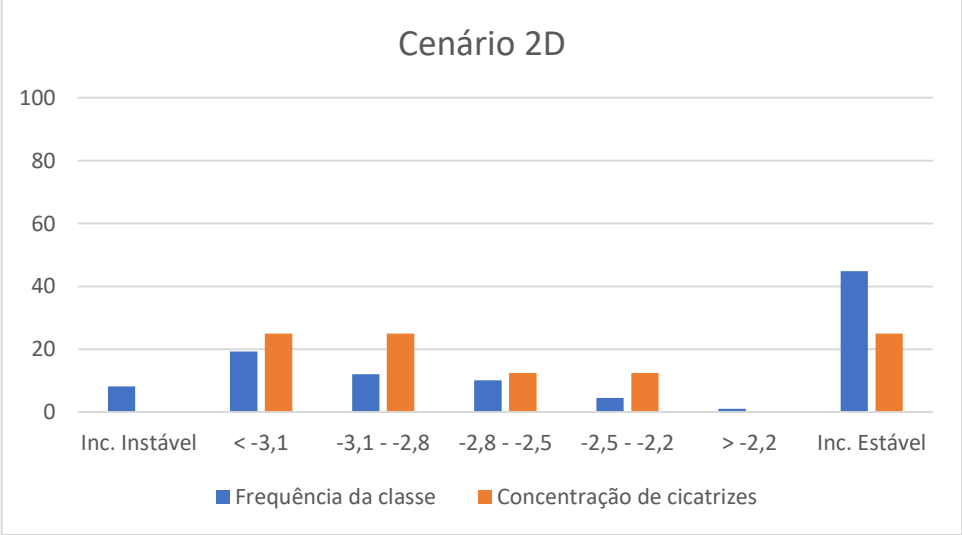


Figura 52 – Histograma do Cenário 2D mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe.



No Cenário 3D (Figura 53), apesar do aumento da coesão para 2160 N/m², o ângulo de atrito baixo, de 25,8°, fez com que as duas classes mais instáveis tivessem suas áreas ampliadas, ocupando inclusive áreas previamente ocupadas pelas classes também instáveis, mas de menor valor. Conforme o histograma (Figura 54), no geral, a soma das classes instáveis não aumentou muito em comparação ao Cenário 2D, indo para 54,54%, enquanto que a classe "Incondicionalmente Estável" também diminuiu pouco, para 41,54%.

As cicatrizes de escorregamento estão localizadas, em 75% dos casos, nas áreas instáveis. As cicatrizes ainda mapeadas em locais considerados estáveis mostram que, nesta bacia, o SHALSTAB não conseguiu de maneira simular as áreas instáveis de maneira tão satisfatória quanto aos outros cenários apresentados aqui.

Figura 53 – Simulação pelo modelo SHALSTAB do cenário 3D.

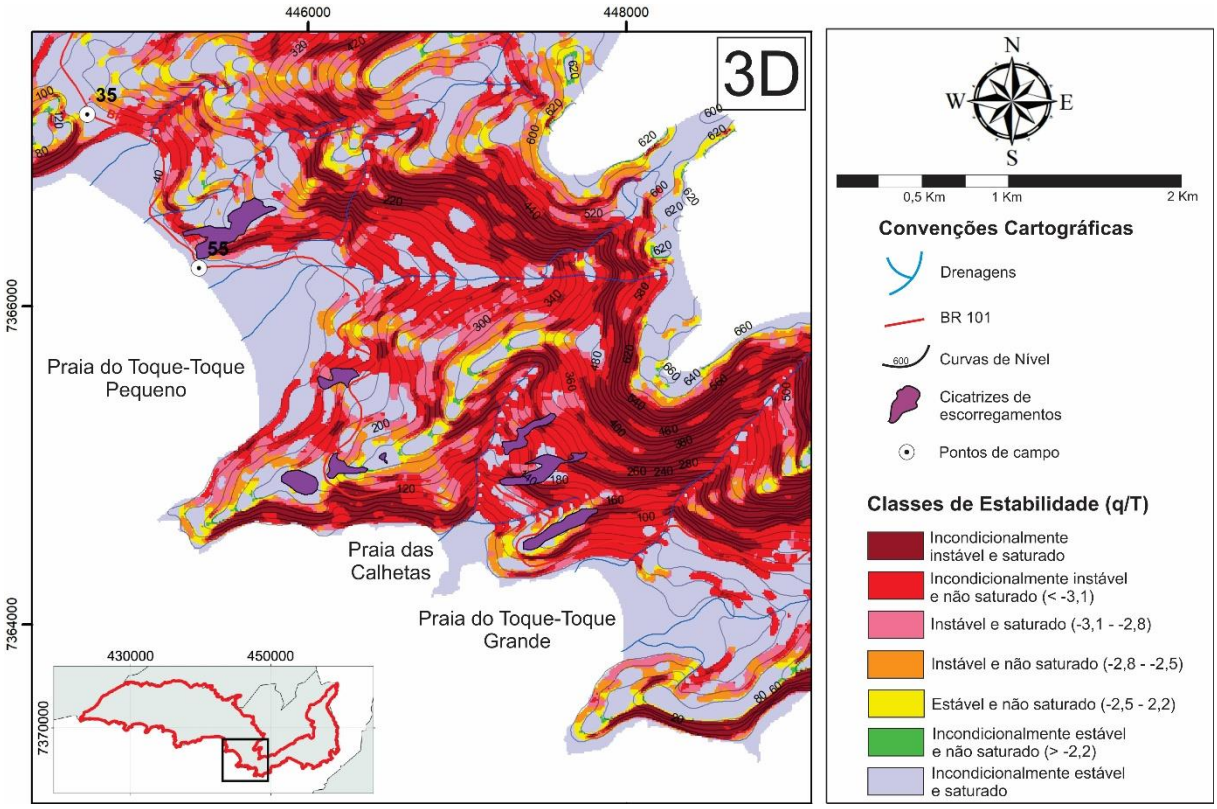
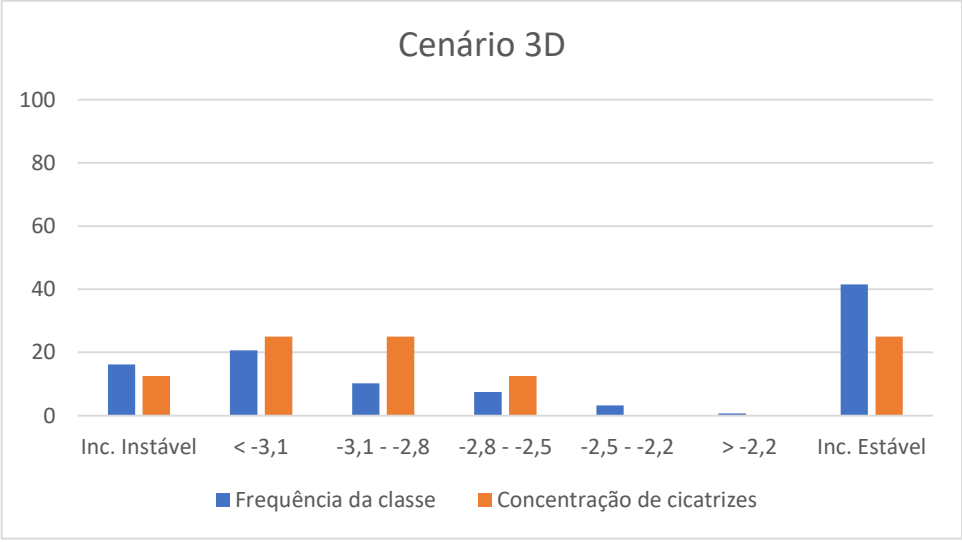


Figura 54 – Histograma do Cenário 3D mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe.



Em seu trabalho, onde também foi aplicado o modelo SHALSTAB, Vieira e Ramos (2015) obtiveram uma média de concentração de cicatrizes de 55% nas áreas instáveis na bacia do Rio Guaxinduba. Como comparação, nos cenários onde foram utilizados parâmetros baseados nestes autores, a concentração de cicatrizes foi de 83,3% em 1A, em 1B de 40%, em 1C de 56,25% e em 1D de 37,5%. Os valores se mostraram bastante variados, o que é esperado, visto que cada bacia possui características distintas quanto a sua declividade e formas de relevo, que são interpretadas de modo diferente pelo SHALSTAB, o que pode resultar ou não em áreas instáveis. Esses valores se mostraram mais regulares quando foram utilizados os parâmetros de Ferreira (2013), indicando que seus dados sejam mais coerentes com as características da área de estudo.

A relação entre áreas definidas como instáveis e a maior concentração de cicatrizes em tais regiões, apresentada neste capítulo, também é discutida em outros trabalhos, como o de Silva (2006) e Godoy (2015), onde os autores obtiveram resultados semelhantes, onde as cicatrizes estão, em sua maioria, diretamente associadas com regiões definidas como instáveis pelo SHALSTAB, mostrando a eficácia do modelo ao simular cenários semelhantes à realidade.

6.5. Apresentação dos cenários do SINMAP

Neste capítulo são apresentados os resultados obtidos nos cenários 4A, 4B, 4C e 4D, todos simulados através do modelo SINMAP.

O SINMAP, diferentemente do SHALSTAB, trabalha com intervalos em seus parâmetros de calibração, o que fez com que o número de cenários fosse menor neste modelo em comparação ao anterior. O que diferenciou cada cenário simulado no SINMAP foi apenas os valores de densidade do solo, já que o modelo o utiliza como uma constante, tendo que ser alterado para cada simulação realizada. Desse modo, a densidade do solo utilizada nos cenários 4A, 4B, 4C e 4D foi de, respectivamente 1940 kg/m³, 1700 kg/m³, 1740 kg/m³ e 1650 kg/m³. Os intervalos de ângulo de atrito (25,8° – 36,8°), coesão adimensional (0,17 – 0,31) e da razão T/R (69,1 – 103,7), foram os mesmos para os 4 cenários.

6.5.1. Cenário 4A

Assim como observado nos cenários do SHALSTAB, a classe mais estável, aqui chamada de “SI > 1,5” é a mais abundante no Cenário 4A (Figura 55), compreendendo 44,7% da área da bacia do Ribeirão Grande. Apesar do alto valor, a maior parte dessa classe está nas áreas de planície, e o resultado é semelhante aos encontrados nos cenários mais bem calibrados do SHALSTAB. De acordo com o histograma do Cenário 4A (Figura 56), a área referente à

soma das classes instáveis é alta, chegando aos 47,58%. Na classificação do SINMAP, as classes instáveis são, em ordem crescente de instabilidade: “1,25 > SI > 1”, “1 > SI > 0,5”, “0,5 > SI > 0,01” e “0,01 > SI”, sendo essa última análoga a classe “Incondicionalmente Instável” do SHALSTAB. Além disso, o grande valor de área classificada como instável, faz com que 100% das cicatrizes de escorregamento estejam localizadas nestas regiões.

Figura 55 – Simulação pelo modelo SINMAP do cenário 4A.

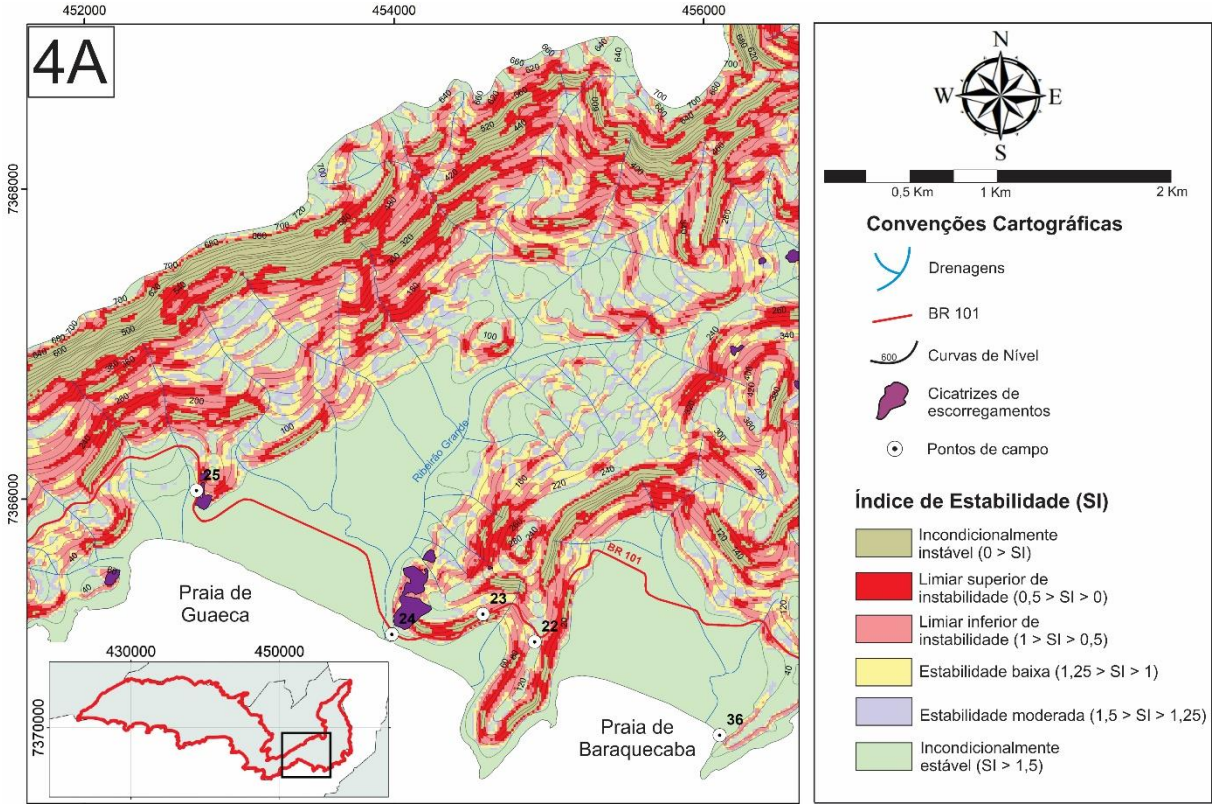
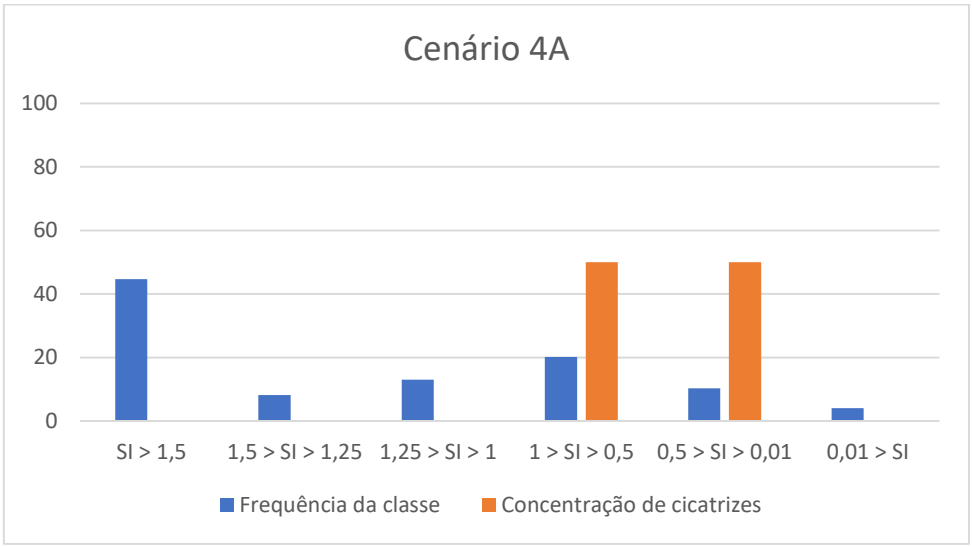


Figura 56 – Histograma do Cenário 4A mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe.



6.5.2. Cenário 4B

O Cenário 4B (Figura 57) também mostrou em seu histograma (Figura 58) valores altos para a somatória das classes instáveis, ocupando 51,7% da bacia, valor próximo ao observado nos cenários 2B e 3B do SHALSTAB. Enquanto isso, a classe mais estável "SI > 1,5", ocorreu em 40,97%. Apesar do alto valor das classes instáveis, neste cenário o número de cicatrizes localizadas nestas áreas não foi muito alto, sendo de apenas 60%.

Figura 57 – Simulação pelo modelo SINMAP do cenário 4B.

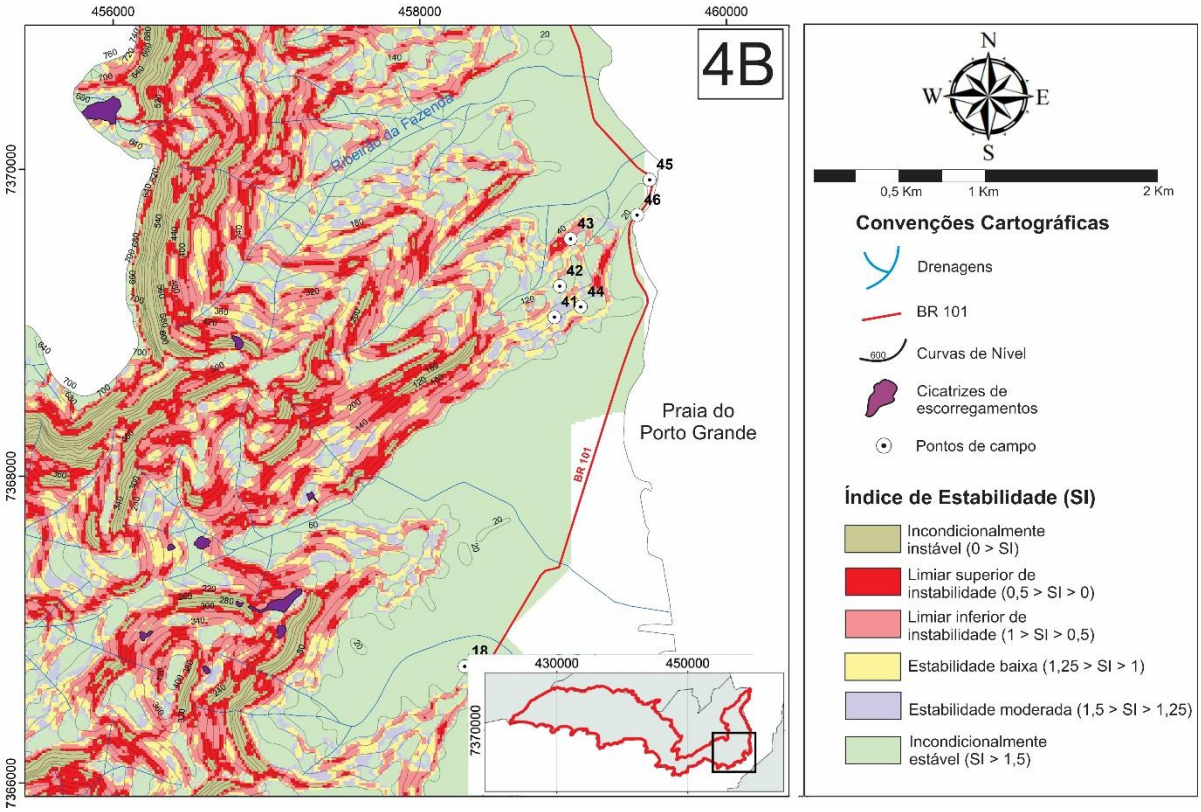
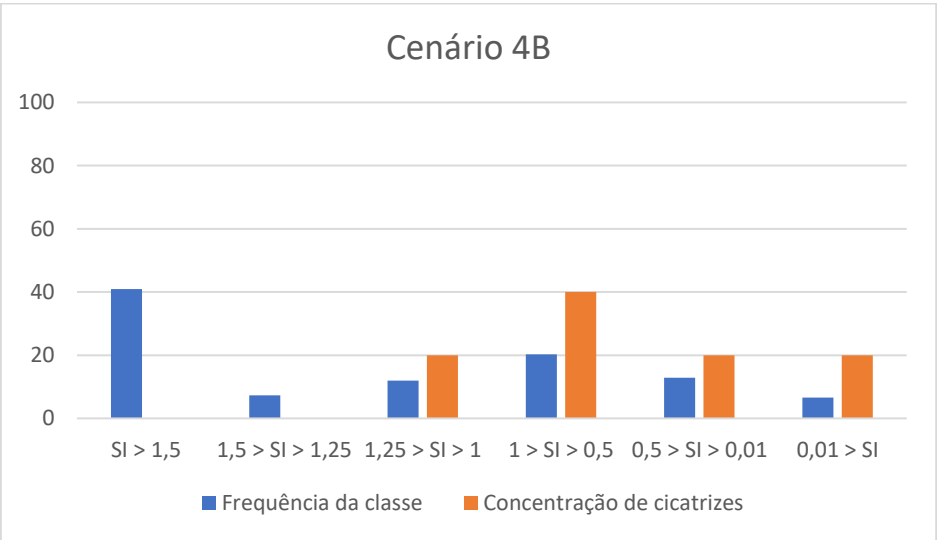


Figura 58 – Histograma do Cenário 4B mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe.



6.5.3. Cenário 4C

O Cenário 4C (Figura 59), realizado na bacia do Córrego do São Francisco também obteve um alto valor quanto as classes instáveis, chegando aos 51,01%, enquanto que a classe "SI > 1,5" ocupou 41,51% da área, de acordo com o histograma (Figura 60). As cicatrizes de escorregamento estão em sua grande maioria, 81,25% do total, nas áreas instáveis.

Figura 59 – Simulação pelo modelo SINMAP do cenário 4C.

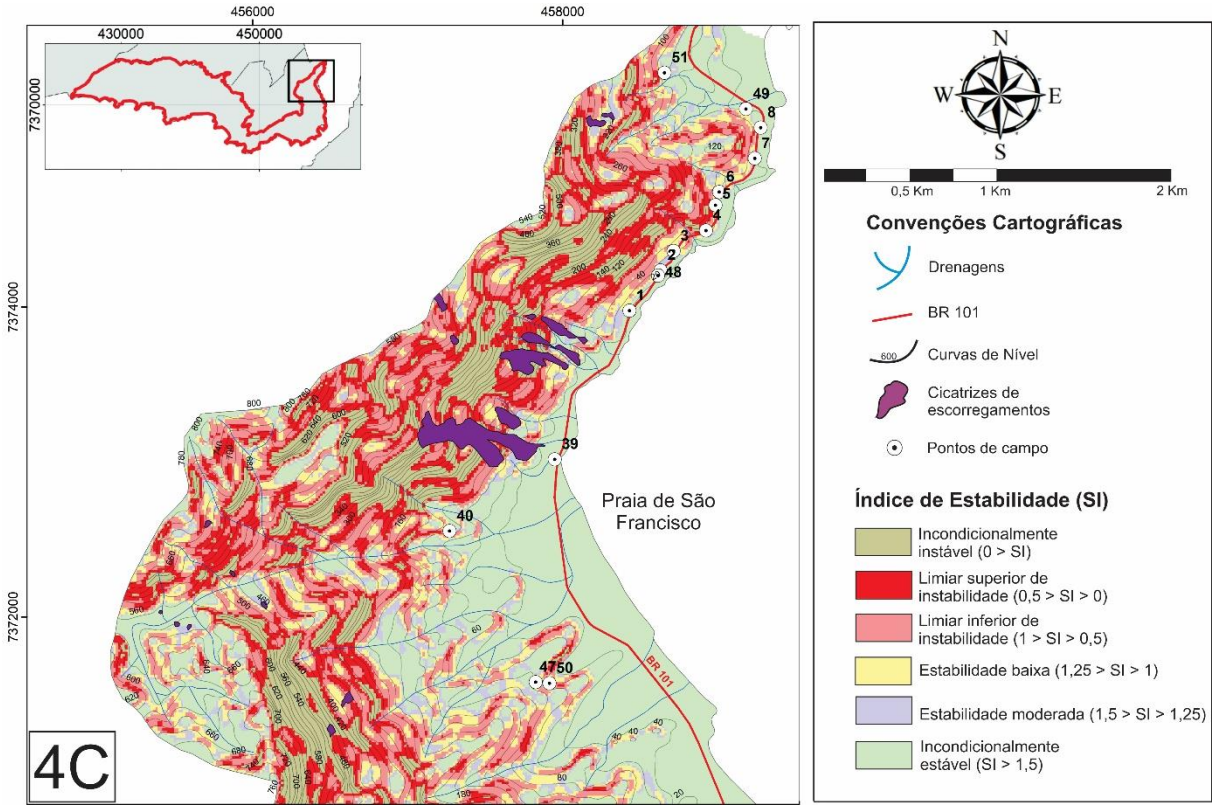
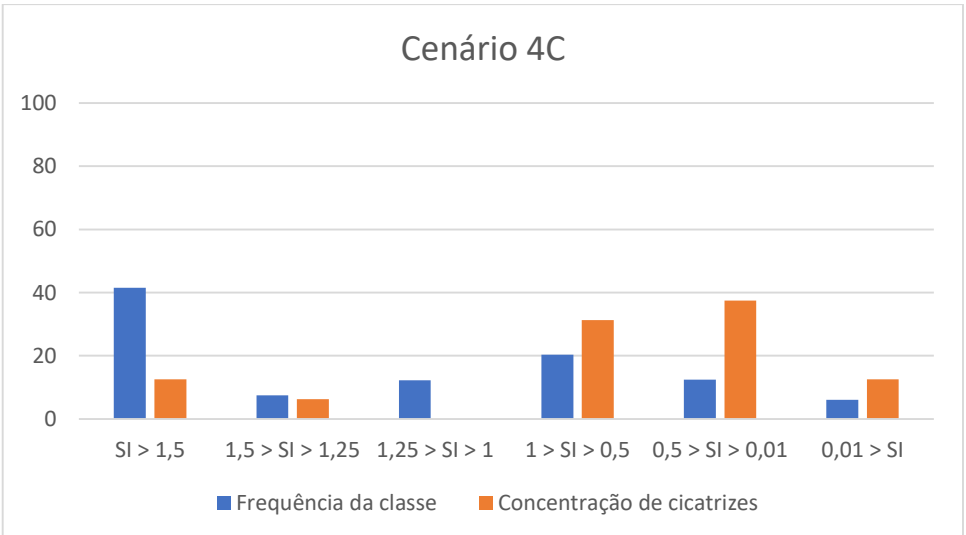


Figura 60 – Histograma do Cenário 4C mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe.



6.5.4. Cenário 4D

Por fim, no Cenário 4D (Figura 61), simulado nas bacias que desaguam nas praias do Toque-Toque Pequeno e das Calhetas, apresentou resultados semelhantes aos observados nos cenários 2D e 3D, na mesma bacia. De acordo com o histograma (Figura 62), a classe mais estável, “SI > 1,5”, ocupou 40,18% da área total, enquanto que a somatória da área das quatro classes instáveis foi de 52,68%. Nesse caso, 75% das cicatrizes estão localizadas em áreas instáveis.

Figura 62 – Simulação pelo modelo SINMAP do cenário 4D.

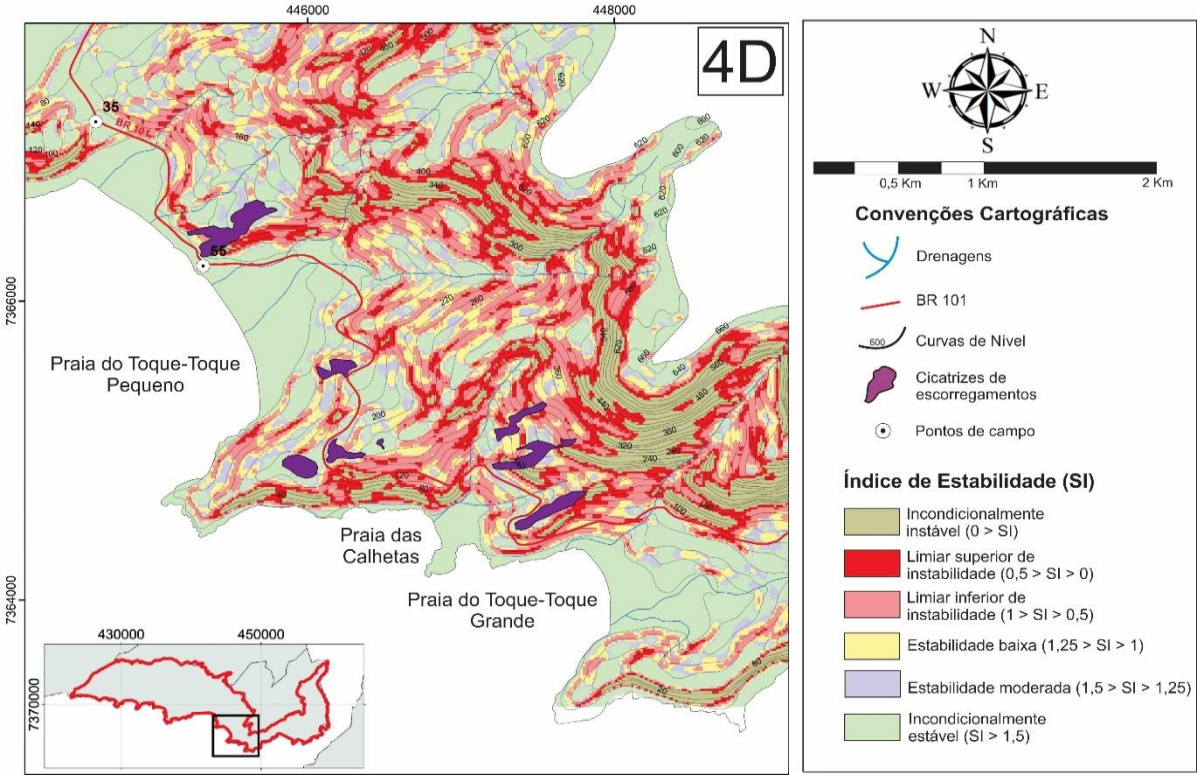
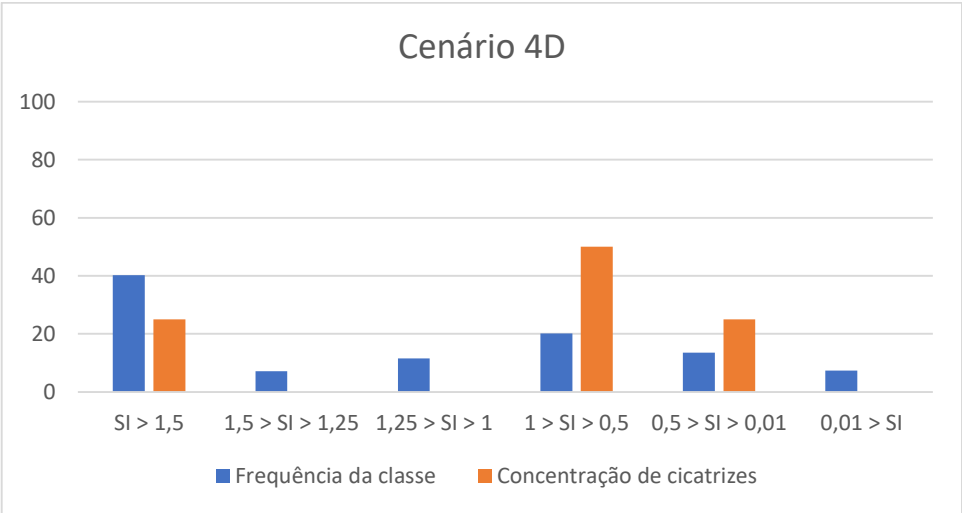


Figura 63 – Histograma do Cenário 4D mostrando a relação entre a frequência das classes de estabilidade na área e a concentração de cicatrizes de escorregamentos presentes por classe.



Como foi visto, os cenários simulados pelos modelos SHALSTAB e SINMAP conseguiram, de modo geral, simular e prever as áreas instáveis das bacias analisadas, em sua maioria condicionadas por porções do terreno de maior declividade, já que de acordo com Michel et al. (2010), este fator possui grande representatividade na definição da classe de estabilidade. Um aspecto que corrobora essa afirmação, é o de que na maioria dos casos, as áreas comprovadamente instáveis, onde já ocorreram escorregamentos, e que hoje são marcadas por suas cicatrizes, estão associadas às áreas definidas pelos modelos como instáveis, comprovando assim, a eficácia dos modelos em simular essas regiões, como comprovado em trabalhos anteriores, como de Silva (2006), Michel et al. (2010), Michel et al. (2012) e Godoy (2015).

Outro fato a se notar é de que apesar dos modelos SHALSTAB e SINMAP realizarem suas simulações de maneira distinta, o resultado que estes apresentam pode ser em alguns casos muito parecido, como pode ser observado na Tabela 5, que resume os valores da soma das classes instáveis de todos os cenários. Os cenários do SINMAP e os do SHALSTAB onde foram utilizados os conjuntos de dados de Ferreira (2013), atestam isso, sendo que nos cenários onde a coesão utilizada foi igual à 2160 N/m² e ângulo de atrito de 25,8°, as áreas definidas como instáveis mostram uma configuração praticamente igual. Um fato importante a se notar é de que, nos cenários referentes as bacias do Ribeirão Grande e do Córrego do São Francisco, o valor da concentração das cicatrizes nas áreas instáveis é, no geral, superior ao encontrado nas outras bacias, indicando um resultado para a simulação mais próximo da realidade.

Tabela 5 – Tabela relacionando as frequências das classes instáveis com a presença de cicatrizes por classe.

Cenário	Área	Frequência das classes instáveis (%)	Concentração das cicatrizes nas áreas instáveis (%)
1A (SH)	Bacia do Ribeirão Grande	28,66	80
2A (SH)		42,44	100
3A (SH)		50,04	100
4A (SI)		47,58	100
1B (SH)	Bacia da Praia do Porto Grande	30,2	40
2B (SH)		48,78	80
3B (SH)		53,59	100
4B (SI)		51,7	60
1C (SH)	Bacia do Córrego do São Francisco	29,87	56,25
2C (SH)		47,14	81,25
3C (SH)		53,02	87,5
4C (SI)		51,01	81,25
1D (SH)	Bacia das praias do Toque-Toque Pequeno e das Calhetas	30,64	37,5
2D (SH)		49,63	62,5
3D (SH)		54,54	75
4D (SI)		52,68	75

SH – SHALSTAB
SI – SINMAP

6.6. Comparação entre cenários do SHALSTAB e do SINMAP pela razão IA/IE

A comparação entre os cenários do SHALSTAB e do SINMAP foi realizada seguindo a metodologia proposta por Sorbino et al. (2010) e utilizada por Michel et al. (2012), baseando-se na razão entre o IA e o IE. Os índices obtidos para os cenários utilizados e o valor de IA/IE, para o modelo SHALSTAB, são apresentados na Tabela 6. É importante notar que nesta metodologia apenas as classes "Incondicionalmente Instável" e "log q/T menor que -3,1", são consideradas como instáveis no cálculo dos índices de acerto e erro, diferentemente das classes consideradas instáveis pelo modelo em si, que vão até "q/T = -2,8 – -2,5". No caso do SINMAP, as classes definidas como instáveis na metodologia de Michel et al. (2012) também são diferentes das do modelo, de acordo com os autores, são consideradas as classes que possuem SI menor que 1, ou seja, "1 > SI > 0,5", "0,5 > SI > 0,01" e "0,01 > SI". Os resultados dos índices e da razão IA/IE são apresentados na Tabela 7.

Tabela 6 – Tabela dos Índices de Acerto e Erro, e sua relação dos cenários do SHALSTAB.

Cenário	Índice de Acerto (%)	Índice de Erro (%)	IA/IE
1A	5	4,6	1,08
2A	13,9	8,6	1,61
3A	43,1	17,4	2,47
1B	0,2	3,4	0,05
2B	16,5	8,6	1,91
3B	19,5	16,3	1,19
1C	3,9	3,5	1,11
2C	17,8	8,1	2,19
3C	43,8	15,9	2,75
1D	2,1	3,1	0,67
2D	6,9	8,2	0,84
3D	13,6	16,22	0,83

Tabela 7 – Tabela dos Índices de Acerto e Erro, e sua relação dos cenários do SINMAP.

Cenário	Índice de Acerto (%)	Índice de Erro (%)	IA/IE
4A	81,6	37,3	2,18
4B	62,3	37,1	1,68
4C	91,2	35,04	2,57
4D	43	38,4	1,11

Como pode ser observado através das tabelas, tanto o IA, como o IE dos cenários do SINMAP são muito superiores aos do SHALSTAB. De acordo com Michel et al. (2012) essa diferença ocorre por causa das diferenças do funcionamento de cada modelo. O SHALSTAB, por ser um modelo determinístico, dá seus resultados de modo que haja ou não a deflagração do escorregamento, sendo que, somado a isso, a própria calibração do modelo resulta na diminuição das áreas instáveis dentro da bacia, resultando em IA no geral mais baixos, mas

também em IE, também mais baixos. Os autores, continuam, ao afirmar que no caso do SINMAP, por ser um modelo probabilístico e realizar inúmeras combinações entre os parâmetros de entrada, o resultado é dado na forma de probabilidade de falha, fazendo com que as áreas instáveis dentro da bacia ocupem uma área maior, aumentando o IA, mas devido a isso, ocorre também um aumento nas áreas que não coincidem com as cicatrizes de escorregamento, fazendo com que o IE também seja alto.

Analisando os resultados da razão IA/IE, nota-se que os cenários 1A, 2A, 3A e 4A, simulados na bacia do Ribeirão Grande, e os cenários 1C, 2C, 3C, e 4C, na bacia do Córrego do São Francisco, apresentaram valores de IA/IE superiores aos encontrados nos outros cenários. Isso mostra que nestas duas bacias, tanto o SHALSTAB quanto o SINMAP, conseguiram simular melhor as áreas instáveis, sendo que essas tiveram maiores áreas em comum com as cicatrizes de escorregamento, fato que já foi observado na Tabela 5. A presença de cicatrizes em áreas que os modelos consideram estáveis ocorre pois, como Michel et al. (2012) comenta, o estudo e o mapeamento dessas feições é complexo, pois a porção verdadeiramente instável de um escorregamento, pode ter sido menor do que a área que hoje é vista nas cicatrizes, já que a desestabilização de um volume de solo pode acarretar na desestabilização de um volume maior em virtude do relaxamento das tensões do material, fazendo assim, que um volume maior que o inicial venha a se movimentar. Outro fato que não pode ser ignorado, é a intervenção antrópica no aumento das áreas instáveis das bacias analisadas. Nos trabalhos de campo e nas fotografias aéreas da região de São Sebastião é muito comum observar a retirada da vegetação nativa para a criação de pastos, aumentando processos erosivos, como os rastejos, que podem evoluir para escorregamentos. Além disso, a construção de casas, dutos, linhas de transmissão de energia elétrica e de estradas nas regiões mais declivosas de São Sebastião, podem ter contribuído ativamente na desestabilização das encostas, em áreas onde o SHALSTAB e o SINMAP, que analisam apenas os fatores topográficos e climáticos, sem contar com a intervenção humana, classificariam como estáveis.

Apesar da diferença entre os IA e IE entre os modelos, a razão entres eles se mantem parecida nos cenários trabalhados. No entanto, como afirma Sorbino et al. (2010), o modelo que consegue melhor simular a realidade das áreas susceptíveis a escorregamentos é aquele que apresenta o maior valor de IA/IE. Desse modo, por uma pequena vantagem é seguro dizer que, nos cenários simulados, o SHALSTAB apresentou uma performance superior ao SINMAP. Além disso, como comenta Michel et al. (2012), por ter como resultado IA menores, o SHALSTAB consegue prever com mais precisão as áreas susceptíveis a escorregamentos,

enquanto que o SINMAP, por trabalhar com áreas instáveis mais amplas, pode servir melhor para análise de riscos e gestão territorial.

7. CONCLUSÕES

Pelos resultados obtidos pode concluir que tanto o SHALSTAB quanto o SINMAP, conseguiram prever de modo satisfatório as áreas instáveis das bacias analisadas. Essa relação foi melhor marcada nos cenários das bacias do Ribeirão Grande e do Córrego do São Francisco, onde, com exceção do Cenário 1C, de 80% a 100% das cicatrizes se localizaram em áreas classificadas como instáveis.

Na comparação entre os modelos pela razão IA/IE, estes mesmos cenários apresentaram valores superiores, indicando uma maior precisão dos modelos na simulação de áreas instáveis. Os valores de IA/IE nestes cenários variaram entre 1,08 e 2,75, enquanto que nas bacias das praias do Porto Grande e do Toque-Toque Pequeno e das Calhetas, onde a simulação foi menos fiel à realidade, variou de 0,05 a 1,91, sendo esse último valor, relativamente alto e referente ao Cenário 2B, uma exceção frente aos outros valores observados nestes cenários. Os maiores valores, no entanto, foram obtidos pelo SHALSTAB, sendo o modelo que melhor simulou a realidade.

O principal motivo da diferença entre os resultados dos cenários, sendo que estes utilizaram parâmetros de entrada semelhantes, foi a localização das cicatrizes em áreas consideradas estáveis. Isso ocorreu devido ao fato de que muitas vezes quando é deflagrado um escorregamento, a movimentação de material pode também desestabilizar áreas antes estáveis ao seu redor, fazendo com que o volume final movimentado pelo fenômeno seja muito superior ao volume que originalmente foi desestabilizado. Além disso, a influência antrópica, muito comum na área de estudo, pode ocasionar escorregamentos em áreas que naturalmente não estariam tão sujeitas a estes processos. As cicatrizes destes escorregamentos, deflagrados por influência antrópica, portanto, estariam em áreas em que os modelos SHALSTAB e SINMAP consideram estáveis, já que estes apenas levam em conta fatores naturais no cálculo de áreas instáveis. Desse modo, a existência de tais feições, caso possuam influência antrópica, podem acabar afetando a precisão dos modelos, e por consequência o valor da razão IA/IE.

Os valores de coesão e de ângulo de atrito mostraram-se muito importantes na classificação das áreas instáveis no SHALSTAB. Isso ficou mais claro nos resultados bastante distintos entre os cenários do modelo, visto que, nos cenários baseados em Vieira e Ramos (2015), onde a coesão, com um alto valor de 5500 N/m², fez com que menos áreas fossem definidas como instáveis em comparação aos cenários onde os dados de coesão mais baixos de Ferreira (2013) foram utilizados. Nos cenários da autora, o ângulo de atrito mostrou um papel fundamental, pois mesmo nos cenários onde a coesão era de 1199 N/m², mas com ângulo de

atrito alto (31,9°), as simulações apresentaram menos áreas instáveis do que quando a coesão era ligeiramente maior (2160 N/m²), mas o ângulo era consideravelmente menor, com 25,8°.

Além dos parâmetros de entrada, a definição das áreas instáveis pelos modelos SHALSTAB e SINMAP, é diretamente afetada pelas declividades do terreno. A partir do Mapa de Declividade, feito para a região de São Sebastião, o maior número de cicatrizes está associado às declividades entre 20° e 30°, seguida da classe entre 30° e 45°. Essa última, no entanto, se apresenta com menor expressividade em área, fazendo com que a concentração de cicatrizes por área seja superior. Outra relação interessante, que pode ser observada através do Mapa Hipsométrico, é a concentração de quase metade do total de cicatrizes mapeadas em altitudes baixas, entre 100 e 200 metros, e de quase um quarto entre os 200 e 300 metros, mostrando que em São Sebastião, os escorregamentos ocorrem, no geral, em altitudes relativamente baixas, pelo menos de acordo com o registro das cicatrizes. Este fato, pode estar associado aos escorregamentos causados por atividade antrópica, discutidos anteriormente.

A compartimentação fisiográfica auxiliou na identificação das unidades mais suscetíveis a escorregamentos e para definição das áreas alvo para a aplicação dos modelos SHALSTAB e SINMAP, sendo uma metodologia adequada para escalas regionais e na gestão de áreas de risco.

Quanto aos ensaios geotécnicos realizados na Unidade III, foi possível observar uma heterogeneidade quanto aos valores dos índices físicos. Isso ocorreu devido ao fato da alternância entre litotipos em cada ponto de campo, além da composição mais máfica ou félsica nos bandamentos de gnaisses e migmatitos, predominantes na região, e que acabam por refletir na composição do solo.

Por fim, apesar de que algumas cicatrizes terem sido mapeadas em áreas consideradas estáveis, diminuindo a precisão dos modelos em alguns cenários, os modelos conseguiram prever bem, na maioria dos casos, as áreas instáveis. A metodologia de comparação de desempenho pela razão IA/IE de Sorbino et al. (2010), permitiu uma análise quantitativa do resultado apresentado pelos modelos, com o SHALSTAB se saindo ligeiramente melhor do que o SINMAP. Desse modo, espera-se que o presente trabalho dê auxílio nas pesquisas sobre as áreas de risco a movimentos de massa, principalmente nas regiões litorâneas e com altas declividades, que dificultam o acesso e trabalhos de campo, do norte do Estado de São Paulo.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABNT - Associação Brasileira de Normas Técnicas. **NBR 7180: Solo – Determinação do limite de plasticidade.** ABNT, 1984.

ABNT - Associação Brasileira de Normas Técnicas. **NBR 6459: Solo – Determinação do limite de liquidez.** ABNT, 1984.

ABNT - Associação Brasileira de Normas Técnicas. **NBR 6509: instrumentos elétricos e eletrônicos de medição: terminologia.** ABNT, 1986.

AGEITEC - Agência Embrapa de Informação Tecnológica. **Cambissolos**. Disponível em:<http://www.agencia.cnptia.embrapa.br/gestor/bioma_caatinga/arvore/CONT000g798rt3o02wx5ok0wtedt3n5ubswf.html>. Acesso em: 30/03/2017.

AGEITEC - Agência Embrapa de Informação Tecnológica. **Espodossolos**. Disponível em:<http://www.agencia.cnptia.embrapa.br/gestor/solos_tropicais/arvore/CONTAG01_9_2212200611539.html>. Acesso em: 30/03/2017.

ALEOTTI, P.; CHOWDHURY, R. **Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives**. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, vol. 58, p. 21-44, 1999.

ALMEIDA F.F.M., HASUI Y. **O Pré-Cambriano do Brasil**. Ed. Edgard Blucher, São Paulo, 378p, 1984.

ALMEIDA, F. F. M. & CARNEIRO, C.D.R. **Origem e evolução da Serra do Mar**. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 28(2), p. 135-150, 1998.

ARAÚJO, J. P. C.; SILVA, L. M.; SILVA, F. A. D., FERNANDES, N. F. **Previsão de escorregamentos translacionais rasos e área de dutos: estudo de caso do Maciço do Tinguá na Reserva Biológica Federal do Tinguá (RJ)**. Revista Geonorte, Edição Especial 4, v. 10, n.1, p. 224-229, 2014.

AUGUSTO FILHO, O. **Cartas de Risco de Escorregamentos: uma proposta metodológica e sua aplicação no município de Ilhabela, SP**. Dissertação de Mestrado em Engenharia Civil - Escola Politécnica – Universidade de São Paulo. São Paulo, 167p, 1994.

AUGUSTO FILHO, O.; J. C. VIRGILI. Estabilidade de taludes. In: OLIVEIRA, A. M. S.; BRITO, S. N. A. **Geologia de Engenharia**. Associação Brasileira de Geologia de Engenharia (ABGE), p. 243-269, 1998.

AYELE, S.; RAGHUVANSHI, T. K.; KALA, P. M. **Application of remote sensing and GIS for landslide disaster management: a case from Abay Gorge, Gohatsion-Dejen Section, Ethiopia**. In: Landscape Ecology and Water Management: Proceedings of IGU Rohtak Conference, Vol. 2, C. 2, p. 15-32, 2014.

BATHURST, J. C.; MORETTI, G.; EL-HAMES, A.; MOAVEN-HASHEMI, A.; BURTON, A. **Scenario modelling of basin-scale, shallow landslide sediment yield, Valsassina, Italian Southern Alps**. Natural Hazards and Earth System Science, 5(2), pp. 189-202.

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

BIGARELLA, J. J. BECKER, R. D.; PASSOS, E.; **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Editora da UFSC, Florianópolis, v. 2, 875 p., 1996.

BIGARELLA, J. J.; PASSOS, E.; **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: Editora da UFSC, v. 3, p. 877-1436, 2003.

BORTOLOTI, F. D. **ArcGIS aplicado a bacias hidrográficas**. Vitória: Laboratório de Topografia e Cartografia – LTC, Universidade Federal do Espírito Santo. Apresenta tutoriais aplicados a bacias hidrográficas em ambiente ArcGis. Disponível em: < http://www.ltc.ufes.br/gisbasins/Aula_06.pdf>. Acesso em: 17/07/2017.

BRITO NEVES, B. B.; CORDANI, U. G. **Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic**. Precambrian Research. vol. 53, p. 23-40, 1991.

CAMPOS, M. C. C. **Relações solo-paisagem: conceitos, evolução e aplicações**. *Ambiência - Revista do Setor de Ciências Agrárias e Ambientais*, V. 8, n. 3, p. 963-982, 2012.

CAMPANHA, G. A. C.; ENS, H. H. **Estruturação Geológica da Região da Serra do Juqueriquerê, São Sebastião, SP**. Boletim IG-USP, Série Científica, v. 27, p. 41-49, 1996.

CARDOSO, D., RIEDEL, P. S., VEDOVELLO, R., BROLLO, M. J., TOMINAGA, L. K. (2009). **Compartimentação fisiográfica do município de Peruíbe, litoral de São Paulo — uma abordagem metodológica como subsídio à avaliação geotécnica de terrenos**. Pesquisas em Geociências, 3(36), 251-262, 2009.

CARRARA, A. **Landslide hazard mapping by statistical methods: a black box model approach**. In: Proc of the Workshop on Natural Disaster in European Mediterranean Countries, Perugia, Itália, 1988.

CARRARA, A. Uncertaity in evaluating landslide hazard and risk. In: NEMEC, J. et al. **Prediction and Perception of Natural Hazards**. Kluwer Academic Publishers, Países Baixos, P. 101-109, 1993.

CHALKIAS, C.; FERENTINOU, M.; POLYKRETIS, C. **GIS-based landslide susceptibility mapping on the Peloponnese Peninsula, Greece**. Geosciences, vol. 4, p. 176-190, 2014.

CHIODI FILHO, C.; CHIEREGATI, L. A; THEODOROVICZ, A. M. G.; THEODOROVICZ, A.; MENEZES, R. G.; RAMALHO, R.; BATOLLA JR., F. Geologia e recursos minerais das folhas de Natividade da Serra e Caraguatatuba. In: **Jornada sobre a carta geológica do Estado de São Paulo em 1:50000,** Atas... São Paulo: Pró-Minério, IPT. p. 8-29, 1983.

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de Sistemas Ambientais**. Edgard Blücher, São Paulo, 1999.

CINTRA, J.C.A. **Fundações em solos colapsíveis**. Serviço Gráfico da EESC/USP, São Carlos, 116p, 1998.

COELHO, J. O. M. **Mapeamento geológico-geotécnico pelo método de detalhamento progressivo: Aplicação no planejamento e gestão de obras rodoviárias.** Tese de doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, 2015.

DI, B. F. et al. **GIS-based risk analysis of debris flow: an application in Sichuan, southwest China**. International Journal of Sediment Research, V. 23, No. 2, p. 138-148, 2008.

DIAS NETO, C. M. **Evolução Tectono-termal do Complexo Costeiro (Faixa de Dobramentos Ribeira) em São Paulo**. 2001. 160 f. Tese de doutorado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.

DIAS NETO, C. et al. **A estructura em flor (flower structure) do complexo costeiro (faixa ribeira) en São Sebastião (São Paulo, Brasil).** Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe, Coruña, v. 31, p. 105-125, 2006.

DIAS NETO, C. M. et al. **Os Anfibolitos do Complexo Costeiro na Região de São Sebastião, SP.** Geol. USP, Série científica, São Paulo, v. 9, n. 3, p. 71-87, 2009.

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

DYMINSKI, A. S. **Noções de estabilidade de taludes e contenções**. Disponível em: <http://www.cesec.ufpr.br/docente/andrea/TC019/Taludes.pdf>. Acesso em: 30/03/2017.

EBERT, H. D.; HASUI, Y. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collison between three plates in Precambrian of south-east Brazil. In: HOLDSWORTH, R. E.; STRACHAN, R. A.; DEWEY, J. F. (Eds.) **Continental transpressional and transtensional tectonics**. London: Geological Society. p. 231-253. (Geological Society Special Publication, 135), 1998.

FERREIRA, F. S. **Análise da influência das propriedades físicas do solo na deflagração dos escorregamentos translacionais rasos na Serra do Mar (SP)**. Dissertação de mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.

FERREIRA, M. V. et al. **Comparação entrediferentes critérios para elaboração de mapas de susceptibilidade aos escorregamentos. Exemplo do município de Cubatão, Serra do Mar paulista**. Revista Brasileira de Cartografia, N° 60/04, 2008.

FERNANDES, N. F.; AMARAL, C. P. Capítulo 3: Movimentos de massa: uma abordagem geológico-geomorfológica. In: Guerra, A. J. T.; Cunha, S. B. (Eds.). **Geomorfologia e Meio ambiente**. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, p. 123-194, 1996.

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, n. 1, p. 51-71, 2001.

FIORI, A. P.; CARMIGNANI, L. **Fundamentos de mecânica dos solos e rochas: aplicações na estabilidade de taludes.** Editora da UFPR, Curitiba, 550 p., 2001.

GODOY, L. **Aplicação do modelo SHALSTAB no mapeamento de áreas susceptíveis à ocorrência de movimentos de massa, na Bacia do Rio Marumbi, Serra do Mar, Paraná**. Universidade Tecnológica do Paraná, 2015.

GRAMANI, M. F. **Caracterização geológico-geotécnica das corridas de detritos ("debris flows") no Brasil e comparação com alguns casos internacionais**. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Solos), EPUSP – Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 372 p., 2001.

GUERRA, A. J. T.; BOTELHO, R. G. M. **Características e propriedades dos solos relevantes para os estudos pedológicos e análise dos processos erosivos**. Anuário do Instituto de Geociências, v. 19, 1996.

GUIDICINI, G.; IWASA, O. Y. **Ensaio de correlação entre pluviosidade e escorregamentos em meio tropical úmido.** Instituto de Pesquisas Tecnológicas - IPT (Publicação 1080 IPT), 48 p, 1976.

GUIDICINI, G.; NIEBLE, C. M. **Estabilidade de taludes naturais e de escavação.** 2º Edição. Edgard Blücher, São Paulo, 194 p, 1984.

GUIMARÃES, R. F. et al. **Parameterization of soil properties for a model of topographic controls on shallow landsliding: application to Rio de Janeiro**. Engineering Geology, v.2, 137, p.1-10, 2003.

GUZZETTI, F. et al. **Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy**. Geomorphology, vol. 31, p. 181-216, 1999.

HACKSPACHER, P.; DANTAS, E. L.; SPOLADORE, A; FETTER, A. H.; OLIVEIRA, M. A. F. **Evidence of Neoproterozoic backarc basin development in the Central Ribeira Belt, Southeastern Brazil: new geochronological and geochemical constrains from the São Roque-Açungui Groups**. Revista Brasileira de Geociências, v. 30, n. 1, p. 110-114, 2000.

HASUI, Y.; DANTAS, A. S. L.; CARNEIRO, C. D. R.; BISTRICHI, C. A. O embasamento Pré-Cambriano e Eopaleozóico em São Paulo. In: **Mapa Geológico do Estado de São Paulo**. Pró-Minério, IPT. v. 1, p. 12-45, 1981.

HASUI, Y.; OLIVEIRA, M. A. D. Província Mantiqueira – setor central. In: ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. (Eds.) **O Pré-Cambriano do Brasil**. Editora Edgard Blucher, São Paulo, 378p., 1984.

HASUI, Y. Sistema Orogênico Mantiqueira. In: Hasui, Y.; Carneiro C.D. R.; Almeida F. F. M.; Bartorelli, A. (org). **Geologia do Brasil**. São Paulo: Editora Beca, p. 331-371., 2012.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; SILVA, L.C.; CAMPOS NETO, M.C.; TROUW, R.A.J. A Evolução Tectônica da Província Mantiqueira. In: MANTESSONETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO NEVES, B.B. (Coords.). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** Beca, São Paulo, p. 203-234, 2004.

HUGGETT, R. J. **Soil landscape systems: a model of soil genesis**. Geoderma, v.13, p. 1–22, 1975.

IPT – Instituto de Pesquisas Tecnológicas. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo**. IPT, São Paulo, 1981.

JULIANI, C.; HACKSPACHER, P.; DANTAS, E. L.; FETTER, A. H. **The Mesoproterozoic vulcano-sedimentay Serra do Itaberaba Group of Central Ribeira Belt, São Paulo State, Brazil: implications for the age of the overlying São Roque Group**. Revista Brasileira de Geociências, v. 30, n. 1, p. 82-86, 2000.

LEPSCH, I. F. **Formação e conservação dos Solos**. Oficina de Textos, São Paulo, 2002.

LISTO, F. L. R. **Propriedades geotécnicas dos solos e modelagem matemática de previsão de escorregamentos translacionais rasos**. Tese de doutorado, Universidade de São Paulo/USP, São Paulo, 2015.

MACHADO FILHO, L. et al. **Geologia das Folhas Rio de Janeiro (SF 23/24) escala 1:1.000.000, mapa e texto explicativo**. Projeto RADAM Brasil, Rio de Janeiro, MME. 780p. 1983.

MARCELINO, E. V. **Mapeamento de áreas susceptíveis a escorregamento no município de Caraguatatuba (SP) usando técnicas de sensoriamento remoto**. Dissertação de mestrado, INPE – Instituto de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2004.

MARTINELLI, M. **Relevo do Estado de São Paulo**. Disponível em: <https://confins.revues.org/6168?lang=pt>. Acesso em: 30/03/2017.

MARTINS, K. G. **Expansão Urbana Desordenada e Aumento dos Riscos Ambientais à Saúde Humana: o Caso Brasileiro**. Dissertação de Graduação, Universidade de Brasília, UnB. 2012.

MENDES, R. M. Capítulo 6: Colapso e subsidência de solos. In: TOMINAGA, L. K.; SANTORO, J.; AMARAL, R. (Orgs.). **Desastres naturais: conhecer para prevenir.** Instituto Geológico, São Paulo, p. 85-98, 2011.

MICHEL, G. P; KOBIYAMA, M.; GOERL, R. F. **Análise comparativa entre os modelos SHALSTAB e SINMAP na identificação de áreas susceptíveis a escorregamentos translacionais**. X Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos, 2012.

MOURA, C. A.; MATTOS, J. T.; JIMÉNEZ-RUEDA, J. R. **Análise de fraturamentos para determinação de áreas instáveis na faixa de dutos Osvat/Osplan – São Sebastião, em São Paulo.** Revista Brasileira de Geociências, volume 42(3), p. 585-596, 2012.

NERY, T. D. **Avaliação da suscetibilidade a escorregamentos translacionais rasos na bacia da Ultrafértil, Serra do Mar (SP)**. Dissertação de mestrado, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

NETTO, G. F.; BELTRAMI, A. C.; RODRIGUES, C.; RHOLFS, D. B.; SALES, L. B. F. & ALONZO, H. R. A. **Por um movimento nacional ecossanitário**. In: 1ª Conferência Nacional de Saúde Ambiental. Brasília. 2009.

NOGUEIRA, J. B.; STANCATI, G.; VILAR, O. M. **Ensaios de laboratório em mecânica dos molos**. Escola de Engenharia de São Carlos/USP, São Carlos, 1981.

OLIVEIRA, A. M. S.; BRITO, S. N. A. **Geologia de Engenharia**. Associação Brasileira de Geologia de Engenharia (ABGE), 1998.

OLIVEIRA et al. **Mapa pedológico do Estado de São Paulo**. Disponível em: <http://www.iac.sp.gov.br/solossp/pdf/mapa_pedologico_Solos_Estado_de_Sao_Paulo.pdf> Acesso em 30/03/2017, IAC/Embrapa, Campinas, 1999.

OLIVEIRA, D.; NETO, J. P. Q. **Evolução do relevo na Serra do Mar no Estado de São Paulo a partir de uma captura fluvial**. GEOUSP - Espaço e Tempo, São Paulo, Nº 22, 2007.

OLIVEIRA, N. B. **Urbanização brasileira e saúde ambiental**. In: 1ª Conferência Nacional de Saúde Ambiental, Brasília, 2009.

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

PACK R.T., TARBOTON D.G., GOODWIN C.N. **Terrain stability mapping with SINMAP, technical description and users guide for version 1.00**. Report Number 4114 0, Terratech Consulting Ltd., Salmon Arm, Canada, 68 p., 1998.

PASTORE, E. L.; FONTES, R. M. Caracterização e classificação de solos. In: OLIVEIRA, A. M. S. & BRITO, S. N. A. **Geologia de engenharia**. São Paulo, ABGE, p. 198-210, 1998.

PENHA, H. M. et al. **Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro.** Cônvênio DRM/IG-UFRJ: Projeto Folha Itaipava, Rio de Janeiro, v. 1, Relatório final, 177 p., 1981.

PINTO, R. C.; PASSOS, E.; CANEPARO, S. C. **Considerações a respeito dos condicionantes utilizados em pesquisas envolvendo movimentos de massa**. Geoingá: Revista do Programa de Pós-Graduação em Geografia, Maringá, v. 5, n. 1, p. 102-124, 2013.

REIS, F. A. G. V. **Curso de geologia ambiental via internet.** Departamento de Geologia Aplicada, Unesp – Rio Claro. Disponível em: <http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/ead/index.html>. Acesso em: 30/03/2017.

RIBEIRO, M. C. S. et al. **Evolução tectônica e denudacional da Serra do Mar (SE/Brasil) no limite entre o Cretáceo superior e Paleoceno, utilizando análises de traços de fissão e u-th/he em apatitas**. Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 12, nº 3, p.3-14, 2011.

RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L. G.; FERRARI, A.L. Evolução geológica do *rift* continental do Sudeste do Brasil. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., BRITO-NEVES B.B. (Org.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Editora Beca, São Paulo, p. 383-405, 2004.

RIVEREAU, J.C. **Notas de aula do curso de fotointerpretação**. Instituto de Geologia/UFPR, Curitiba, 128 p., 1969.

SANTOS, I. et al. **Utilização do modelo SINMAP para a avaliação da estabilidade das margens dos reservatórios Salto Osório e Salto Santiago – PR**. VI Simpósio Nacional de Geomorfologia, Goiânia, 2006.

SELBY, M. **Hillslope materials and processes**. Oxford University Press, Oxford, 289 p, 1993.

SILVA, P. C. F. (Coord.) et al. Mapa Geológico. In: VEDOVELLO, R. (Coord.) et al. **Projeto carta de risco a movimentos de massa e inundação no município de São Sebastião**. Instituto Geológico – IG, São Paulo, 1996.

SILVA, J. C. C. **Contribuições aos estudos da geodinâmica ambiental do segmento leste do Pórtico Guanabarino**. Dissertação de Mestrado, Pontifícia Universidade Católica de Minas Gerais, Belo Horizonte, 155 p., 1999.

SILVA, D. C. de O. A**plicação do modelo SHALSTAB na previsão de deslizamentos em Petrópolis**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 148 p., 2006.

SILVA, C. A. C. **Comparação entre as análises paramétrica e integrada na susceptibilidade a escorregamentos no entorno de dutos, Duto Orbel, Rio de Janeiro**. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, 2015.

SILVEIRA, F. L.; MEDEIROS, A. **O paradoxo hidrostático de Galileu e a Lei de Arquimedes**. Caderno Brasileiro de Ensino de Física, v. 26, n. 2: p. 273-294, 2009.

SOARES, P.C.; FIORI, A.P. **Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia**. Notícias Geomorfológicas, nº 6, V (32), p. 71-104, 1976.

SOBREIRO NETO, A. F.; PAIVA FILHO, A.; MORTARI, J. L.; BITAR, O. Y. Geologia da Folha São Luiz do Paraitinga (SP). In: **Jornada sobre a carta geológica do Estado de São Paulo em 1:50000,** Atas...São Paulo: Pró-Minério, IPT. p. 8-29, 1983.

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

STERNBERG, H. O'R. **Enchentes e movimentos coletivos do solo no Vale do Paraíba em dezembro de 1948: influência da exploração destrutiva das terras**. Revista Brasileira de Geografia, v. 11, p. 223-261, 1949.

TABALIPA, N.L. **Comparativo de técnicas no mapeamento de áreas suscetíveis a deslizamentos no município de Pato Branco, Paraná.** Pato Branco, Paraná, 2015.

TASSINARI, C. C. G.; CAMPOS NETO, M. C. **Precambrian continental crust evolution of sotheastern São Paulo State-Brazil: based on isotopic evidences**. Geochimica Brasiliensis, v. 2, n. 2, p. 175-183, 1988.

TERZAGHI, K. **Mechanism of landslides**. Geotechnical Society of America, Berkeley, 1950, pp. 83-125., 1950.

TOMINAGA, L. K. Capítulo 2: Escorregamentos. In: TOMINAGA, L. K.; SANTORO, J.; AMARAL, R. (Orgs.). **Desastres naturais: conhecer para prevenir.** São Paulo: Instituto Geológico, p. 25-38, 2009.

VAN WESTEN, C. J. **Application of geographic information systems to landslide hazard zonation.** International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC), Enschede, Países Baixos, 1993.

VIEIRA, B. C.; RAMOS, H. **Aplicação do modelo SHALSTAB para mapeamento da suscetibilidade a escorregamentos rasos em Caraguatatuba, Serra do Mar (SP)**. Revista do Departamento de Geografia – USP, Volume 29, p. 161 a 174, 2015.

ZAINE, J. E. **Método de fotogeologia aplicado a estudos geológico-geotécnicos: ensaio em Poços de Caldas, MG**. Tese de Livre Docência, Departamento de Geologia Aplicada do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Unesp – Campus de Rio Claro, Rio Claro, 2011.

ZALÁN, P. V.; OLIVEIRA, J. A. B. de. **Origem e evolução estrutural do sistema de rifte Cenozoicos do Sudeste do Brasil**. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 13, n.2, p. 269-300, 2005.

ZUQUETTE, L.V. **Análise crítica da cartografia geotécnica e proposta metodológica para as condições brasileiras**. Tese de Doutorado - Escola de Engenharia de São Carlos/USP, São Carlos, 1987.

ZUQUETTE, L. V.; GANDOLFI, N. I. **Cartografia geotécnica.** Oficina de Textos, São Paulo, 2004.

Apêndice 1 – Mapa Geológico

425000 430000 435000 440000 445000 450000 455000 460000

7375000 7370000 7365000

N W E S

Caraguatatuba

São Sebastião

Oceano Atlântico

Rio Juqueí

Rio Camburi

Rio Grande

Ribeirão Grande

Ribeirão da Toca

Ribeirão da Barra

BR 101

Praia de Juqueí

Praia da Baleia

Praia de Camburi

Praia de Maresias

Praia de Toque-Toque Grande

Praia de São Francisco

Praia do Porto Grande

Centro

Praia Pitangueiras

Escala de mapeamento 1:50000
Escala de representação 1:100000

0 2,5 5 10 Km



Legenda

Unidades Geológicas

- Qm1 — Sedimentos marinhos atuais
- Qm2 — Sedimentos arenosos marinhos subatuais, incluindo antigos terraços e cordões litorâneos
- Qm3 — Sedimentos fluviais, incluindo aluviões e planícies fluviais atuais e subatuais
- Qc1 — Sedimentos argilosos flúvio-marinhos e de ambiente marinho restrito
- Qc2 — Depósitos de colúvio de tálus
- Cb1 — Leucogranito com granada, localmente enriquecida com biotita e atingindo textura pegmatítica
- Cb2 — Biotita gnaisse com granada passando para migmatitos
- Cb3 — Migmatitos com diversas texturas com intercalações de anfibolitos
- Cb4 — Biotita gnaisse porfiroblásticos com ou sem granada e comumente milonitizado, passando para migmatitos e com algumas intercalações de anfibolitos

- Contato litológico
- Fotolineamento
- Falha de empurrão
- Intrusão alcalina
- Intrusão básica

Convenções Cartográficas

- Drenagem
- BR - 101
- Cicatrizes de escorregamentos
- Curva de nível
- Ponto de campo
- Área urbana

unesp

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"JÚLIO DE MESQUITA FILHO"
Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Programa de Pós-Graduação em
Geociências e Meio Ambiente

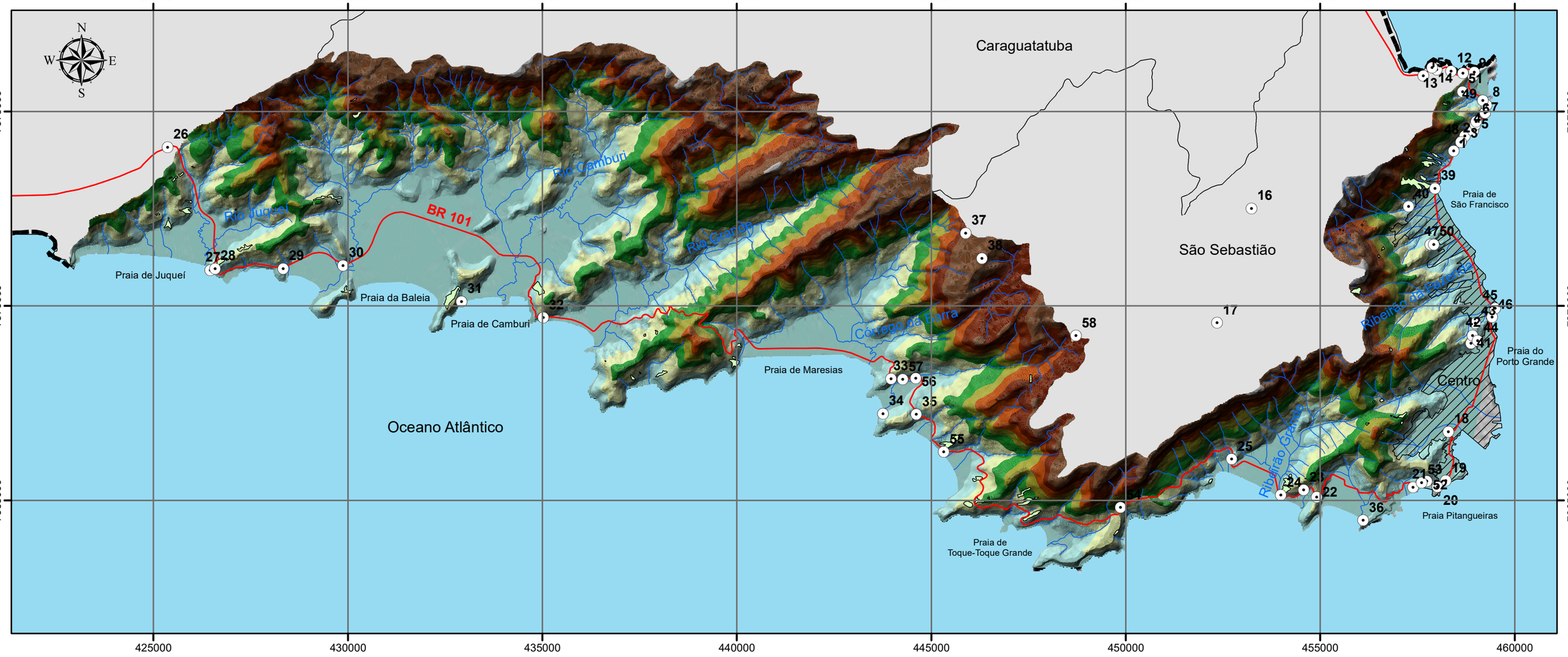
COMPARAÇÃO ENTRE OS MODELOS SHALSTAB E SINMAP NO ESTUDO DE ÁREAS SUSCEPTÍVEIS A ESCORREGAMENTOS EM SÃO SEBASTIÃO - SP

Apêndice 1 - Mapa Geológico
Compilado de IG (1996)

Projeção UTM
Datum horizontal : SIRGAS 2000
Fuso 23, hemisfério sul

Autor : Felipe Pereira de Sisto
Rio Claro/2018

Apêndice 2 – Mapa Hipsométrico



Escala de mapeamento 1:50000
Escala de representação 1:100000

0 2,5 5 10 Km



Legenda

Elevação (metros)

- 800 - 900
- 700 - 800
- 600 - 700
- 500 - 600
- 400 - 500
- 300 - 400
- 200 - 300
- 100 - 200
- 0 - 100

Convenções cartográficas

- Drenagem
- BR - 101
- Área urbana
- Pontos de campos
- Cicatrizes de escorregamentos

unesp

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"JÚLIO DE MESQUITA FILHO"
Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente

COMPARAÇÃO ENTRE OS MODELOS SHALSTAB E SINMAP NO ESTUDO DE ÁREAS SUSCEPTÍVEIS A ESCORREGAMENTOS EM SÃO SEBASTIÃO - SP

Apêndice 2 - Mapa Hipsométrico

Projeção UTM
Datum horizontal : SIRGAS 2000
Fuso 23, hemisfério sul

Autor : Felipe Pereira de Sisto
Rio Claro/2018

Apêndice 3 – Mapa de Declividade

425000 430000 435000 440000 445000 450000 455000 460000

7375000 7370000 7365000

N W E S

Caraguatatuba

São Sebastião

Oceano Atlântico

Rio Juqueí

Rio Camburi

Rio Grande

BR 101

Corrego da Barra

Ribeirão da Fazenda

Ribeirão Grande

Praia de Juqueí

Praia da Baleia

Praia de Camburi

Praia de Maresias

Praia de Toque-Toque Grande

Praia de São Francisco

Praia do Porto Grande

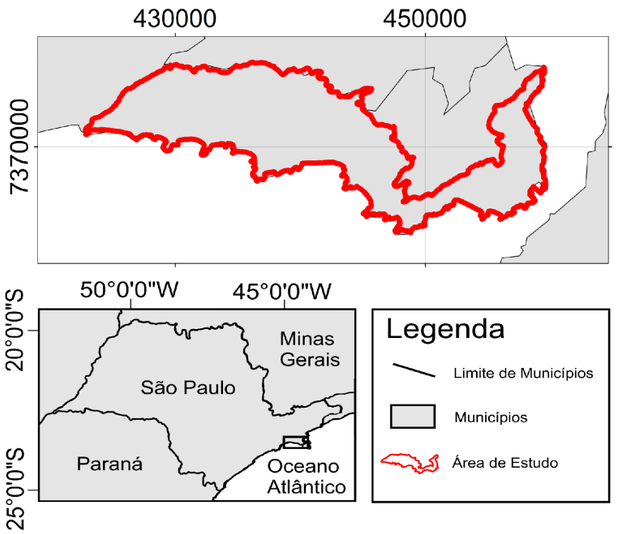
Centro

Praia Pitangueiras

26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 47 50 45 46 43 42 44 41 58 17 16 15 12 9 14 13 51 49 8 7 6 4 5 48 2 3 1 25 18 19 21 53 52 20 24 23 22 54 55 56 57

Escala de mapeamento 1:50000
Escala de representação 1:100000

0 2,5 5 10 Km



Legenda

Declividade (°)

- 0 - 20
- 20 - 30
- 30 - 45
- > 45

Convenções cartográficas

- Drenagem
- BR - 101
- Área urbana
- Ponto de campo
- Cicatrizes de escorregamentos

unesp

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"JÚLIO DE MESQUITA FILHO"
Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente

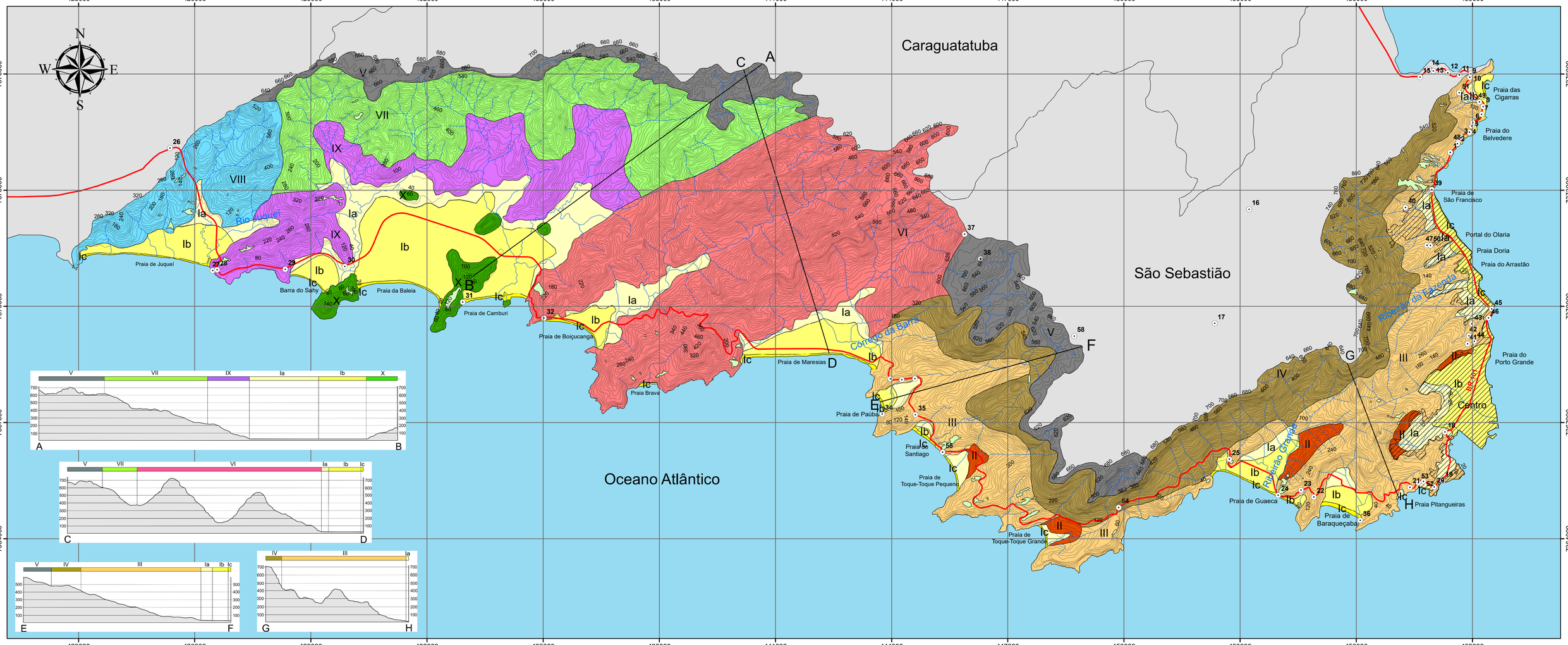
COMPARAÇÃO ENTRE OS MODELOS SHALSTAB E SINMAP NO ESTUDO DE ÁREAS SUSCEPTÍVEIS A ESCORREGAMENTOS EM SÃO SEBASTIÃO - SP

Apêndice 3 - Mapa de Declividade

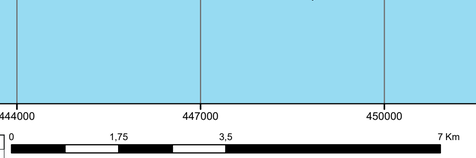
Projeção UTM
Datum horizontal : SIRGAS 2000
Fuso 23, hemisfério sul

Autor : Felipe Pereira de Sisto
Rio Claro/2018

Apêndice 4 – Carta de Compartimentação Geológico-Geotécnica



Unidade Fisiográfica	Geologia	Geomorfologia			Fotoanálise								Fotointerpretação							
					Análise da densidade textural		Análise das formas e características do relevo						Características geotécnicas							
		Unidade Morfoescultural	Zonas/ Subzonas	Modelado	Densidade dos elementos de drenagem	Densidade dos elementos de relevo	Tropia	Forma dos Vales	Forma das Encostas	Amplitude Local	Declividade	Forma do Topo	Permeabilidade	Relação escoamento/ infiltração	Espessura do manto de alteração	Profundidade do topo rochoso	Espessura do material inconsolidado	Grau de escavabilidade	Susceptibilidade		
																			Erosão Linear (induzida)	Escorregamento	Corrida de Massa
I a - Planície de deposição flúvio-marinha	Sedimentos fluviais, incluindo aluviões e planícies fluviais atuais e sub-atuais	Provincia Costeira	Baixadas Litorâneas	Planícies Costeiras	Baixa	Baixa	Não orientada	Abertos	-	Pequena	Baixa	-	Alta	Baixa	-	-	Espesso	Pouco resistente	Média a alta	Baixa	Baixa
I b - Planície de deposição marinha	Sedimentos arenosos marinhos sub-atuais, incluindo antigos terraços e cordões litorâneos	Provincia Costeira	Baixadas Litorâneas	Planícies Costeiras	Baixa	Baixa	Não orientada	Abertos	-	Pequena	Baixa	-	Alta	Baixa	-	-	Espesso	Pouco resistente	Média a alta	Baixa	Baixa
I c - Linha de costa	Sedimentos marinhos atuais	Provincia Costeira	Baixadas Litorâneas	Planícies Costeiras	Baixa	Baixa	Não orientada	Abertos	-	Pequena	Baixa	-	Alta	Baixa	-	-	Espesso	Pouco resistente	Média a alta	Baixa	Baixa
II - Rampas de colúvio e talus	Depósitos de colúvio e talus	Provincia Costeira	Serrania Costeira	Planícies Costeiras	Baixa	Baixa	Não orientada	Abertos	Côncava	Média	Média	-	Média	Média	Grande	Profundo	Espesso	Pouco resistente a resistência média	Média	Alta	Alta
III - Gnaisses, migmatitos e granitos em escarpas	Biotita gnaisse com granada passando para migmatitos e leucogranito com granada	Provincia Costeira	Serrania Costeira	Escarpas com espigões digitados/escarpas festonadas	Média	Média	Pouco orientada	Abertos	Côncava	Grande	Média/alta	Arrendondados a angulosos	Média	Média	Média	Intermediário	Intermediário	Resistência média	Alta	Alta	Alta
IV - Gnaisses migmatíticos em escarpas	Biotita gnaisse com granada passando para migmatitos	Provincia Costeira	Serrania Costeira	Escarpas com espigões digitados/escarpas festonadas	Média	Média	Pouco orientada	Abertos	Côncava	Grande	Alta	Arredondados a angulosos	Baixa	Alta	Pequena	Raso a sub-aflorante	Delgado a inexistente	Resistência média a alta	Baixa	Média	Alta
V - Granitos e gnaisses migmatíticos em relevo de morros paralelos	Biotita gnaisse com granada passando para migmatitos com diversas texturas com intercalações de anfibolitos	Planalto Atlântico	Planalto de Juqueriquerê	Morros paralelos	Média	Média	Pouco orientada	Abertos	Convexa	Média	Média	Arredondados	Alta	Baixa	Alta	Intermediário a profundo	Intermediário a espesso	Resistência média	Média	Baixa	Baixa
VI - Migmatitos com metabásicas associadas em escarpas orientadas	Migmatitos com diversas texturas com intercalações de anfibolitos	Provincia Costeira	Serrania Costeira	Escarpas com espigões digitados	Baixa	Média	Muito orientada	Fechados	Côncava	Grande	Alta	Angulosos	Média	Alta	Média	Intermediário	Intermediário	Resistência média	Baixa	Alta	Alta
VII - Migmatitos com metabásicas associadas em escarpas	Migmatitos com diversas texturas com intercalações de anfibolitos	Provincia Costeira	Serrania Costeira	Escarpas com espigões digitados	Média	Média	Pouco orientada	Fechados	Côncava	Grande	Alta	Arredondados	Baixa	Alta	Pequena	Raso a sub-aflorante	Delgado a inexistente	Resistência média a alta	Baixa	Alta	Alta
VIII - Gnaisse migmatítico com intercalações de metabásicas em escarpas	Biotita gnaisse porfiroblásticos com ou sem granada e comumente milonitizado, passando para migmatitos e com algumas intercalações de anfibolitos	Provincia Costeira	Serrania Costeira	Escarpas com espigões digitados	Média	Média	Pouco orientada	Fechados	Convexa	Grande	Média/alta	Arredondados	Média	Alta	Média	Intermediário	Intermediário	Resistência média	Média	Alta	Média
IX - Migmatitos com metabásicas associadas em meia encosta	Migmatitos com diversas texturas com intercalações de anfibolitos	Provincia Costeira	Serrania Costeira	Escarpas com espigões digitados	Média	Média	Pouco orientada	Abertos	Côncava	Grande	Média/alta	Angulosos	Média	Média	Grande	Intermediário	Intermediário	Resistência média	Média	Alta	Alta
X - Corpos insulares de migmatito	Migmatitos com diversas texturas com intercalações de anfibolitos	Provincia Costeira	Serrania Costeira	Escarpas com espigões digitados	Baixa	Baixa	Pouco orientada	-	Convexa	Média	Média	Angulosos	Média	Alta	Baixa	Raso	Delgado	Resistência média	Baixa	Baixa	Baixa





unesp

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"JÚLIO DE MESQUITA FILHO"
Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente

COMPARAÇÃO ENTRE OS MODELOS SHALSTAB E SINMAP NO ESTUDO DE ÁREAS SUSCEPTÍVEIS A ESCORREGAMENTOS EM SÃO SEBASTIÃO - SP

Apêndice 4 - Carta de Compartimentação Fisiográfica

Projeção UTM
Datum horizontal : SIRGAS 2000
Fuso 23, hemisfério sul

Autor : Felipe Pereira de Sisto
Rio Claro/2018