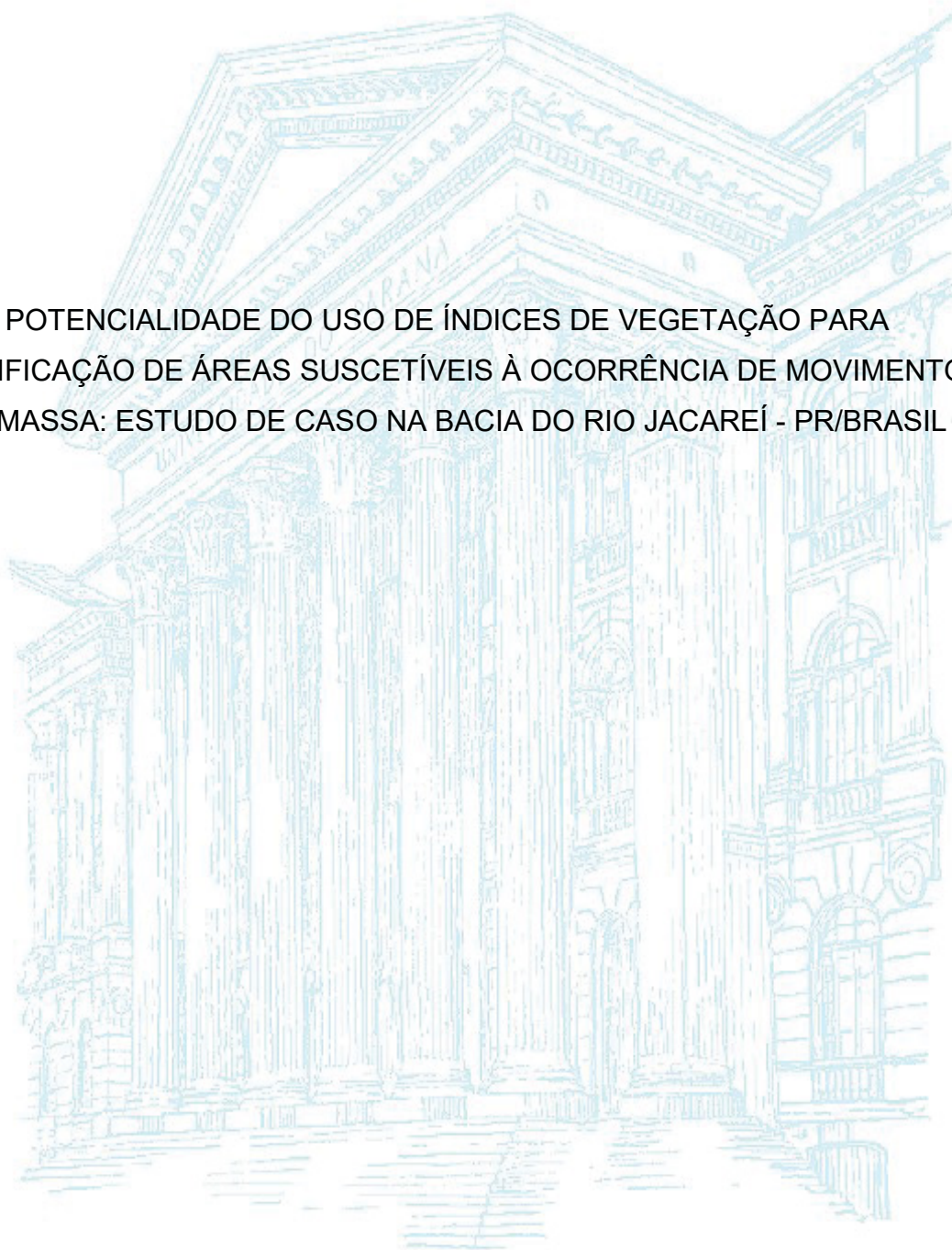


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

ELAINE DE CACIA DE LIMA FRICK

POTENCIALIDADE DO USO DE ÍNDICES DE VEGETAÇÃO PARA
IDENTIFICAÇÃO DE ÁREAS SUSCETÍVEIS À OCORRÊNCIA DE MOVIMENTOS
DE MASSA: ESTUDO DE CASO NA BACIA DO RIO JACAREÍ - PR/BRASIL



CURITIBA

2022

ELAINE DE CACIA DE LIMA FRICK

POTENCIALIDADE DO USO DE ÍNDICES DE VEGETAÇÃO PARA
IDENTIFICAÇÃO DE ÁREAS SUSCETÍVEIS À OCORRÊNCIA DE MOVIMENTOS
DE MASSA: ESTUDO DE CASO NA BACIA DO RIO JACAREÍ - PR/BRASIL

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, Setor de Ciências da Terra, na Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Doutora em Geografia.

Orientador: Profº. Dr. Tony Vinicius Moreira Sampaio.
Coorientador: Profº. Dr. Fábio Marcelo Breunig.

CURITIBA

2022

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

Frick, Elaine de Cacia de Lima

Potencialidade do uso de índices de vegetação para identificação de áreas suscetíveis à ocorrência de movimentos de massa: estudo de caso na Bacia do Rio Jacaré - PR/Brasil / Elaine de Cacia de Lima Frick. – Curitiba, 2022.

1 recurso on-line : PDF.

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

Orientador: Prof^o. Dr. Tony Vinicius Moreira Sampaio

Coorientador: Prof^o. Dr. Fábio Marcelo Breunig

1. Vegetação - Sensoriamento remoto. 2. Estatística - Análise. I. Sampaio, Tony Vinicius Moreira. II. Breunig, Fábio Marcelo. III. Universidade Federal do Paraná. Programa de pós-Graduação em Geografia. VI Título.

Bibliotecária: Roseny Rivelini Morciani CRB-9/1585

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação GEOGRAFIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da tese de Doutorado de **ELAINE DE CACIA DE LIMA FRICK** intitulada: **Potencialidade do uso de índices de vegetação para identificação de áreas susceptíveis à ocorrência de movimentos de massa: estudo de caso na bacia do rio Jacaré - PR/Brasil.**, sob orientação do Prof. Dr. TONY VINICIUS MOREIRA SAMPAIO, que após terem inquirido a aluna e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

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

CURITIBA, 06 de Julho de 2022.

Assinatura Eletrônica

08/07/2022 12:41:04.0

TONY VINICIUS MOREIRA SAMPAIO

Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica

08/07/2022 14:40:24.0

ELIAS FERNANDO BERRA

Avaliador Interno (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Assinatura Eletrônica

08/07/2022 13:06:34.0

HIDEO ARAKI

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Assinatura Eletrônica

08/07/2022 16:58:31.0

LEONARDO ERCOLIN FILHO

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Assinatura Eletrônica

08/07/2022 16:03:10.0

ERICSON HIDEKI HAYAKAWA

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE ESTADUAL DO OESTE DO PARANÁ)

DEDICATÓRIA

*Dedico aos meus pais que sempre foram meu alicerce,
ao meu amado esposo e filhos.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, ele é a minha rocha e a minha força, sem ele nada disso seria possível.

À minha família, em especial meu esposo Paulo e meus filhos João, Maria e Fernanda, pelo apoio, ajuda e por compreenderem a minha ausência em muitos momentos, e meus pais Derli e Regina, por sempre me incentivarem e me apoiarem.

Aos professores do Programa de Pós-graduação em Geografia da UFPR, por todo o aprendizado que me proporcionaram. Em especial ao meu orientador, Tony Sampaio, por toda motivação e por acreditar em mim, mesmo nos momentos que eu estava sem forças para seguir em frente. Não poderia deixar de agradecer toda a dedicação que teve com a pesquisa e por todas as orientações, observações, me proporcionando muito aprendizado.

Ao meu coorientador, Fábio Breunig, pela disponibilização de materiais, pelo compartilhamento de conhecimento e pelas observações durante a realização da pesquisa. Aos membros da banca, pelo aceite em participar deste momento de avaliação e pelas contribuições para melhoria da pesquisa.

À Universidade Federal do Paraná (UFPR), por me permitir o afastamento integral das minhas atividades, em especial aos docentes colegas do Departamento de Geografia, Everton, Tony, Edenilson e Marcos Torres, que assumiram carga de aula, projetos e coordenação de laboratório para que eu pudesse me dedicar a esta pesquisa. Aos amigos Jorge Montenegro, Heloísa Marques e Zezinho, aos demais colegas do curso de Geografia e a equipe do LABOGEO, pelas palavras de incentivo e de apoio.

Agradeço a equipe do LAGEO, Gisele, Ricardo, William, Taísa e ao coordenador Claudinei Taborda, pela disponibilização de materiais, pelo compartilhamento de conhecimentos para a realização da pesquisa e pelas conversas. Também agradeço a equipe do LAPE-CT pela troca de experiências durante os nossos seminários e pela amizade, em especial ao Otacílio Paz, Mayara, Monyra e Fabiano Marion.

À empresa Planet Labs Inc., pela cortesia das imagens Rapideye (PLAN ID: 503533). À USGS pelos dados Landsat. Ao INMET (Instituto Nacional de Meteorologia), pelos dados da estação meteorológica de Morretes.

RESUMO

Os movimentos de massa são comuns na região da Serra do Mar devido suas características físicas e ao elevado índice pluviométrico. Identificar previamente às áreas mais suscetíveis a sua ocorrência é essencial para servir de alerta e prevenção. A pesquisa assume que, a análise da diferença significativa nos valores dos índices de vegetação, deve, em função da maior concentração/saturação de água do ambiente, fornecer indícios das áreas mais suscetíveis à ocorrência de movimentos de massa. Para tanto, avaliou-se a potencialidade de uso dos índices de vegetação (IVs) (NDVI, EVI, RENDVI, NDWI₅, NDWI₇, SR) na identificação de áreas suscetíveis a movimentos de massa na região da Mata Atlântica. As etapas foram: Seleção e caracterização da área de estudo; Seleção dos sensores e tratamento das imagens (correção atmosférica, modelagem topográfica; cálculo dos IVs); Seleção das áreas amostrais a partir da caracterização morfológica; e Tratamentos estatísticos dos dados. Com imagens Rapideye e Landsat de datas anteriores ao evento de escorregamento (11/03/2011) e corrigidas topograficamente, duas abordagens foram realizadas: 1. Comparativo estático dos valores dos IVs de áreas que tiveram registro de escorregamentos (Ae) com valores de áreas morfológicamente similares que não escorregaram (Ane), tendo como resultado, que para os IVs de data mais próxima ao evento de escorregamento, as diferenças foram estatisticamente significativas entre Ae e Ane, corroborando com a hipótese principal da pesquisa. 2. O comparativo dinâmico de dois momentos distintos para avaliar as diferenças (Δ -IV), apontou que a análise no tempo, não pode ser utilizada como indicativo de áreas mais suscetíveis.

Palavras-chave: Sensoriamento remoto. Vegetação. Escorregamento. Modelagem topográfica. Análise estatística.

ABSTRACT

Landslides are common in the Serra do Mar region due to their physical characteristics and high rainfall rates. Identifying in advance the areas most susceptible to its occurrence is essential to alert and forecasting. The research assumes that the analysis of the significant difference in the values of vegetation indices can provide indications of the areas most susceptible to the occurrence of mass movements, as a function of the higher concentration/saturation of water in the environment,. Therefore, we evaluated the potential use of vegetation indices (VIs) (NDVI, EVI, RENDVI, NDWI₅, NDWI₇, SR) to identify areas susceptible to mass movements in the Atlantic Forest region. The main steps were: Selection and characterization of the study area; Selection of sensors and treatment of images (atmospheric correction, topographic modeling; calculation of IVs); Selection of sample areas based on morphological characterization; and Statistical treatment of data. With Rapideye and Landsat images from dates prior to the landslide event (03/11/2011) and topographically corrected, two approaches were carried out: 1. Static comparison of IVs values of areas that had landslides (Ae) with values of areas morphologically similar that did not slip (Ane), with the result that for the IVs with a date closer to the landslide event, the differences were statistically significant between Ae and Ane, corroborating the main research hypothesis. 2. The dynamic comparison of two different moments to evaluate the differences (Δ -IV), pointed out that the analysis in time cannot be used as an indication of more susceptible areas.

Keywords: Remote sensing. Vegetation. Landslide. Topographic Modeling. Statistical Analysis.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 - REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DA HIPÓTESE H0 E H1	30
FIGURA 2 - ESCORREGAMENTO TRANSLACIONAL	33
FIGURA 3- FORMAS DO TERRENO E SUAS RELAÇÕES FRENTE AO FLUXO DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL	38
FIGURA 4 – EFEITOS MECÂNICOS E HIDROLÓGICOS DAS ÁRVORES	42
FIGURA 5 – COMPORTAMENTO DA VEGETAÇÃO DIANTE DAS REGIÕES ESPECTRAIS.....	44
FIGURA 6 - EFEITO DO CONTEÚDO DE UMIDADE NA REFLETÂNCIA DAS FOLHAS	45
FIGURA 7 - INFLUÊNCIA DO RELEVO NA CONDIÇÃO DE ILUMINAÇÃO DOS ALVOS	51
FIGURA 8 – REPRESENTAÇÃO DO EFEITO DA CORREÇÃO TOPOGRÁFICA SOBRE A RELAÇÃO ENTRE REFLETÂNCIA E FATOR COSSENO ...	53
FIGURA 9 – ETAPAS DA PESQUISA	65
FIGURA 10 - LOCALIZAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO JACAREÍ E INDICAÇÃO DAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS ASSOCIADAS AO ESTUDO, SOBREPOSTAS A UMA FOTOGRAFIA DE 2011	67
FIGURA 11- MAPA (A) HIPSOMÉTRICO E (B) DECLIVIDADE DA BACIA DO RIO JACAREÍ - CALCULADOS A PARTIR DO MDE ALOS-PALSAR.	70
FIGURA 12 - GRÁFICO DE PRECIPITAÇÃO DIÁRIA E ACUMULADA NA REGIÃO DE ESTUDO	71
FIGURA 13 – DISTRIBUIÇÃO DAS ÁREAS AMOSTRAIS SOBRE O FATOR COSSENO	76
FIGURA 14 – REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DA CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA DAS ÁREAS ESCORREGADAS.....	79
FIGURA 15 – DIMENSÕES DAS CICATRIZES DE ESCORREGAMENTOS.....	80
FIGURA 16 – ÁREAS COM MAIOR SUSCETIBILIDADE À OCORRÊNCIA DO EVENTO DE 2011 – DEFINIDAS PELA CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA DOS ESCORREGAMENTOS.....	82
FIGURA 17 – ÁREAS MORFOLÓGICAMENTE SIMILARES PARA DEFINIÇÃO DAS AMOSTRAS DE ÁREAS NÃO ESCORREGADAS	83

FIGURA 18 – REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DO COMPARATIVO ESTÁTICO E DINÂMICO	84
FIGURA 19 - AVALIAÇÃO VISUAL DA CORREÇÃO TOPOGRÁFICA	89
FIGURA 20 - ÍNDICES DE VEGETAÇÃO DOS DADOS RAPIDEYE COM E SEM CORREÇÃO TOPOGRÁFICA.....	96
FIGURA 21 - ÍNDICES DE VEGETAÇÃO DOS DADOS LANDSAT COM E SEM CORREÇÃO TOPOGRÁFICA.....	97
FIGURA 22- ESPECTROS DE REFLECTÂNCIA PARA AE E ANE: A) RAPIDEYE E B) LANDSAT	102
FIGURA 23 – GRÁFICO DA VARIAÇÃO DOS IVS DE AE NO TEMPO 1 E TEMPO2	111
FIGURA 24 – GRÁFICO DA VARIAÇÃO DOS IVS DE ANE NO TEMPO 1 E TEMPO2.....	112
FIGURA 25 - CLIMOGRAMA DO PERÍODO ENTRE 30 DIAS ANTERIORES AO TEMPO 1 ATÉ O TEMPO 2	113
FIGURA 26 – GRÁFICO DE PRECIPITAÇÃO DIÁRIA E PRECIPITAÇÃO ACUMULADA (MM) – 30 DIAS ANTES DO T1.....	115
FIGURA 27 - GRÁFICO DE PRECIPITAÇÃO DIÁRIA E PRECIPITAÇÃO ACUMULADA (MM) – 30 DIAS ANTES DO T2.....	115

LISTA DE QUADROS

QUADRO 1 – SÍNTESE DAS INFORMAÇÕES DAS IMAGENS RAPIDEYE	72
QUADRO 2 – SÍNTESE DAS INFORMAÇÕES DAS IMAGENS LANDSAT	72
QUADRO 3 – RECLASSIFICAÇÃO DOS ATRIBUTOS TOPOGRÁFICOS	81

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 - CARACTERÍSTICAS DAS IMAGENS	74
TABELA 2 – CONSTANTE K OBTIDA DA REGRESSÃO LINEAR – IMAGENS RAPIDEYE	76
TABELA 3 – CONSTANTE K OBTIDA DA REGRESSÃO LINEAR – IMAGENS LANDSAT	76
TABELA 4 – REGRESSÃO LINEAR PARA OBTENÇÃO DO VALOR “C” – IMAGENS RAPIDEYE	77
TABELA 5 – REGRESSÃO LINEAR PARA OBTENÇÃO DO VALOR “C” – IMAGENS LANDSAT	77
TABELA 6 – CLASSIFICAÇÃO DO TAMANHO DO EFEITO.....	86
TABELA 7 - COMPARAÇÃO DO DESVIO PADRÃO DAS REFLETÂNCIAS DAS BANDAS SEM CORREÇÃO E COM CORREÇÃO TOPOGRÁFICA CONSIDERANDO AS ÁREAS AMOSTRAIS	90
TABELA 8 – COMPARAÇÃO DO COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO ENTRE FATOR COSSENO E REFLETÂNCIA DAS ÁREAS AMOSTRAIS.....	91
TABELA 9 - TIPO DE TESTE ESTATÍSTICO DE SIGNIFICÂNCIA APLICADO.....	92
TABELA 10– P-VALUE OBTIDO A PARTIR DOS TESTES DE SIGNIFICÂNCIA AO NÍVEL DE 5%.....	93
TABELA 11 – VALORES DO TESTE DE NORMALIDADE DE SHAPIRO-WILK.....	98
TABELA 12 – VALORES DO TESTE DE NORMALIDADE DE SHAPIRO-WILK – RAPIDEYE. Em vermelho estão indicados os resultados não significativos a 5% de significância.	103
TABELA 13 – VALORES DO TESTE DE NORMALIDADE DE SHAPIRO-WILK – LANDSAT NOVEMBRO/2010.....	104
TABELA 14 – VALORES DO TESTE DE NORMALIDADE DE SHAPIRO-WILK - LANDSAT JANEIRO/2011.	104
TABELA 15 - COMPARAÇÃO ENTRE O CONJUNTO DE DADOS (AE E ANE) DOS IVS PARA AS DIFERENTES DATAS E IMAGENS ANALISADAS. Em vermelho estão indicados os resultados não significativos a 5% de significância.....	105
TABELA 16 – INTERVALO DE TEMPO – IT (DIAS) ENTRE A DATA DAS IMAGENS E O EVENTO	105

TABELA 17 – TAMANHO DO EFEITO DAS DIFERENÇAS ENTRE OS CONJUNTOS DE DADOS	107
TABELA 18 – VALORES DE “P” DO TESTE DE NORMALIDADE DE SHAPIRO-WILK PARA ÁREA ESCORREGADA NO TEMPO1 E TEMPO2	108
TABELA 19 – VALORES DE “P” DO TESTE DE NORMALIDADE DE SHAPIRO-WILK PARA ÁREA NÃO ESCORREGADA NO TEMPO1 E TEMPO2.	108
TABELA 20 – VALOR DE “P” DO TESTE DE SIGNIFICÂNCIA NO TEMPO PARA ÁREA ESCORREGADA E ÁREA NÃO ESCORREGADA. Em vermelho estão indicados os resultados não significativos a 5% de significância.	109
TABELA 21 – TAMANHO DO EFEITO DAS DIFERENÇAS ENTRE OS CONJUNTOS DE DADOS NO TEMPO	110
TABELA 22 – MÉDIAS E Δ -IVS NO TEMPO 1 E TEMPO2 PARA AE.....	111
TABELA 23 – MÉDIAS E Δ -IVS NO TEMPO 1 E TEMPO2 PARA ANE	112

LISTA DE SIGLAS E ABREVIações

AAS - ângulo azimutal solar
AAV - ângulo azimutal de visada
AE – área escorregada
ALOS - advanced land observing satellite
ANE – área não escorregada
ACORN - atmospheric correction now
APA – área de proteção ambiental
ATCOR - atmospheric/ topographic correction
BRDF - bidirectional reflectance distribution function
DOS - dark object subtraction
EVI - enhanced vegetation index
FLAASH - fast line-of-sight atmospheric analysis of spectral hypercubes
FOD - floresta ombrófila densa
FS – fator de segurança
IAF - índice de área foliar
INMET - instituto nacional de meteorologia
IV - índice de vegetação
LSWI - land surface water index
m – metros
m.s.n.m – metros sobre o nível do mar
MDE - modelo digital de elevação
MDS – modelo digital de superfície
MODTRAN - moderate resolution atmospheric transmission
ND – nível digital
NDVI - normalized difference vegetation index
NDWI - normalized difference water index
NIR - near-infrared
nm – nanômetro
NOAA - national oceanic and atmospheric administration
OrthoProduct - radiometric, sensor and geometric corrections applied to the data
PALSAR - phased array type L-band synthetic aperture radar
PRI - photochemical reflectance index

RED – vermelho

RED-EDGE – borda vermelha

RENDVI - red edge normalized difference vegetation index

SAVI - soil-adjusted vegetation index

SHALSTAB – shallow landsliding stability model

SR - simple ratio

SWIR - short wave infrared

TOA - top of atmosphere

USGS - united states geological survey

VARI - atmosphere resistant index in the visible region

6S - second simulation of the satellite signal in the solar spectrum

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	18
1.1	MOVIMENTOS DE MASSA	18
1.2	IMPORTÂNCIA SOCIAL DO ESTUDO	20
1.3	IMPORTÂNCIA DA VEGETAÇÃO	22
1.4	CLIMA, VEGETAÇÃO e ÍNDICES DE VEGETAÇÃO	25
1.5	HIPÓTESES	28
1.6	OBJETIVOS	31
1.6.1	Objetivo Geral	31
1.6.2	Objetivos Específicos	31
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICO-METODOLÓGICA	32
2.1	MOVIMENTOS DE MASSA NA SERRA DO MAR E SUA CLASSIFICAÇÃO	32
2.2	FATORES CONDICIONANTES E DESENCADEANTES NA OCORRÊNCIA DOS MOVIMENTOS DE MASSA	34
2.2.1	Geologia e Solos	34
2.2.2	Relevo	36
2.2.3	Aspectos Hidrológicos e Ação Antrópica	38
2.3	O PAPEL DA VEGETAÇÃO NA ESTABILIDADE DE VERTENTES E NA PREDISPOSIÇÃO DE ÁREA DE ESCORREGAMENTOS	40
2.4	O SENSORIAMENTO REMOTO DA VEGETAÇÃO	43
2.4.1	A vegetação e sua interação com a radiação eletromagnética	43
2.4.2	Fatores que podem interferir na resposta espectral da vegetação	46
2.4.3	Correção Atmosférica	46
2.4.4	Comportamento anisotrópico da vegetação	48
2.4.5	Efeito da topografia na caracterização espectral da vegetação	50
2.4.5.1	Algoritmos para correção do efeito da topografia	52
2.4.6	Índices de vegetação (IVs)	55
2.4.6.1	Razão Simples (SR)	56
2.4.6.2	Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI)	56
2.4.6.3	Índice de Vegetação Melhorado (EVI)	57
2.4.6.4	Índice de vegetação de diferença normalizada da borda vermelha (RENDVI)	58
2.4.6.5	Índice de Água por Diferença Normalizada (NDWI)	59
2.5	A RESPOSTA DA VEGETAÇÃO E DOS ÍNDICES DE VEGETAÇÃO FRENTE ÀS CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS	60
3	MATERIAIS E MÉTODOS	64
3.1	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E DOS ESCORREGAMENTOS	

NO LOCAL.....	66
3.1.1 Área de estudo	66
3.1.2 Caracterização dos escorregamentos de 11/03	69
3.2 SELEÇÃO DOS SENSORES E TRATAMENTO DAS IMAGENS.....	71
3.2.1 Resolução espacial e período dos imageamentos orbitais.....	71
3.2.2 Correção Atmosférica dos dados orbitais	73
3.2.3 Modelagem Topográfica	73
3.2.4 Seleção dos IVs testados na pesquisa	78
3.3 SELEÇÃO DAS ÁREAS AMOSTRAIS (ÁREAS DE TESTE)	78
3.3.1 Caracterização morfológica das cicatrizes	79
3.4 TESTES ESTATÍSTICOS APLICADOS.....	85
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	87
4.1 ESCORREGAMENTOS E ÁREAS SUSCETÍVEIS NA BACIA DO RIO JACAREÍ.....	87
4.2 DESEMPENHO DOS MÉTODOS DE CORREÇÃO TOPOGRÁFICA.....	88
4.2.1 Análise da correção topográfica sobre as bandas espectrais.....	88
4.2.2 Análise da correção topográfica sobre os IVs	94
4.2.3 Comparação dos métodos para área de estudo.....	100
4.3 ÍNDICES DE VEGETAÇÃO EM ÁREAS SUSCETÍVEIS A ESCORREGAMENTOS.....	102
4.3.1 Comparativo estático dos valores dos IVs.....	103
4.3.2 Comparativo em relação à dinâmica no tempo dos valores dos IVs	108
4.3.2.1 Análise das diferenças de Ae e de Ane nos períodos - T1 e T2.....	110
5 CONSIDERAÇÕES FINAIS E PERSPECTIVAS PARA ESTUDOS FUTUROS	117
REFERÊNCIAS.....	121
APÊNDICE 1- DISTRIBUIÇÃO DOS ESCORREGAMENTOS ENTRE AS CLASSES DE DECLIVIDADE.....	144
APÊNDICE 2- DISTRIBUIÇÃO DOS ESCORREGAMENTOS ENTRE AS CLASSES DE CURVATURA PLANA	145
APÊNDICE 3- DISTRIBUIÇÃO DOS ESCORREGAMENTOS ENTRE AS CLASSES DE FEIÇÕES MORFOLÓGICAS.....	146
APÊNDICE 4 – VALORES IVS DOS DADOS RAPIDEYE.....	147
APÊNDICE 5 – VALORES IVS DOS DADOS LANDSAT NOV/2010	151
APÊNDICE 6 – VALORES DE IVS DAS ÁREAS AMOSTRAIS – DADOS RAPIDEYE.....	153

APÊNDICE 7 – VALORES DE IVS DAS ÁREAS AMOSTRAIS – DADOS LANDSAT	
NOV/2010	154
APÊNDICE 8 – VALORES DE IVS DAS ÁREAS AMOSTRAIS – DADOS LANDSAT	
JAN/2011	155
APÊNDICE 9 – VALORES DE IVS DAS ÁREAS AMOSTRAIS NO TEMPO – T1 E	
T2.....	157

1 INTRODUÇÃO

1.1 MOVIMENTOS DE MASSA

Nobre et al. (2010) apontam um quadro preocupante sobre às mudanças climáticas, ao indicarem em estudos preliminares que até o final do século XXI haverá uma elevação média da temperatura entre 2 °C e 3 °C e a duplicação do número de dias com chuvas intensas (acima de 10 mm); tais alterações implicam aumento do risco de enchentes e sobretudo de deslizamentos de encostas.

Isto torna-se um fator preocupante, já que as características morfológicas do relevo associadas ao elevado índice pluviométrico fazem da Serra do Mar uma região suscetível à ocorrência de movimentos de massa. Isso segundo Bastos (2012), devido às espessuras críticas do manto de alteração formado em vertentes íngremes, que se desestabilizam, deslocando vertente abaixo por erosão.

Segundo Dowling et al. (2014) os movimentos de massa são comuns em diversas partes do mundo onde o relevo é acidentado e sobretudo, quando há um volume aumentado de chuvas em um curto intervalo de tempo. No Brasil as áreas consideradas mais suscetíveis a ocorrência desses processos estão situadas na Serra do Mar, na Serra da Mantiqueira e na Serra Geral, estendendo-se desde a região Sul até a região Norte do País (AUGUSTO FILHO, 1992; GRAMANI, 2001).

Os movimentos de massa são considerados eventos de desastres naturais ocorrendo, em geral em vertentes, nas quais a ação da gravidade contribui para o desprendimento de rocha, solos e/ou vegetação, podendo ser intensificada por vários fatores (CHORLEY et al., 1984; FERNANDES; AMARAL, 1996; SESTINI, 1999; TOMINAGA, 2009).

Como um dos fatores condicionantes dos movimentos de massa têm-se os parâmetros topográficos. Estes são considerados em relação à declividade, a distribuição dos fluxos na encosta por meio das formas do terreno (côncavas, retilíneas e convexas), a orientação da vertente pela exposição de suas faces e também os diferentes níveis hipsométricos (O'LOUGHLIN, 1986; GAO, 1993; FERNANDES e AMARAL, 1996).

Segundo Sidle et al. (1985) a curvatura, tanto plana como em perfil que se refere à forma da vertente, possui um papel importante na distribuição do conteúdo de água, em especial na rápida descarga de água nos mantos de alteração durante episódios chuvosos. Nas porções côncavas se concentram maior volume de água e de sedimentos, o que permite a elevação da pressão e reduz a estabilidade da encosta, durante eventos pluviométricos intensos (DIETRICH e DUNNE, 1978; DIETRICH et al., 1986, MONTGOMERY et al., 1991).

Já o parâmetro geomorfológico denominado de aspecto, segundo Colângelo (1995); e Cantón et al. (2004) pode influenciar o teor de umidade sobre o terreno, inferindo nos processos biofísicos, tais como tipo de vegetação e espessura do solo. Em que, a maior ou menor quantidade de umidade influenciará a formação e a tipologia da cobertura vegetal, a espessura e a porosidade do solo, entre outras características. As encostas cujo material de alteração sofre maior ciclo de umedecimento e secamento podem ser mais suscetíveis à ruptura, em função do aumento das fissuras e da porosidade, responsáveis também pelo acréscimo de água e de elevação das pressões dentro do material (GUIMARÃES et al., 1998; e GAO, 1993).

Segundo Guidicini e Iwasa (1976); e Lacerda (1998) a chuva é o fator que mais contribui para a deflagração de movimentos de massa, isso por conta da sua intensidade e duração, tanto chuvas intensas de curta duração quanto de longa duração oferecem condições propícias para a diminuição da resistência do solo. Wilson e Wieczorek (1995) estudaram a relação entre chuva e deslizamento e concluíram que tanto a chuva antecedente quanto a intensidade da chuva momentânea são igualmente importantes para a deflagração dos escorregamentos.

Para Bastos (2012) a perda de coesão do material que leva à instabilidade de uma vertente é devido à saturação de água. Já que ocorrem pressões de poros positivos nos perfis de solo e colúvio devido à infiltração de água durante períodos de chuvas intensas e/ou prolongadas (WIECZOREK, 1987; e VAN ASCH et al., 1999).

De acordo com Vieira (2018) a água precipitada segue vários caminhos, sendo que um deles refere-se ao processo de infiltração na zona de maior permeabilidade, chegando a maiores profundidades, com armazenamento de umidade no solo e fluxo de subsuperfície. Segundo Molinari (2010) a saturação dos solos por água pode provocar a obstrução para novas infiltrações, em que a água que não se infiltrar nos solos ou nas rochas escoará superficialmente e a água infiltrada, após preencher o déficit hídrico do solo, gerará uma rede de fluxo subsuperficial.

Para Fiori (1995) as formas de atuação da água no solo, contribuem para: o aumento do grau de saturação e redução da coesão; elevação da lâmina d'água que facilita o encontro com a frente de saturação; o estabelecimento de fluxo subterrâneo nas zonas de contatos entre o manto de alteração e a rocha sã; aumento do peso da massa detrítica; incremento de pressões hidrostáticas em planos de descontinuidades estruturais de rochas e solos (fendas e trincas).

Na pesquisa de Brugger et al. (1997) na Serra do Mar no Rio de Janeiro, houve monitoramento de dois taludes de espesso depósito de colúvios com topografia e perfil de subsolo muito similares, com 15° a 20° de inclinação, este monitoramento foi realizado por dois anos. Nas observações dos pesquisadores durante este período foi constatado que um dos perfis apresentou significativos movimentos de massa e em outro houve estabilidade. Isto indicou que houve uma relação entre os movimentos de massa, nível piezométrico e precipitação pluviométrica. O nível do lençol freático foi a causa do comportamento diferenciado dos dois taludes.

1.2 IMPORTÂNCIA SOCIAL DO ESTUDO

Para Riffel (2017) a identificação de áreas com predisposição à ocorrência de desastres naturais, como os de movimentos de massa, resultantes de danos e ameaça a sociedade, é uma demanda de elevada importância, pelo papel que exerce em ações de planejamento e gestão ambiental, territorial e de riscos. O monitoramento e estudo das áreas suscetíveis aos desastres naturais são

essenciais, pois segundo Kobiyama et. al. (2006, p.1) “quando não são aplicadas medidas para a redução dos efeitos dos mesmos, a tendência é aumentar a intensidade, a magnitude e a frequência dos impactos”.

Segundo Zai et al. (2017) a elevada suscetibilidade aos processos de movimentos de massa, aliada à vulnerabilidade social, devido a sua exposição, potencializam o efeito de impactos à população que ocupa as áreas do entorno da Serra do Mar.

De acordo com Lopes e Santos (2021) apesar dos estudos sobre previsão de movimentos de massa, ser realizados há bastante tempo, “ainda há muitas limitações em sua compreensão, principalmente no que diz respeito ao seu mapeamento preventivo e aos parâmetros e variáveis naturais envolvidos”.

Para Silveira et al. (2013), devido o evento de movimento de massa que ocorreu na área deste estudo, em 11 de março de 2011, resultando no óbito de um morador da região, além de prejuízos e perdas econômicas diretas pela destruição total de onze e parcial de dezessete residências, além de ruas, estradas, pontes, lavouras, entre outros, e indiretas pela interdição da rodovia BR-277, principal via de conexão da capital com o porto de Paranaguá, permitiu com que este evento fosse o motivador na escolha dessa área para o mapeamento da suscetibilidade, assim como nesta pesquisa.

Além do estudo de Silveira et al. (2013) que empregou os atributos topográficos para identificar as áreas com predisposição à ocorrência de movimentos de massa, outros foram realizados, como: Fator de Segurança (FS) (KOZCIAK, 2005); modelagem preditiva em Sistemas de Informações Geográficas (SIG) por meio da Avaliação Multicritério pelo método da Média Ponderada Ordenada de fatores condicionantes (PINTO, 2015); uso do desvio padrão do Fator de Segurança para definição da probabilidade de escorregamento (FOLADOR, 2015); aplicação de modelo matemático *Shallow Landsliding Stability Model* (Shalstab) (MARTINS et al., 2017); e efeitos da forma da vertente como condição de contorno de movimentos de massa (LOPES e SANTOS, 2021).

As metodologias acima mencionadas ao analisarem a concentração de cicatrizes de eventos sobre as áreas indicadas como suscetíveis, trouxeram

resultados satisfatórios na identificação de áreas com maior predisposição à ocorrência de movimentos de massa, contudo, destaca-se que nestes estudos os parâmetros adotados na previsão dos movimentos de massa foram os geomorfológicos, geotécnicos e hidrológicos, fazendo-se necessário explorar outros parâmetros, como, por exemplo, a influência da vegetação presente nas encostas (MICHEL, 2013). De acordo com McKean et al. (1991) a vegetação precisa ser considerada tanto como uma variável física, quanto como um preditor para a avaliação de risco e, apesar disso, Portela (2014) aponta que os estudos que a discutem em estudos para definição de áreas suscetíveis a movimentos de massa são escassos.

1.3 IMPORTÂNCIA DA VEGETAÇÃO

Para Michel et al. (2012) a vegetação presente em encostas naturais pode exercer diversos efeitos na estabilidade e sua presença deve ser considerada no processo de reconhecimento de áreas suscetíveis, pois influencia na maneira com que a água é transferida da atmosfera para o solo, nível freático e sistemas de drenagem superficial. Desta forma, afeta o volume e a taxa de fluxo de água por diferentes caminhos, além de alterar o processo e a extensão dos escorregamentos e da erosão, através da modificação da saturação do solo.

Lim et al. (1996) com ensaios de campo em talude em diferentes condições de cobertura (com lona, solo nu e com grama), puderam observar que a presença da vegetação pode alterar as condições de umidade dentro do solo e aumentar significativamente a sucção matricial e que a máxima alteração ocorreu nos primeiros 50 cm de profundidade do solo, havendo, em geral, menor alteração com a profundidade. Isto permitiu aos autores concluir que a presença da vegetação aumenta a retirada da umidade de dentro do solo e previne o avanço da frente de saturação.

Portela (2014) aponta que a vegetação pode ser estudada através do sensoriamento remoto na interpretação dos seus atributos em locais onde ocorreram movimentos de massa, ao caracterizar a vegetação anterior à

ocorrência do evento, o que o torna uma alternativa para avaliar a vegetação como indicador dos movimentos de massa. Isto, por que, a vegetação é um alvo que possui um padrão espectral dinâmico, e por que áreas florestais ao passarem por alguma mudança, seja por stress ou fisiológicas, apresentam alterações nas características espectrais da vegetação (CHUVIECO e CONGALTON, 1988; SESTINI e FLORENZANO, 2004; MASEK e COLLATZ, 2006; e KENNEDY et al., 2007).

A resposta espectral da vegetação é caracterizada pelos fatores inerentes à planta e pelos fatores do meio externo, tais como clorofila, estrutura celular, quantidade de água nas folhas, tipologia florestal, densidade do dossel, entre outros (HILDEBRANDT, 1985; PONZONI, SHIMABUKURO e KUPLICH, 2012). Ou seja, a resposta espectral é função da estrutura e propriedades ópticas da vegetação, das condições climáticas, ambientais e ecofisiológicas (KIMES et al. 1985¹; KIMES, 1991² apud KIMES et al., 1999; e ZHANG et. al., 2017).

Mudanças nas características da vegetação resultam em alterações das propriedades físicas da superfície da planta (PRENTICE et al., 1992) as quais podem ser detectadas remotamente. Segundo Asner (2003) mudanças na estrutura do dossel podem estar diretamente ligadas à intensidade da perturbação pela qual a planta esteve condicionada.

Para Veblen e Ashton (1978) e Hupp (1983) deslizamentos de terra são uma causa significativa de perturbação da vegetação. Segundo Cruden e Varnes (1996), há diferentes características da vegetação para cada atividade de deslizamento, ou seja, diferentes tipos de deslizamentos de terra podem ser caracterizados pelo monitoramento das características da vegetação.

No estudo de Vohora e Donaghue (2004) numa região de Hong Kong na China, detectaram a perturbação da vegetação com uso de índices de vegetação (IVs) que indicam vigor da planta, e os resultados apontaram para uma relação

¹ Kimes, D. S., Newcomb, W. W., Nelson, R. F., Schutt, J. B. Directional reflectance is tributions of a hard wood and pine forest canopies. I IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, S-24, 281- 293, 1985.

² Kimes, D. S. Radiative transfers in homogeneous and heterogeneous vegetation canopies. In Photon+ Vegetation Interaction: applications in optical remote sensing and plant ecology, edited by R. B. Myneni and J. Ross (New York : Springer), p p . 339- 388, 1991.

entre deslizamento e superfícies desnudas, em que a vegetação perturbada associou-se às áreas de incêndios.

Roessner et al. (2015) fizeram o uso combinado da série histórica do Landsat TM, ETM+, SPOT 1 e 5, ASTER e Rapideye para identificação de deslizamentos no Quirguistão. Através de trajetórias temporais do Índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) os autores propuseram a identificação automática de deslizamentos a partir da avaliação de mudanças nas respostas espectrais da vegetação. Permitindo um inventário de escorregamentos dinâmicos, ou seja, com mapeamento de áreas em que estes eventos já ocorreram.

Segundo Wang e Niu (2009) para as regiões de alta cobertura vegetal, o índice de vegetação é um fator de previsão eficaz para deslizamentos de terra, já que reflete a condição da vegetação na superfície da terra. O NDVI possui uma ampla faixa de detecção de cobertura de vegetação e boa adaptabilidade de fase e espaço no tempo, então NDVI pode ser escolhido como o fator de previsão de cobertura de vegetação. Neste estudo em Três Gargantas na China, foi utilizado o método de árvore de decisão através de vinte fatores de previsão de deslizamentos de terra, considerando o NDVI como um destes fatores, em que se considerou como instável o valor obtido como menor ou igual a 0,2917, ou seja, em que a cobertura vegetal não se classifica como arbórea e densa.

Jamal e Mandal (2016) com o intuito de verificar o papel da cobertura florestal nos escorregamentos, avaliaram a dinamicidade da floresta usando o modelo de densidade do dossel da floresta e o modelo de Índice de Suscetibilidade de Deslizamento em interflúvios numa região do Himalaia. Com o mapa florestal gerado e incorporado com o valor de suscetibilidade a escorregamentos, concluíram que o escorregamento pode ser um dos principais fatores da dinamicidade da floresta. Neste estudo, identificou-se que a maior suscetibilidade a deslizamentos foi maior na porção degenerada da floresta.

Pineda et al. (2016) avaliaram as relações entre as mudanças na cobertura vegetal e a existência de deslizamentos de terra em duas unidades geológicas, em um setor da *Serranía del Interior* da Venezuela. Os valores de

NDVI diminuíram gradativamente nas áreas suscetíveis a escorregamentos em ambas as unidades geológicas, o que revelou a ocorrência de uma degradação progressiva da cobertura vegetal nessas áreas. Os valores de NDVI foram significativamente maiores em locais sem deslizamentos do que naqueles com cicatrizes de destacamento. Apontando que a remoção da cobertura vegetal contribuiu na ocorrência de deslizamentos na área estudada.

Para Van Westen (2003) as anomalias da vegetação podem ser usadas como fontes preditivas de análise de deslizamento. No estudo, o autor listou cinco anomalias de vegetação que podem ser derivadas de área de deslizamento de terra, as quais são: 1. Vegetação desordenada e parcialmente morta; 2. Cobertura vegetal interrompida na encosta que coincidiu com etapas morfológicas; 3. Áreas com vegetação menos densa alinhadas e com tons mais claros; 4. Diferença na vegetação dentro e fora do deslizamento; e 5. Mudança na vegetação relacionada com as condições de drenagem.

Salleh et al (2018) empregaram o método que utilizou características ou anomalias da vegetação extraídas de índices de vegetação como um bioindicador para análise e mapeamento da atividade de escorregamentos. Cerca de treze anomalias de vegetação foram derivadas de dados de sensoriamento remoto. Com a abordagem bivariada utilizou-se a fórmula do Índice de Perigo ao inserir um número específico de mapas de fatores e tipo de atividade de deslizamentos de terra selecionados. Os resultados revelaram que as anomalias da vegetação como indicador de análise da atividade de deslizamento de terra são confiáveis, apresentando uma taxa de sucesso de 75%. Uma das anomalias utilizadas como bioindicador de atividades de escorregamentos está relacionada à absorção de água no dossel das plantas.

1.4 CLIMA, VEGETAÇÃO e ÍNDICES DE VEGETAÇÃO

Segundo Nora e Martini (2010) a vegetação sofre modificações temporalmente, em decorrência de alterações sazonais, estágio fenológico e mudanças meteorológicas bruscas. Considera-se a sazonalidade climática em

regiões como a de Mata Atlântica, especialmente no que se refere à precipitação, uma vez que esta tem influência sobre a sazonalidade da própria vegetação (CARVALHO, 2018).

Ainda segundo Wang et al. (2007) condições meteorológicas temporais resultam em alterações de umidade do solo, que por consequência causa mudanças nas características da vegetação. Tais mudanças na vegetação podem ser observadas no NDVI com alterações em seus valores por conta desta resposta.

Autores como Delgado et al. (2012); Goulart et al. (2015) e Nunes et al. (2015) reforçam a concepção de que os IVs são importantes instrumentos na avaliação da sazonalidade da vegetação, uma vez que sofrem alterações devido a fatores ambientais e podem ser correlacionados com variáveis meteorológicas, como precipitação e temperatura do ar.

Para Freitas et al (2005) e Krishnaswamy et al. (2009), o NDVI permite a identificação de mudanças temporárias e o monitoramento de mudanças na dinâmica da vegetação, ao apresentar uma alta correlação com a densidade da vegetação e a porcentagem de cobertura.

Cruz (2017) constatou uma alta explicação da dinâmica temporal da paisagem através das variáveis meteorológicas: temperatura média do ar, chuva, radiação solar global, umidade relativa do ar e evapotranspiração ao estudar a vegetação de Mata Atlântica através do Índice de vegetação melhorado (EVI).

Carvalho (2018) utilizou IVs para demonstrar que a dinâmica da vegetação natural da região da Mata Atlântica acompanha a variabilidade ambiental. Pois, segundo a pesquisadora, no período da estação chuvosa houve aumento de produtividade da vegetação, época em que a condição hídrica é mais intensa e favorece o verdejamento das folhas.

Käfer e Rex (2020) analisaram a dinâmica espectral e temporal de remanescentes florestais da Mata Atlântica, na cidade de Porto Alegre, RS, com aquisição de séries temporais de NDVI provenientes de imagens de 10 dias do SPOT Vegetation, no período de 2012-2014. Foram também utilizados dados meteorológicos de temperatura e precipitação para complementar as análises. O

padrão de comportamento da vegetação apresentou um ciclo definido nos dados de NDVI, associado às variações das variáveis meteorológicas de temperatura e precipitação.

Em pesquisa no Parque Estadual do Turvo, localizado no noroeste do estado do Rio Grande do Sul (RS), Rosa et al. (2013) afirmam que existe uma semelhança entre o comportamento dos índices de vegetação e pluviosidade. Contudo, apontam que não foi possível estabelecer uma relação direta entre os picos de precipitação e o aumento posterior dos índices de vegetação. Acreditando que a influência da precipitação é mais acentuada por variações prolongadas de excesso ou escassez de precipitações.

Segundo Braga et al. (2003) no nordeste brasileiro, foi constada uma forte correlação entre NDVI e o regime de chuvas, além disso, foi examinado o tempo de resposta da vegetação a eventos, sendo observada uma defasagem temporal de dois meses da resposta da vegetação de Mata Atlântica às chuvas.

No estudo de Nicholson et al (1990) os autores analisaram a relação entre precipitação e NDVI no leste da África e no Sahel, durante o período de 1982 a 1985, em que a maior correlação entre NDVI e precipitação ocorreu com um atraso de dois meses. Isto provavelmente devido à vegetação não responder diretamente à precipitação, mas à umidade do solo.

Segundo Martyniak et al. (2007) um dos principais fatores de controle do estado da vegetação que pode ser representado em NDVI, refere-se a disponibilidade de água na zona radicular. Contudo, no estudo de Ribeiro et al. (2019) realizado na Mata Atlântica com uso de NDVI, observou-se que tanto na zona de raiz, quanto na superfície teve um comportamento semelhante à umidade do solo, e que, acompanharam a distribuição da precipitação para o período analisado.

Portela (2014) teve como resultado em sua pesquisa na Mata Atlântica, que os IVs foram eficientes ao identificar as áreas com cicatrizes de escorregamentos. Destaca-se que a autora recorreu a imagens com data posterior à ocorrência do movimento de massa, apontado pela mesma a necessidade de estudos futuros utilizar imagens anteriores ao evento de escorregamento.

Samarakoon et al. (1993) realizaram a inferência de áreas com potencial de escorregamento via *status* de umidade no dossel da floresta de coníferas no Japão. Empregaram o NDVI para representar a concentração de umidade relativamente alta em duas diferentes temporadas; logo após um longo período de chuvas e após um considerável período seco. As áreas de alta umidade estimadas foram comparadas com o mapa de deslizamentos de terra existente do local, sendo encontrado que a maioria dos deslizamentos de terra se concentrou sobre a estimativa de altas áreas de umidade. Isso mostrou que as áreas com umidade relativamente alta em ambas as datas são mais suscetíveis a deslizamentos de terra do que outras áreas. Como o mapa de deslizamento de terra já existia, significa que no estudo também se utilizou de imagens posteriores à ocorrência do evento.

1.5 HIPÓTESES

Este estudo foi realizado na bacia hidrográfica do rio Jacaré localizada na Serra da Prata entre os municípios de Morretes e Paranaguá, região leste do estado do Paraná (PR). A região foi cenário em 11 de março de 2011 de um evento meteorológico com chuvas intensas, em que a bacia do Jacaré foi a mais afetada por processos de movimentos de massa (SILVEIRA et al., 2012).

Nas pesquisas de Silveira et al. (2013) e de Pinto et al. (2015) realizadas na área de estudo através de parâmetros geomorfológicos, geotécnicos e hidrológicos, tiveram por objetivo identificar as áreas com maior predisposição à ocorrência de movimentos de massa, contudo, constatou-se que nem todas as áreas classificadas com alta suscetibilidade a escorregamentos, de fato foram afetadas no evento de 11 de março de 2011.

Para contribuir com as pesquisas que buscam identificar áreas com maior predisposição à ocorrência de escorregamentos, este estudo avalia a potencialidade de uso de índices de vegetação como auxiliares na identificação de áreas mais e menos suscetíveis, com emprego de imagens orbitais obtidas em datas anteriores a ocorrência do evento. A pesquisa se apoia no conhecimento

científico que aborda a sensibilidade dos IVs diante de alterações nas condições ambientais, sobretudo de precipitação.

Para tanto considera, que:

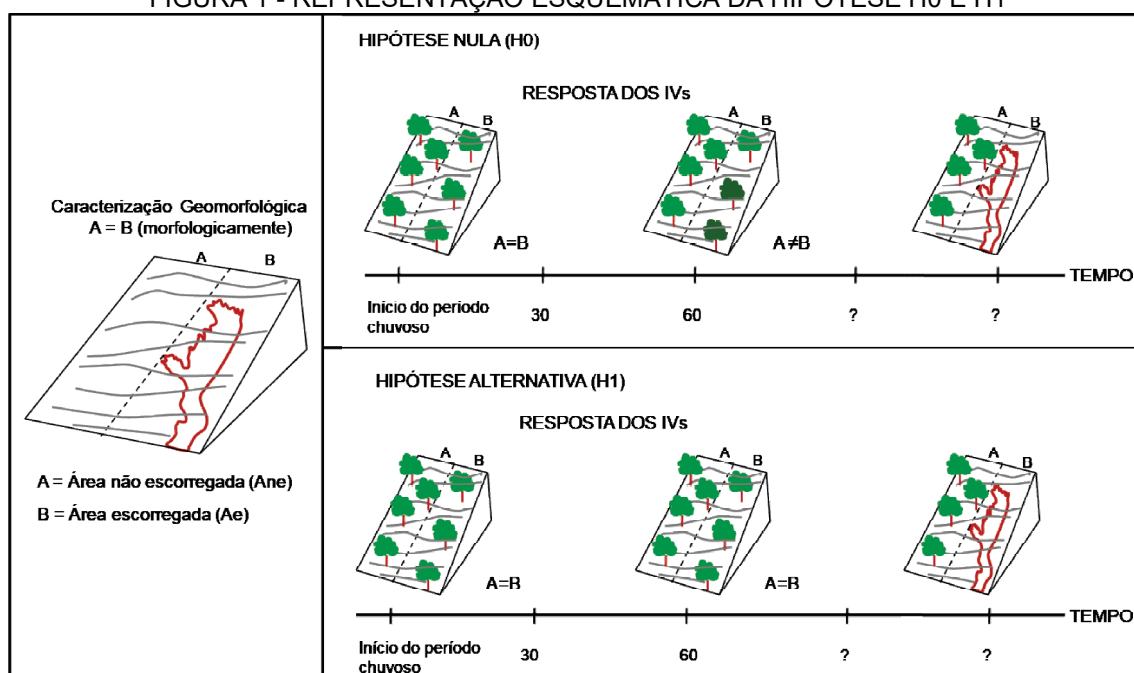
1. As alterações fisiológicas da vegetação afetam os IVs (FREITAS et al., 2005; KRISHNASWAMY et al., 2009; DELGADO et al., 2012; GOULART et al., 2015; NUNES et al., 2015; e CARVALHO, 2018);
2. A maior concentração de água no solo favorece a ocorrência de movimentos de massa, em especial, escorregamentos (SAMARAKOON et al. 1993; AUGUSTO FILHO, 1994; FERNANDES e AMARAL, 1996; KOZCIAK, 2005; BASTOS, 2012; e KOBIYAMA, 2012);
3. As chuvas anteriores são também importantes para definição de áreas suscetíveis a movimentos de massa (WOLLE e CARVALHO, 1989; e WILSON e WIECZOREK, 1995).
4. Existe um lapso de tempo entre o aumento de umidade no solo e a resposta espectral da vegetação (NICHOLSON et al., 1990; e BRAGA et al., 2003);
5. A maior concentração de água no solo afeta a estrutura fisiológica da vegetação (conforme demonstrado por Nicholson et al., 1990; Wang et al., 2007; Ribeiro et al., 2019).

Assim, a pesquisa assume como hipótese principal que a análise da diferença significativa ao nível de 5% nos valores de IVs, a vegetação deve, em função da maior concentração/saturação de água do ambiente, fornecer indícios das áreas mais suscetíveis à ocorrência de movimentos de massa na Serra do Mar. A hipótese principal ou nula (H_0) e a sua contraposição, a hipótese alternativa (H_1), são apresentadas a seguir, conforme a FIGURA 1.

- H_0 : Os IVs das áreas com características geomorfológicas semelhantes na Serra do Mar apresentam diferenças estatisticamente significativas ao nível de 5% em locais com maior concentração de umidade (observado a partir da resposta espectral do dossel) em relação à locais com menor concentração de umidade;

- H1: Os IVs das áreas com características geomorfológicas semelhantes na Serra do Mar, não apresentam diferenças estatisticamente significativas ao nível de 5% em locais com maior concentração de umidade (observado a partir da resposta espectral do dossel) em relação à locais com menor concentração de umidade.

FIGURA 1 - REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DA HIPÓTESE H0 E H1



FONTE: a autora (2021).

Caso confirmada esta diferença estatisticamente significativa ao nível de 5%, observada a partir dos valores de IVs, significa que eles apresentam potencial para serem utilizados como parâmetro auxiliar em modelos que visem o mapeamento mais eficiente de áreas com suscetibilidade a escorregamentos.

1.6 OBJETIVOS

1.6.1 Objetivo Geral

Avaliar a potencialidade de uso dos índices de vegetação (NDVI, EVI, RENDVI, NDWI₅, NDWI₇, e SR) como variável preditiva, na identificação de áreas suscetíveis à ocorrência de movimentos de massa na bacia do rio Jacareí – PR/Brasil.

1.6.2 Objetivos Específicos

- Reduzir os efeitos da geometria de iluminação e observação, bem como as implicações associadas aos efeitos topográficos sobre os valores dos IVs (NDVI, EVI, RENDVI, NDWI₅, NDWI₇, SR) e avaliar o método mais eficiente para o estudo;
- Quantificar e comparar a variação dos valores dos IVs entre áreas escorregadas e não escorregadas em períodos anteriores ao evento de movimentos de massa na Serra do Mar;
- Analisar se há diferenças estatisticamente significativas ao nível de 5% nos valores dos IVs entre áreas escorregadas e não escorregadas através do comparativo numa mesma data da imagem (estático) e do comparativo temporal (dinâmico).

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICO-METODOLÓGICA

2.1 MOVIMENTOS DE MASSA NA SERRA DO MAR E SUA CLASSIFICAÇÃO

Os movimentos de massa deflagrados na Serra do Mar decorrem de ações antrópicas e por fazer parte do processo evolutivo do relevo. Sua configuração é escarpada, com vales profundos e encaixados, solos pouco desenvolvidos e instáveis, cobertura florestal densa, associados às condições climáticas tropicais muito úmidas e com chuvas torrenciais favorecem a ocorrência dos movimentos (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998; KOZCIAK, 2005; ROSS, 2018).

Os movimentos de massa são classificados de acordo com suas diversas tipologias, para Varnes (1978) a nomenclatura utilizada para a definição dos movimentos de massa está associada ao tipo de mecanismo, à velocidade de deslocamento e ao material envolvido, sendo eles: rastejamento, solifluxão, corridas de massa, corridas de lama, corridas de detritos, escorregamentos, desmoronamentos, queda de blocos, tombamentos, rolamentos, etc.

Para Cruden e Varnes (1996), os movimentos de massa se subdividem conforme o tipo de mecanismo de ruptura, sendo eles: desabamento (*fall*), deslizamento (*slide*), balançamento (*topple*), expansão lateral (*lateral spreading*) e escoada (*flow*).

Augusto Filho (1994) classifica os movimentos de massa em rastejo, escorregamento, fluxo e queda, sendo esta classificação adotada para esta pesquisa:

- Os rastejos são movimentos de velocidades muito baixas (<1 cm/ano) a baixas que decrescem com aumento da profundidade, podendo exibir vários planos de deslocamento e não tem uma geometria definida.
- Os escorregamentos são movimentos que apresentam velocidades médias (m/h) a, altas (m/s), podendo deslocar grande quantidade de material. Os escorregamentos de geometria circular geralmente apresentam profundidades elevadas com material homogêneo e rochas muito fraturadas. Os escorregamentos de geometria planar, também chamados

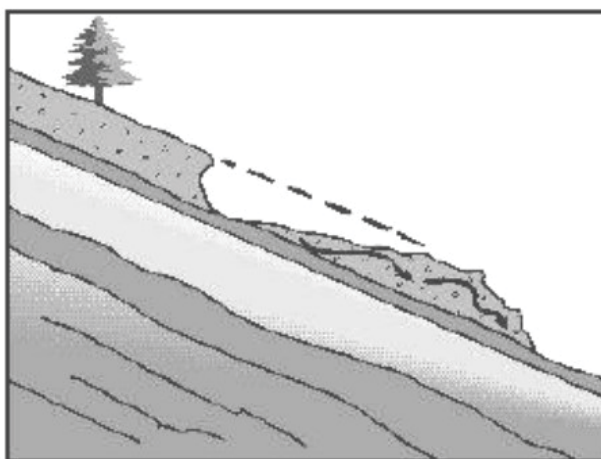
de escorregamentos translacionais, geralmente ocorrem em profundidades relativamente pequenas com um plano de ruptura bem definido.

- As quedas não apresentam planos de deslocamento, sendo movimentos que se aproximam da queda livre apresentando velocidades muito altas (vários m/s).
- Os fluxos são movimentos similares ao escoamento de líquidos viscosos que geralmente move-se ao longo da drenagem das encostas, apresentando velocidades que vão de médias a altas.

A presente pesquisa terá foco exclusivamente nos escorregamentos de geometria planar, conhecidos como escorregamentos translacionais ou rasos, estes ocorrem geralmente em solos pouco desenvolvidos, em encostas com elevadas declividades, associados a períodos de pluviosidade intensa ou de longa duração que saturam as camadas de solo, deflagrando a desagregação e o transporte do mesmo (AUGUSTO FILHO, 1994).

Para Fernandes e Amaral (1996) estes tipos de movimentos são compridos e rasos, onde o plano de ruptura encontra-se, geralmente, em profundidades rasas que variam entre 0,5 m e 5,0 m (FIGURA 2). Ainda conforme os autores, as rupturas tendem a ocorrer rapidamente devido ao aumento do poro-pressão positiva durante os eventos pluviométricos.

FIGURA 2 - ESCORREGAMENTO TRANSLACIONAL



FONTE: Atkinson (1997) apud Kozciak (2005).

2.2 FATORES CONDICIONANTES E DESENCADEANTES NA OCORRÊNCIA DOS MOVIMENTOS DE MASSA

Para Pinto (2015) movimentos gravitacionais de massa ocorre devido uma complexa relação entre uma série de fatores condicionantes intrínsecos, esses são elementos do meio físico ou biótico que diminuem a resistência do solo ou da rocha ao interferir diretamente na estabilidade das vertentes. Já, para o desencadeamento dos processos, forças externas ao terreno como as precipitações atuam na deflagração dos fenômenos.

Destaca-se que as variáveis que contribuem para a ocorrência do movimento de massa devem ser estudadas de forma integrada e não de forma isolada, sendo que a forma do relevo não responde de forma isolada pelo movimento de massa, uma vez que nem todos os locais com a mesma forma de relevo apresentam a ocorrência do evento. Zuquette (1987) apresenta uma listagem de atributos que estão diretamente relacionados à ocorrência dos movimentos de massa gravitacionais, como: a geologia, a pedologia, a geomorfologia, o clima, a cobertura vegetal e a ação antrópica.

2.2.1 Geologia e Solos

De acordo com Fiori (1995) um dos fatores condicionantes que está intimamente vinculado a ocorrência de movimentos de massa é o tipo de rocha (litologia) e às características estruturais, tais como as falhas, fraturas, foliações e inclinação das camadas. As características estruturais que representam os pontos de menor resistência e descontinuidades desempenham papel fundamental na infiltração e circulação da água, e, conseqüentemente, atuam como caminhos preferenciais de alteração. Para Penteado (1974, p. 23), “as propriedades básicas da rocha como o grau de coesão, de permeabilidade e de plasticidade influenciam no modo de escoamento superficial e na desagregação mecânica”.

Segundo Kozciak (2005) uma série de parâmetros e propriedades dos solos influencia direta ou indiretamente sua suscetibilidade aos movimentos de massa e ao tipo de mecanismo da instabilização atuante. Para a ocorrência do

escorregamento, a condutividade hidráulica do solo é um fator que assume importância tanto na recarga de água superficial (velocidade e infiltração), quanto na geração de descontinuidades hidráulicas no interior do perfil de alteração, os quais poderão atuar localmente como camadas de impedimentos ao fluxo vertical, favorecendo a geração de elevadas poro pressões positivas (FERNANDES et al., 2001).

Fiori (1995) menciona que, dentre as principais formas de atuação da água no solo, destacam-se: o aumento do grau de saturação, a redução da coesão; a elevação da lâmina d'água, o que facilita o encontro com a frente de saturação; o estabelecimento de fluxo subterrâneo nas zonas de contatos entre o manto de alteração e a rocha sã; aumento do peso da massa detrítica; incremento de pressões hidrostáticas em planos de descontinuidades estruturais de rochas e solos.

Desta forma, segundo Kozciak (2005) a drástica diminuição da condutividade hidráulica favorece a geração de fluxos d'água subsuperficiais, com forte componente lateral, ao diminuir a resistência ao cisalhamento nas zonas de contato. Além disso, a presença abundante de água aumenta o peso específico do solo, favorecendo o deslocamento da massa pela ação da gravidade.

O ângulo de atrito e a coesão do solo são também parâmetros determinantes da resistência ao cisalhamento e variam bastante, dependendo da gênese e das características dos solos. A coesão possui uma parcela relacionada à capilaridade, denominada coesão aparente, que varia com o grau de saturação do solo, comportamento com papel importante no mecanismo dos escorregamentos (KOZCIAK, 2005).

Já o ângulo de atrito interno de um solo, inclui-se não só o atrito físico entre as partículas, que se traduz como a maior ou menor facilidade de deslizamento de uma partícula em relação à outra, como também o atrito fictício proveniente do entrosamento das partículas (CAPUTO, 1988; e BARATA, 1994).

2.2.2 Relevo

Segundo Fernandes et al. (1994) os escorregamentos ocorridos nas regiões da Serra do Mar, especialmente os do tipo translacionais, são fortemente controlados pelo relevo, uma vez que este condiciona a dinâmica hidrológica e, as características dos solos.

Selby (1993) aponta que a declividade é um dos parâmetros controladores, que influenciam diretamente a estabilidade da encosta, visto que conforme o ângulo aumenta, da mesma maneira aumenta a tensão sob o solo ou material inconsolidado, desta forma, a frequência de ocorrência de escorregamentos é alta em encostas.

Contudo, é importante destacar, que nem sempre a maior declividade apresentará riscos de deslizamentos ou sua ocorrência frequente. Pois acima de 60° de inclinação o regolito é menos espesso e, teoricamente, diminui o risco de escorregamentos, mas fenômenos desse tipo já foram verificados em áreas com manto regolítico pouco espesso (SMA, 1990), principalmente ao redor de cabeceiras de drenagem e em épocas de pluviosidade elevada, tornando exposta a rocha base (IPT, 1989; e FERNANDES e AMARAL, 1996).

Conforme pesquisa realizada na região da Serra do Mar, litoral paulista, município de Caraguatatuba, Cruz (1974, p. 160) afirma que as vertentes que foram mais atingidas por escorregamentos, foram as que se apresentaram declives acima de 40%. Segundo a autora, escorregamentos em declives menos íngremes estão relacionados às zonas de concentração de drenagem.

A altitude é um parâmetro muito observado em áreas de ocorrência de escorregamentos, contudo não há um limite altimétrico preciso que determine a instabilidade das vertentes (PINTO, 2015). No estudo de Aguiar e Silva (1991) em Cubatão-SP foi identificado que a maior frequência de escorregamentos ocorreu entre 150 e 750 m, tendo uma ocorrência maior entre 300 e 450 m, sendo que abaixo e acima disto, os escorregamentos teriam sido pouco frequentes.

Quanto à forma da vertente, porções côncavas do relevo são segmentos preferenciais na paisagem para a ocorrência de movimentos de massa, por se tratarem de zonas de convergência de sedimentos e fluxos d'água (DIETRICH;

DUNNE, 1978³; TSUKAMOTO et al., 1982⁴; RENEAU et al., 1984⁵; LACERDA; SANDRONI, 1985⁶; DIETRICH et al., 1986⁷; CROZIER et al., 1990⁸; MONTGOMERY et al., 1991⁹. MONTGOMERY e DIETRICH, 1995¹⁰; apud FERNANDES; AMARAL, 2000, p. 158).

Ao associar as curvaturas em perfil e plana, segundo Valeriano (2008) pode-se destacar a forma do terreno côncava-convergente como a classe com maior concentração e acúmulo de escoamento superficial, que, como consequência, também se trataria da classe com maior vulnerabilidade aos movimentos de massa. Neto (2013) elaborou uma adaptação de uma figura originalmente de Valeriano (2008), acrescentando características relativas à concentração e dispersão dos fluxos de escoamento superficial, conforme a FIGURA 3.

Contudo, Selby (1985) destaca que as encostas retilíneas também são áreas em que predominam processos erosionais de grande velocidade. Wolle (1988) em sua pesquisa nas Serras de Cubatão e Paranapiacaba apontou que os escorregamentos translacionais predominaram nas encostas retilíneas das cotas

³ DIETRICH, W. E.; DUNNE, T. Sediment Budget for a Small Catchment in Mountainous Terrain. **Zeitschrift für Geomorphologie Supplement**, Vol. 29, 191-206pp. (1978).

⁴ TSUKAMOTO, Y.; OHTA, T.; NOGUCHI, H. Hydrological and Geomorphological Studies of Debris Slides on Forested Hillslopes in Japan. **International Association of Hydrological Scientists (IAHS)**, Vol. 137, 88-98pp. (1982).

⁵ RENEAU, S. L.; DIETRICH, W. E.; WILSON, C. J.; ROGERS, J. D. Colluvial Deposits and associated Landslides in the Northern San Francisco Bay Area, California, USA. **Proceedings of IV International Symposium on Landslides**, Toronto, 425-430pp. (1984).

⁶ LACERDA, W. A.; SANDRONI, S. Movimentos de Massa Coluviais, **Mesa Redonda Sobre Aspectos Geotécnicos de Encostas**. Clube de engenharia, Rio de Janeiro, Vol. 3, 1-19pp. (1985).

⁷ DIETRICH, W. E.; WILSON, C. J.; RENEAU, S. Hollows, Colluvium and Landslides in Soil-Mantled Landscapes. In: ABRAHAMS, A. D. (ed.), **Hillslope Processes**. Allen and Unwin, London, 361-388pp. (1986).

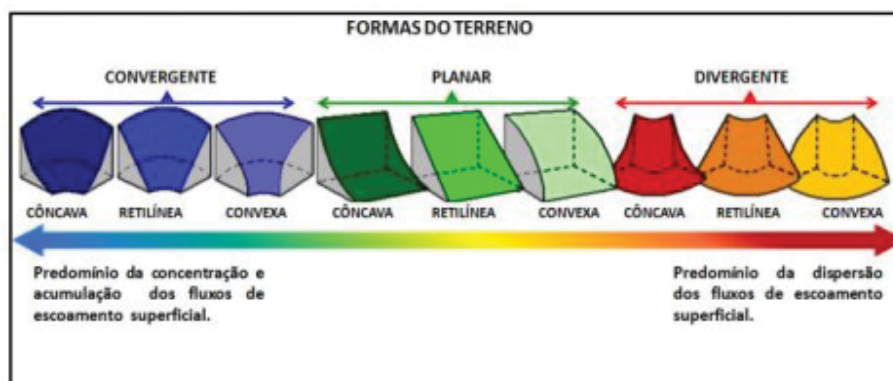
⁸ CROZIER, M. J.; VAUGHAN, E. E.; TIPPET, J. M. Relative Instability of Colluvium Filled Bedrock Depressions. **Earth Surface Processes and Landforms**, 15, 329-339pp. (1990).

⁹ MONTGOMERY, D. R.; WRIGHT, R. H.; BOOTH, T. Debris Flow Hazard Mitigation for Colluvium-Filled Swales. **Bulletin of the Association of Engineering Geologists**, Vol 28, 303-323pp. (1991).

¹⁰ MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E. Hydrologic Processes in a Low-Gradient Source Area. **Water Resources Research**, Vol. 31, 1-10pp. (1995).

mais elevadas, em que concentraram os maiores índices pluviométricos.

FIGURA 3- FORMAS DO TERRENO E SUAS RELAÇÕES FRENTES AO FLUXO DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL



FONTE: Neto (2013) adaptado de Valeriano (2008).

Deve-se considerar ainda a forma dos vales que pode tornar as encostas mais suscetíveis a escorregamentos, que para Alheiros (2003) os vales em “V” são mais fechados, de relevos mais instáveis, ou seja, ainda em processo de formação, caracterizados por serem mais suscetíveis do que os vales em “U”.

Outro fator a ser considerado no processo de escorregamento refere-se à orientação das vertentes, Dai e Lee (2002) destacam, que ela fornece informações sobre as vertentes que se encontram mais expostas às variáveis climatológicas, como, por exemplo, vento e insolação. Ela afeta indiretamente a resistência ao cisalhamento por estar intimamente relacionada à presença de umidade e de cobertura vegetal. Outro aspecto considerável é que as precipitações estão relacionadas à direção predominante dos ventos, ou seja, a quantidade de chuva é maior nas encostas expostas a esses eventos atmosféricos.

2.2.3 Aspectos Hidrológicos e Ação Antrópica

Em se tratando de parâmetros de deflagração de escorregamentos, os aspectos hidrológicos são os que contribuem de maneira mais acentuada (SELBY, 1993; e SIDLE e OCHIAI, 2006). Para Nery (2011) a água, principalmente em forma de precipitação, é o principal fator na predisposição e deflagração dos

escorregamentos em ambientes tropicais e subtropicais, levando-se em consideração a sua intensidade, a duração e o tempo de retorno.

Em estudo de correlação entre a pluviosidade e escorregamentos na Serra do Mar, baseado no histórico de chuvas acumuladas, Guidicini e Iwasa (1976) citam que episódios de chuva intensa superiores a aproximadamente 12% da pluviosidade média anual tendem a provocar escorregamentos. Para que tais episódios atinjam o caráter de catástrofe é preciso que superem a 20% da pluviosidade média anual. Segundo os autores, quando os níveis de pluviosidade são muito elevados, podem deflagrar escorregamentos tanto em áreas ocupadas ou alteradas, quanto em áreas florestadas, ou seja, os demais fatores que atuam nas encostas assumem papel secundário nos episódios de chuvas intensas. Como exemplos, destacam-se as precipitações elevadas que ultrapassam os 12% da média anual, em períodos de 24 ou 72 horas.

Já no estudo de Wolle e Carvalho (1989) os autores indicam que a ação combinada de chuva precedente e de chuva intensa de curta ou média duração são as maiores responsáveis pela deflagração de escorregamentos em meio tropical úmido. Tanto que, se os episódios de chuvas intensas forem precedidos por dias de chuvas contínuas, 8% da pluviosidade média anual já bastam para ocasionar escorregamentos generalizados.

Jamal e Mandal (2016) trazem também que as questões nas mudanças contínuas da cobertura vegetal como resultado do crescimento contínuo e expansão do assentamento humano ao longo da encosta e a eliminação da área de floresta, mudam as características hidrogeomórficas, ou seja, escoamento superficial, erosão do solo, rendimento de sedimentos, capacidade de infiltração, bem como poros pressão da água e coesão do solo da encosta. Destacando que as mudanças nas características hidrogeomórficas da encosta provocam deslizamentos.

2.3 O PAPEL DA VEGETAÇÃO NA ESTABILIDADE DE VERTENTES E NA PREDISPOSIÇÃO DE ÁREA DE ESCORREGAMENTOS

Por mais que a vegetação tenha um importante papel na estabilidade de vertentes, não significa que não ocorram episódios de escorregamento em áreas florestadas. Com a ocorrência do escorregamento o material lenhoso é arrastado pela força do fluxo de materiais, tornando-se também um fator de impacto. Segundo Kobiyama et al. (2012) quando o fluxo de escombros vence a resistência mecânica das árvores, derrubando-as e levando-as com seus próprios escombros, a presença de árvores como escombros (*Woody debris*) aumenta o poder destrutivo do próprio fluxo e conseqüentemente aumenta o dano associado. Com isso a floresta pode exercer efeitos positivos e negativos para um mesmo fenômeno natural.

Prandini et al. (1976) citam que o seu efeito frenador e dissipador de energia do material em deslocamento circunscreve a área afetada, minimizando os danos em terrenos situados a jusante do escorregamento. Por outro lado, como efeitos desfavoráveis da vegetação, mencionam o efeito alavanca (ação dos ventos), o efeito cunha (penetração das raízes em fendas) e a sobrecarga vertical (peso da vegetação).

Varnes (1984) destaca como efeitos negativos da vegetação na estabilidade das vertentes, o aumento da sobrecarga vertical nos taludes, o aumento da ação da força dos ventos nas árvores causando um momento de tensões cisalhantes na superfície de ruptura e a desagregação do solo por meio da ação das raízes que dilatam as trincas e favorecem a infiltração.

Uma questão levantada por Kobiyama et al. (2012) é que devido à floresta evitar a erosão superficial, isto favorece a pedogênese, que continua ativa, o solo cresce e aumenta sua espessura, no entanto, esta espessura não aumentará de forma ilimitada, em algum momento o solo deve perder parte ou totalidade de seu volume, acontecendo os escorregamentos. Em outras palavras, a pedogênese é acelerada pela função da floresta. Assim, quando o solo torna-se pesado ou espesso suficiente para se movimentar, ocorre o escorregamento e a pedogênese

volta ao seu estágio inicial.

Empiricamente, por meio de observações de campo, percebeu-se que os escorregamentos no vale do Itajaí-SC no ano 2008, ocorreram com maior frequência em áreas de floresta nativa do que em áreas caracterizadas pelas atividades antrópicas (reflorestamento, pastagem e agricultura). A preservação do meio ambiente pode promover a pedogênese por meio das funções da floresta, contudo quando o solo fica pesado, com elevada espessura e umidade, se rompe, escorregando (KOBIYAMA et al., 2012).

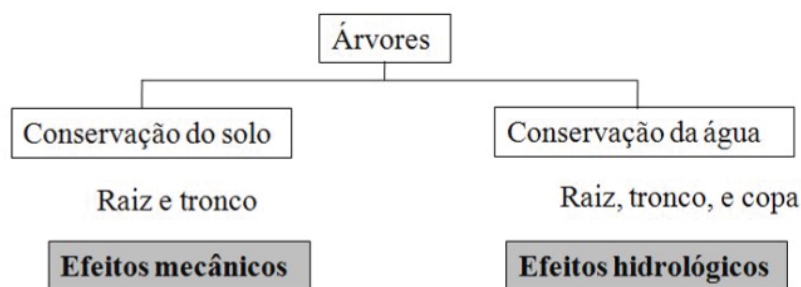
Fiori e Borchardt (1997), analisando o comportamento e a influência da vegetação na estabilidade das encostas da Serra do Mar no litoral paranaense, verificaram que o efeito da vegetação nos índices de segurança é maior em vertentes pouco inclinadas, que diminui gradativamente com o aumento da declividade.

Em relação aos efeitos positivos da vegetação como fator de estabilidade, dois aspectos devem ser considerados: os aspectos mecânicos, em que o sistema radicular estrutura o solo, atuando na retenção e dissipação do material deslocado e, em que a copa abrande a ação dos ventos sobre a superfície; e, os aspectos relativos ao balanço hídrico, através da interceptação da água da chuva que influencia na infiltração; variações nas taxas de transpiração e evapotranspiração influenciam nas mudanças de umidade e temperatura do ambiente (BISHOP e STEVENS, 1964; GRAY, 1973; BROWN e SHEU, 1975; e PRANDINI et al., 1976).

Em suma, a influência da vegetação sobre a estabilidade das encostas pode ser agrupada em duas categorias: (i) mecânica, oriunda da interação entre a vegetação e o solo da encosta; e (ii) hidrológica, advinda da modificação da umidade do solo causada pelas alterações no ciclo hidrológico (MICHEL, 2013) (FIGURA 4).

Os efeitos mecânicos exercidos pelas árvores podem ser classificados em dois tipos: (1) aumento de coesão devido ao raizamento; e (2) peso exercido pela própria árvore, especialmente seu tronco (KOBIYAMA et al., 2012).

FIGURA 4 – EFEITOS MECÂNICOS E HIDROLÓGICOS DAS ÁRVORES



FONTE: Kobiyama et al. (2012).

Existem vários métodos para verificar esses efeitos mecânicos. Por exemplo, Michel et al. (2012) modificaram o modelo SHALSTAB (*Shallow Landsliding Stability Model*) proposto por Dietrich e Montgomery (1998), ao inserir ao mesmo a equação de Borga et al. (2002) que consideraram os efeitos da vegetação no cálculo do fator de segurança (FS) para encosta infinita.

Para Vieira (2018), embora o efeito mecânico da vegetação na estabilização da inclinação tenha sido amplamente estudado (MICKOVSKI et al., 2009, e BORDONI et al., 2016), o efeito hidrológico, embora reconhecido (SIMON e COLLISON, 2002), raramente quantificado e relatado na literatura científica (STOKES et al., 2014).

Em se tratando dos efeitos hidrológicos, para Selby (1993), as árvores modificam a umidade do solo através do rebaixamento do nível freático, resultado da transpiração e interceptação e, atrasam a saturação do solo, auxiliando desta forma na estabilidade das encostas devido principalmente ao processo de evapotranspiração (SELBY, 1993; SIDLE e OCHIAI, 2006; e COPPIN e RICHARDS, 1990).

Contudo, pesquisadores como Ploey (1985); e Ploey e Cruz (1979) em estudos nas serras do Mar e da Mantiqueira no estado de São Paulo, Brasil, concluíram que, em se tratando de períodos muito chuvosos em que a evapotranspiração é negligenciável, a vegetação favorece a ocorrência de escorregamentos devido ao aumento da condutividade hidráulica do solo gerada pela presença dos sistemas radiculares e a abundância de água armazenada no manto de alteração.

A vegetação intercepta uma porção da precipitação e parte desta água é armazenada nas folhas e troncos das plantas, retornando à atmosfera como resultado da evaporação. A interceptação varia consideravelmente conforme a intensidade e duração da chuva e a cobertura vegetal. Em termos anuais, a interceptação pelas árvores pode acumular até 30% da precipitação (DINGMAN, 1994). O processo de interceptação também modifica a distribuição espacial da chuva. As gotas de chuva interceptadas e que são excedentes à capacidade de armazenamento das folhas e do tronco juntam-se formando gotas de maior proporção. A concentração do fluxo, oriundo do volume de água excedente das folhas e dos troncos, pode resultar em altas intensidades de precipitação localizadas pontualmente sob árvores e arbustos (MICHEL, 2013).

2.4 O SENSORIAMENTO REMOTO DA VEGETAÇÃO

2.4.1 A vegetação e sua interação com a radiação eletromagnética

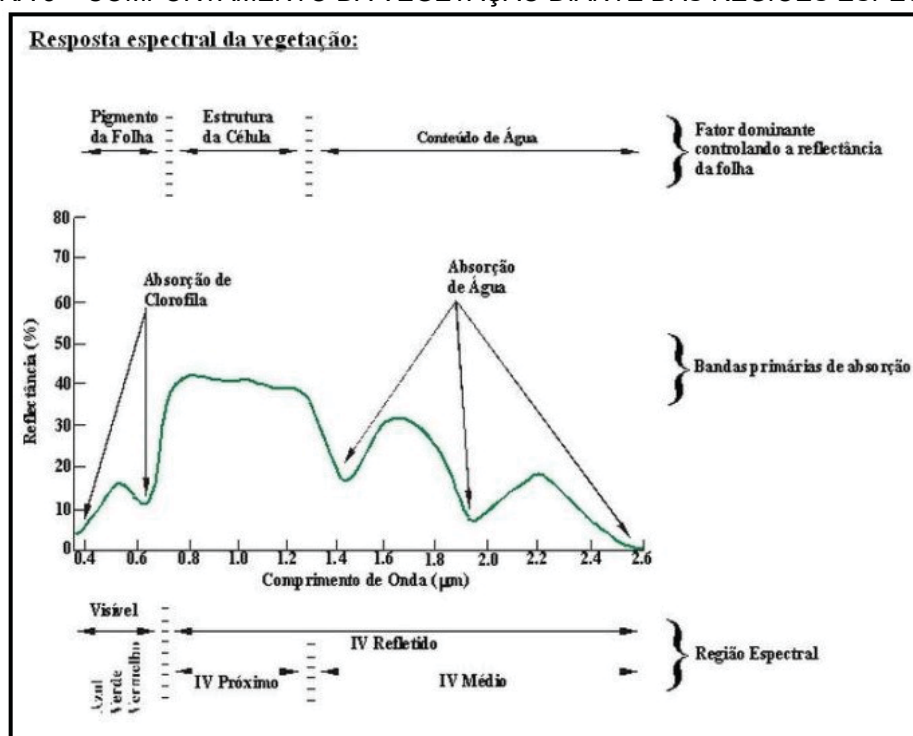
Autores como Gates (1965); Knipling (1970); Zwiggelaar (1998); Liu (2007); e Jensen (2009), tratam da importância de se entender o comportamento dos pigmentos foliares, espalhamentos internos e o conteúdo de umidade presente em uma folha e dosséis, pois estes atributos determinam as propriedades de refletância e transmissividade das folhas e dosséis.

Na região do visível, a resposta espectral das folhas é influenciada, principalmente, pelos pigmentos existentes nos cloroplastos amplamente encontrados nas células do mesófilo das folhas (ASSUNÇÃO, 1989). Ocorrendo a absorção da clorofila por meio dos pigmentos “a” (entre 430 - 450 nm) e “b” (650 - 660 nm), assim, diferenciam-se pela faixa de absorção de luz no espectro eletromagnético (LIU, 2006; JENSEN, 2009; PONZONI; SHIMABUKURO; KUPLICH, 2012; e GILTESON, 2020).

Na região do infravermelho próximo, a vegetação sadia é caracterizada por maior percentagem de radiação refletida e transmitida, e por menor percentagem de radiação absorvida, quando comparada com a região do visível (ASSUNÇÃO, 1989). Tendo uma alta reflexão na faixa dos 700 -1300 nm em que

a estrutura interna controla a curva de refletância da vegetação (PONZONI; SHIMABUKURO; KUPLICH, 2012), conforme observado na FIGURA 5.

FIGURA 5 – COMPORTAMENTO DA VEGETAÇÃO DIANTE DAS REGIÕES ESPECTRAIS



FONTE: Rudorff (2008).

De acordo com Assunção (1989) a estrutura celular explica a alta percentagem de radiação refletida pela folha na região do infravermelho próximo, em que a cutícula e a epiderme da folha são praticamente transparentes a essa região do espectro eletromagnético. Nesta faixa de comprimento de onda a maioria das radiações que incidem numa folha chega às células do mesófilo e às cavidades existentes no interior das folhas, a radiação é espalhada e submete-se, segundo Knipling (1970), às múltiplas reflexões e refrações ocorridas devido às diferenças entre os índices de refração do ar e das paredes celulósicas hidratadas.

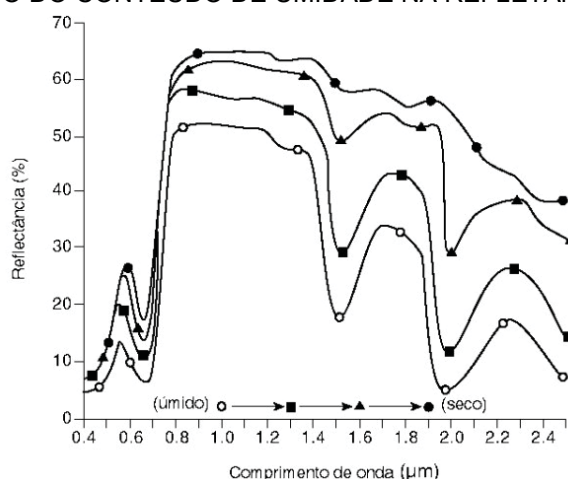
A redução de refletância na região do infravermelho próximo deve-se à infiltração de água na folha (como observado na Figura 5 apresentada anteriormente). As cavidades de ar são preenchidas de água formando um meio

líquido no interior da folha. Ocorre à diminuição das diferenças no índice de refração do ar e da parede celular hidratada na folha, o que aumenta a transmitância da mesma (MOREIRA, 2011). A radiação absorvida referente à água ocorre de forma destacada no intervalo espectral entre 970 nm e 1190 nm (LIU, 2006; JENSEN, 2009; e PONZONI; SHIMABUKURO; KUPLICH, 2012).

A quantidade de energia solar incidente na região do infravermelho médio absorvida pela vegetação relaciona-se com a quantidade total de água presente na folha (ASSUNÇÃO, 1989). Na FIGURA 6 observa-se o aumento da refletância do infravermelho médio com o decréscimo da umidade na planta.

A radiação absorvida no infravermelho médio devido à água ocorre em 1450 nm, 1940 nm e 2700 nm (LIU, 2006; JENSEN, 2009; PONZONI; SHIMABUKURO; KUPLICH, 2012). Os picos de refletância da folha no infravermelho médio ocorrem em 1600 e 2200 nm (ASSUNÇÃO, 1989). Segundo Chandrasekar et al. (2010) o domínio óptico do infravermelho de ondas curtas (SWIR) é caracterizado pela absorção de luz pela água líquida da folha, que compreende 70-90% do peso úmido da folha. Infelizmente as bandas de absorção nos intervalos espectrais de 1500 a 1600 nm e de 1900 a 2000 nm são amplamente afetadas pela atmosfera, inviabilizando seu uso nos estudos da vegetação.

FIGURA 6 - EFEITO DO CONTEÚDO DE UMIDADE NA REFLETÂNCIA DAS FOLHAS



FONTE: Adaptado de HOFFER, R. M. (1978, p. 237).

2.4.2 Fatores que podem interferir na resposta espectral da vegetação

De acordo com Rosendo e Rosa (2005), sendo efetivamente medido por um sensor referente a um determinado tipo de vegetação, não se explica somente pelas características intrínsecas dessa vegetação, inclui também a interferência de outros parâmetros e fatores, tais como, por exemplo: a atmosfera; a fonte de radiação; as características do dossel; e o solo.

Para Moreira (2011), o espalhamento atmosférico, considerado um dos fatores que interferem na resposta espectral da vegetação, resulta da obstrução (tanto da energia incidente, quanto da reirradiada – refletida) das ondas eletromagnéticas, por partículas existentes nas suas trajetórias, ao penetrarem na atmosfera terrestre. A intensidade e a direção do espalhamento dependem da razão entre os diâmetros das partículas presentes na atmosfera e o comprimento de onda da energia eletromagnética incidente e/ ou refletida. Desta forma, as moléculas de gases, denominadas espalhamento molecular, presentes na atmosfera terrestre, espalham mais eficientemente a energia eletromagnética de menores comprimentos de onda (MOREIRA, 2011).

Para Jensen (2009) é necessário considerar o espalhamento, uma vez que o conteúdo de informação dos dados pode ser reduzido drasticamente ao ponto da imagem perder contraste e tornar-se difícil diferenciar um objeto de outro. A correção atmosférica deve ser aplicada, com a intenção de minimizar os efeitos atmosféricos na radiância de uma cena, visto que a atmosfera afeta a radiância refletida pela superfície (SANCHES, 2004).

2.4.3 Correção Atmosférica

Diferentes algoritmos foram desenvolvidos para a correção atmosférica ao longo dos anos, comumente categorizados como métodos baseados em imagens (modelos empíricos), bem como em modelos físicos mais avançados com base na teoria da transferência radiativa (MARCELLO et al., 2016).

Modelos empíricos referem-se aos que utilizam informações intrínsecas das próprias imagens, uma vez que utilizam “pixels” que são representativos de

feições específicas, refere-se a correções que não dependem de parâmetros atmosféricos ou de dados da superfície, mas de informações da própria imagem para determinar a contribuição da atmosfera em cada banda espectral, contudo uma de suas limitações consiste na exigência de alvos específicos nas imagens analisadas (LATORRE et al., 2002).

De acordo com Samizava (2009) algumas das técnicas mais conhecidas são o método DOS (*Dark Object Subtraction*) (CHAVEZ, 1988; 1996), histograma mínimo (RICHARDS e JIA, 1999), *matching* do histograma ou redução do contraste, que segundo Polidoro et al. (2005), são métodos que procuram minimizar os efeitos causados pelo espalhamento atmosférico.

Já os modelos físicos ou de transferência radiativa utilizam parâmetros das condições atmosféricas e do sensor para resgatar valores próximos da refletância da superfície dos alvos (PONZONI e SHIMABUKURO, 2010). As características atmosféricas são consideradas no momento em que a imagem é capturada para calcular os fluxos necessários e, assim, obter a refletância de superfície (ADLER-GOLDEN et al., 1999). Tais métodos, segundo Ponzoni e Shimabukuro (2010) são aplicados por algoritmos que utilizam dados referentes à caracterização da atmosfera como concentrações de vapor d'água, O₃, profundidade óptica e tipo e concentração de aerossóis, com a possibilidade também de informar os parâmetros referentes às propriedades espectrais de objetos vizinhos.

Segundo Gaida et al. (2020) os modelos físicos são os que simulam a propagação da radiação eletromagnética pela atmosfera, como o *Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum* (6S) (VERMOTE et al., 1997) e nas compilações do código *MODerate resolution atmospheric TRANsmission* (MODTRAN) (BERK et al., 2016). Exemplos deste último incluem os algoritmos *Atmospheric CORrection Now* (ACORN), *Atmospheric/ Topographic CORrection* (ATCOR) (RICHTER e SCHLÄPFER, 2015) e o *Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes* (FLAASH) (COOLEY et al., 2002).

Neste estudo o algoritmo FLAASH baseado na modelagem de transferência radiativa MODTRAN4, foi utilizado para conversão dos valores de

radiância para Refletância de Superfície, determinado pela equação (1):

$$L_{TOA} = \left(\frac{A \rho_{sup}}{1 - \rho_e S} \right) + \left(\frac{B \rho_e}{1 - \rho_e S} \right) + L_o \quad (1)$$

Onde:

ρ_{sup} = refletância da superfície do pixel

ρ_e = refletância média da superfície para o pixel e a região circundante

S = albedo esférico da atmosfera

L_o = brilho retroespalhado pela atmosfera

A e B = coeficientes que dependem das condições atmosféricas e geométricas.

O primeiro termo na equação (1) corresponde ao brilho da superfície que viaja diretamente para o sensor, enquanto o segundo termo corresponde à radiância da superfície, espalhada pela atmosfera no sensor. A distinção entre ρ_{SUP} e ρ_e conta para o "efeito de adjacência" (mistura espacial de radiância entre pixels próximos) causada pelo espalhamento atmosférico. Os valores de A , B , S e L_o podem ser determinados empiricamente a partir das simulações MODTRAN-4 padrão para um determinado modelo de atmosfera (Rural, Urbano, Marítimo, Troposférico). Deve ser especificado para a cena, a visão, e os ângulos solares da medição e os valores nominais para a elevação da superfície, tipo de aerossol e faixa visível (MARCELLO et al., 2016).

Para Song et al. (2001) os modelos baseados em transferência radiativa podem corrigir os efeitos atmosféricos de forma mais acurada, sendo os mais utilizados para correções atmosféricas em imagens do que os modelos empíricos.

2.4.4 Comportamento anisotrópico da vegetação

Outra questão a ser considerada na interferência da resposta espectral da vegetação refere-se ao processo de interação da radiação eletromagnética com a cobertura vegetal, sendo que o fluxo da radiação refletida apresenta comportamento anisotrópico, o que faz com que dados radiométricos orbitais sejam influenciados pela geometria de iluminação/observação (GALVÃO et al.,

2009). A anisotropia consiste em uma propriedade intrínseca de superfícies naturais em dispersar a radiação de forma desigual em todas as direções, sendo este efeito impulsionado principalmente pelas propriedades estruturais de dosséis vegetativos (DEERING et al., 1994).

Ponzoni et al. (2014) denominam a geometria fonte-alvo-sensor de geometria de aquisição dos dados, e pesquisadores como Ponzoni et al. (2010); Breunig et al. (2011) e Sims et al. (2011) afirmam haver influência da geometria de aquisição dos dados sobre a refletância de superfície de uma cobertura vegetal, corroborando com Breece e Holmes (1971) que na época identificaram estudos que apresentavam forte dependência da refletância de dosséis vegetais com o ângulo de incidência (ou de iluminação) e os comprimentos de onda.

Alterações na refletância de um dossel em coletas sucessivas de dados podem ser causadas pelas variações nas geometrias de aquisição de uma imagem para outra, e não o que muitas vezes se imagina como por mudanças fisiológicas e/ou morfológicas que tenham ocorrido no próprio dossel. Pesquisas realizadas por Cihlar et al. (1994); e Leroy e Roujean (1994) reforçaram que a utilização, por exemplo, de séries temporais do sensor AVHRR mostrou mudanças na resposta espectral em função de variações nos ângulos zenitais de observação.

Segundo Gaida et al. (2016) estudos conduzidos em florestas tropicais e subtropicais demonstram que as geometrias de observação e iluminação podem alterar significativamente as estimativas de parâmetros da vegetação elaboradas a partir de imagens adquiridas fora do nadir ou com amplo campo de visada (GALVÃO et al., 2009; MORTON et al., 2013; e BREUNIG et al., 2015).

De acordo com Ponzoni, Shimabukuro e Kuplich (2012) no uso de dados gerados por sensores orbitais, ao tratar de refletância de dosséis está-se, na verdade, mensurando um Fator de Refletância Bidirecional (FRB), ao lidar com duas geometrias bem definidas, a de iluminação e a de visada. Assim, os sensores são sensíveis à anisotropia porque a refletância detectada é apenas uma fração da refletância total do objeto e é dependente do ângulo que se forma entre a fonte-alvo-sensor (JENSEN, 2009).

Segundo Asner (1998) além da variação da geometria fonte-alvo-sensor, a anisotropia também é dependente das características biofísicas da vegetação, tendo em vista que estas características definem o ângulo preferencial de espalhamento da radiação para cada geometria de iluminação.

Galvão et al. (2013) aponta ainda que somado a influência da geometria de iluminação/observação na aquisição dos dados têm-se as características geomorfológicas locais, acentuando os efeitos direcionais de iluminação, observação e a fração de sombra presente nos pixels.

2.4.5 Efeito da topografia na caracterização espectral da vegetação

Segundo Teillet (1982) nas pesquisas realizadas utilizando respostas espectrais dos alvos, às propriedades extrínsecas ao real da refletância do terreno devem ser removidas da imagem, uma vez que as refletâncias espectrais variam conforme a inclinação e a orientação da vertente imageada e estão sujeitas também aos efeitos de variações das condições atmosféricas, de iluminação e observação.

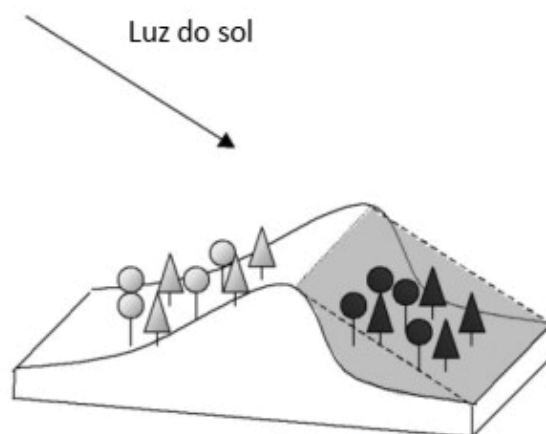
Para Ponzoni et al. (2014) são tratados como “iluminação local” a associação dos efeitos causados pela geometria de aquisição de dados e os causados pelas características da topografia em áreas de relevo acidentado. No Brasil estes efeitos são comuns em áreas de florestas tropicais e subtropicais localizadas em latitudes médias (PONZONI et al., 2014; e BREUNIG et al., 2015).

Na FIGURA 7 observa-se que o relevo é um fator que traz influência na condição de iluminação dos alvos no terreno, alterando seus valores de refletância. Para Valeriano (2011) os parâmetros topográficos que determinam essa relação energia/m² são a orientação de vertente e declividade.

Estas condições topográficas exercem forte influência na resposta espectral da vegetação, uma vez que nos terrenos irregulares, a variação da declividade e orientação das vertentes ocasiona a diferença de incidência solar nas encostas, provocando alta variabilidade da resposta espectral mesmo em tipos de vegetação similares: as encostas sombreadas apresentam menor refletância do que previsto, enquanto nas ensolaradas o efeito é contrário (RIANO

et al., 2003).

FIGURA 7 - INFLUÊNCIA DO RELEVO NA CONDIÇÃO DE ILUMINAÇÃO DOS ALVOS



FONTE: Rião et al. (2003).

Carvalho Júnior et al. (2008) em pesquisa no Parque Nacional da Serra dos Órgãos utilizando imagens multiespectrais do sensor ASTER (NIR e SWIR), constataram que a formação florestal constituída por espécies arbóreas apresenta um dossel contínuo que se caracteriza por um comportamento espectral de vegetação fotossintética ativa. Apesar de identificarem a normalidade no comportamento espectral da vegetação nas regiões do visível, infravermelho próximo e infravermelho médio, destacaram que um fator espectral importante na análise da imagem é a presença de áreas sombreadas procedentes das encostas íngremes, nestes locais os espectros reduzem seus valores de refletância à medida que aumenta o grau de sombreamento.

Bisso (2010) ao pesquisar áreas de Mata Atlântica em que há alta variação do relevo, detectou que em locais de sombra há menor fluxo de radiação de energia eletromagnética em direção ao sensor, isto proporciona uma menor refletância na curva espectral do alvo Mata Atlântica.

Combal e Isaka (2002) avaliaram a influência da topografia no *Bidirectional reflectance distribution function* (BRDF) de dosséis, entendendo que ele apresenta dependência não linear com a declividade e a orientação das

vertentes, mesmo em terrenos pouco acidentados, o estudo mostrou que com o Sol a um ângulo zenital de 60° , a refletância de dosséis pode variar se forem considerados terrenos planos e terrenos com 10% de declividade ou menos, o que sugere grande influência da topografia na caracterização espectral de alvos.

Gaida et al. (2016) avaliaram a magnitude das variações da refletância bidirecional e dos IVs em função das variações topográficas locais. Os resultados obtidos mostraram que além das variações fenológicas sazonais da floresta subtropical decídua, as condições de iluminação local associadas ao relevo da área de estudo contribuíram para as variações no comportamento espectral dos alvos presentes.

Pesquisadores passaram a considerar a influência indireta da topografia sobre a variação radiométrica em imagens e a avaliar a importância de sua correção para obter informações espectrais com melhor acurácia (MOREIRA, VALERIANO, 2014; PONZONI et al., 2014; GALVÃO et al., 2016; MOREIRA et al., 2016; PONZONI, 2016; GAIDA et al., 2016; OLIVEIRA, GALVÃO, PONZONI, 2019).

2.4.5.1 Algoritmos para correção do efeito da topografia

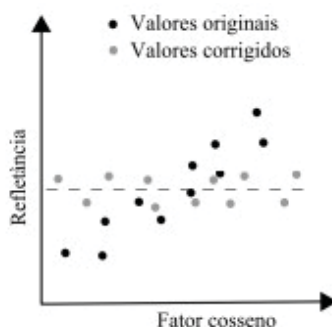
Segundo Gaida (2015) alguns pesquisadores propõem o uso de modelos de normalização topográfica, para corrigir ou amenizar os efeitos causados pelo relevo. Estes são baseados na modelagem do comportamento não-lambertiano da superfície terrestre com uso de modelos como Minnaert (MINNAERT, 1941; SMITH et al., 1980), Correção-C (TEILLET et al., 1982), correção SCS+C (SOENEN et al., 2005). Segundo Gaida (2015) ao utilizar estes modelos, há necessidade de modelagem prévia das condições locais de iluminação do terreno pelo sol, a qual requer o cálculo do cosseno do ângulo local de incidência solar ($\cos i$ ou fator cosseno) em relação à normal de cada pixel contido na imagem a ser utilizada.

Para Riaño et al. (2003) apesar da abundância de métodos de correção topográfica propostos, não existe consenso quanto ao método que possa ser universalmente utilizado. Ponzoni et al. (2016) sugerem que a escolha do método

de correção topográfica é uma decisão importante, já que os resultados podem mudar de um método para outro. Espera-se que qualquer procedimento de correção topográfica influencie na fidelidade da caracterização espectral dos objetos e tal influência deve ser considerada.

Na FIGURA 8 observa-se o efeito da correção topográfica sobre o diagrama de dispersão entre refletância e fator cosseno (MOREIRA, 2014), já que conforme os autores Meyer et al. (1993); Ekstrand (1996); McDonald et al. (2000); e Kobayashi e Sanga-Ngoie (2009), após a realização da correção topográfica deve ocorrer uma diminuição da correlação entre refletância e fator cosseno.

FIGURA 8 – REPRESENTAÇÃO DO EFEITO DA CORREÇÃO TOPOGRÁFICA SOBRE A RELAÇÃO ENTRE REFLETÂNCIA E FATOR COSSENO



FONTE: Moreira (2014) adaptado de Tan et al. (2013).

Os métodos de correção topográfica podem ser agrupados em três categorias principais: razão de banda, métodos empíricos ou semiempíricos e físicos (WEN et al., 2009; ZHANG e GAO, 2011; e BALTHAZAR et al., 2012).

Para Füreder (2010) a razão entre bandas, apesar de não ser o método mais indicado para a normalização topográfica, tem a vantagem de dispensar o uso de modelos digitais de elevação (MDE) para seu cálculo, dependendo apenas dos dados já disponíveis nas imagens.

Razão entre bandas foi considerado o método menos indicado, pois segundo Holben e Justice (1981) não reduz completamente o efeito topográfico, isso porque a ineficiência refere-se à dependência das propriedades de retroespalhamento da superfície em relação ao comprimento de onda de cada banda espectral.

As técnicas de correção topográfica em sua maioria utilizam de MDE da região de estudo para descrever a topografia, ao permitir a modelagem das condições de iluminação através do cálculo do ângulo local de incidência solar (SMITH et al., 1980; e HOLBEN e JUSTICE, 1980).

Como apontado por Hantson e Chuvieco (2011) alguns métodos de correção topográfica não incluem apenas a geometria definida pelo posicionamento do sol e a topografia, como, por exemplo, o método de Correção-C proposto por Teillet et al. (1982) que inclui também a relação entre a iluminação local e a refletância resultante (nível digital - ND; refletância *Top Of Atmosphere* – TOA; ou refletância de superfície) de diferentes classes de uso do solo. E o método Minnaert modificado proposto por Richter et al. (2009) que considera a refletância de superfícies com e sem vegetação.

Neste estudo foram utilizados os métodos semiempíricos de Minnaert e Correção-C, ambos utilizam o $\cos i$ ou fator cosseno como classificador das condições de iluminação e como entrada de dado em seus modelos não-Lambertianos de correção topográfica. A correção Minnaert é um método frequentemente aplicado, foi proposto por Smith et al. (1980) baseado no trabalho do astrofísico Minnaert (1941) que o desenvolveu para avaliar a rugosidade da superfície da lua. Já a Correção-C também é um método semiempírico, que considera parâmetros topográficos e dados radiométricos em diferentes bandas espectrais, empregado com frequência por pesquisadores por apresentar bons resultados ao reduzir a variação espectral de alvos semelhantes em terrenos acidentados, como observado em Riaño et al. (2003); Hantson e Chuvieco (2011); Moreira e Valeriano (2014); e Oliveira (2019).

Para avaliar o desempenho das correções topográficas em áreas de Mata Atlântica de relevo acidentado, índices de vegetação foram empregados nos estudos de Moreira e Valeriano (2014); Moreira et al. (2016); e Oliveira et al. (2019), assim como neste estudo.

2.4.6 Índices de vegetação (IVs)

Os IVs calculados a partir da refletância de superfície realçam o comportamento espectral da vegetação e passam a ser utilizados para o monitoramento e estimativas biofísicas da vegetação (HUETE et al., 1999; ROSENDO e ROSA, 2005; e GAIDA, 2015), isso devido a sua facilidade de cálculo, redução dos efeitos externos e por ressaltarem algumas feições espectrais específicas (GAIDA, 2015; ROSA et al., 2013). Segundo Huete, Didan e Leeuwen (1999) os IVs possibilitam realizar o monitoramento da vegetação, e avaliação das características biofísicas e bioquímicas em perspectiva espacial e temporal.

Jacóbsen et al. (2004) concluíram em seus estudos que o índice de vegetação é sensível às alterações biofísicas da vegetação causadas por ocorrência de fenômenos meteorológicos. Mostrando-se eficientes na identificação de efeitos causados na vegetação associados às variações de precipitação e temperatura (GAIDA, 2015).

Para Breunig et al. (2015), o índice de vegetação ideal deve minimizar a influência dos fatores externos não desejados, maximizando a resposta dos alvos vegetativos. Contudo, é importante destacar que os valores destes IVs podem sofrer influências de fatores externos como os efeitos direcionais das folhas e a influência nos valores causada pela degradação atmosférica e substrato.

Os IVs se classificam devido à associação predominante como a estrutura da vegetação, bioquímica e fisiologia (GALVÃO et al., 2018). Sendo divididos em: (1) intimamente relacionados ao esverdeamento e pigmentos foliares (clorofila e carotenóides) como, o NDVI, EVI, Razão Simples (SR) e Índice Resistente à Atmosfera na Região Visível (VARI); (2) associados ao conteúdo de água nas folhas/copa, como o Índice de Água por Diferença Normalizada (NDWI), também conhecido como Índice de Água na Superfície Terrestre (LSWI); (3) que expressam eficiência no uso da luz, como o Índice de Refletância Fotoquímica (PRI); e (4) que mostram variações espectrais associadas à posição do comprimento de onda da borda do vermelho, que podem ser afetadas por alterações na concentração de clorofila ou no estresse hídrico, como o Índice de

Vegetação de Diferença Normalizada da Borda Vermelha (RENDVI) (MARION, 2021). Neste capítulo serão detalhados, apenas os IVs utilizados neste trabalho (SR, NDVI, EVI, RENDVI, e NDWI).

2.4.6.1 Razão Simples (SR)

O SR foi o primeiro a ser utilizado em estudos (JORDAN, 1969), obtido pela razão simples entre a refletância no infravermelho próximo e a refletância na região do vermelho, conforme equação (2):

$$SR = \frac{NIR}{RED} \quad (2)$$

Onde:

NIR = valor da refletância no infravermelho próximo

RED = valor da refletância no vermelho.

Os valores do SR estão associados segundo Fontana (2011): a) Valores de SR próximos a zero: refletância maior no vermelho (visível) do que no infravermelho, associado a nuvens, água e neve; b) Valores de SR próximos à unidade: refletância similar nos comprimentos de onda no vermelho e no infravermelho, associando-se a rochas e solo descoberto; c) Valores de SR entre 3 e 15: Refletância maior no infravermelho que no vermelho está associado à vegetação, sendo que, valores altos (mais próximos a 15) representam altas densidades de vegetação saudável.

2.4.6.2 Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI)

O NDVI é o índice mais utilizado nas pesquisas, favorecendo a identificação de mudanças temporárias e o monitoramento de mudanças na dinâmica da vegetação, apresenta alta correlação com a densidade da vegetação e a porcentagem de cobertura (FREITAS et al., 2005; e KRISHNASWAMY et al., 2009). Esse índice foi criado por Rouse et al. (1973), a partir da normalização

matemática, para melhorar a interpretação e a visualização das informações, equação (3):

$$NDVI = \frac{NIR - RED}{NIR + RED} \quad (3)$$

Onde:

NIR = comprimento de onda no infravermelho próximo

RED= comprimento de onda no vermelho.

Para Moreira (2014) por ser normalizado, o NDVI detém a habilidade de minimizar efeitos topográficos ao produzir uma escala linear de medida, e possui a propriedade de variar entre -1 a $+1$ (quanto mais próximo de 1 , maior a quantidade de vegetação fotossinteticamente ativa), o 0 (zero) representa superfícies não vegetadas (afloramento rochoso e solo exposto) já nuvens e água apresentarão valores negativos (ROSENDO e ROSA, 2005).

Contudo, é importante ressaltar, que apesar de o NDVI ser amplamente utilizado para monitoramento de vegetação, ele sofre com a sensibilidade às condições atmosféricas, de fundo do solo e saturação dos valores de NDVI em dosséis multicamadas e fechados (XIAO et al., 2004). Para Chen et al. (2005) acaba tendo sucesso limitado quando utilizado para estimar o conteúdo de água da vegetação. No entanto, há estudos como de Gurgel e Ferreira (2003); Canavesi et al. (2005); Wang (2007); e Anderson e Shimabukuro (2007), que apontaram o NDVI como um índice que possui forte relação entre a vegetação e a precipitação, apresentando valores que indicam que o índice responde à mudança de umidade do solo.

2.4.6.3 Índice de Vegetação Melhorado (EVI)

Outro índice bastante utilizado é o EVI, que melhora algumas respostas contidas na vegetação, por ser mais sensível às variações estruturais e arquitetônicas do dossel, além de reduzir as influências atmosféricas e do solo (HUETE et al., 2002). Trata-se de um índice não normalizado desenvolvido para melhorar o sinal da vegetação, otimizando a sensibilidade em regiões com alta

quantidade de biomassa (HUETE et al., 2002; PAN; GAO; e WANG, 2018).
Equação (4):

$$EVI = 2,5 \cdot \frac{NIR - RED}{NIR + (C1 \cdot RED) - (C2 \cdot BLUE) + L} \quad (4)$$

Onde:

NIR= refletância na região do Infravermelho próximo

RED = refletância na região do vermelho

BLUE = refletância na região do azul

C1 e C2 = coeficientes de ajuste para os efeitos de aerossóis na atmosfera

L = fator de ajuste do solo

G =fator de ganho ajustado.

Os valores dos coeficientes adotados pelo algoritmo do EVI são: L=1, C1=6, C2=7,5 e G=2,5 (PONZONI e SHIMABUKURO, 2007, HUETE et al., 1997; e JUSTICE et al., 1998). Para Huete et al. (2002) o EVI possui um fator de ajuste para solos (L) e dois coeficientes (C1 e C2), que descrevem o uso da banda blue para correção da banda red quanto ao espalhamento atmosférico por aerossóis. Dependendo do tipo de alvo, o fator L pode ser ajustado entre 1 e 0. A diminuição de L reduz a influência topográfica sobre áreas florestais, mas também a sensibilidade do EVI ao Índice de área foliar (IAF) (GALVÃO et al., 2016).

2.4.6.4 Índice de vegetação de diferença normalizada da borda vermelha (RENDVI)

O RENDVI procura ressaltar as alterações da vegetação no limite do comprimento de onda do vermelho (alterações do conteúdo de água, por exemplo). Neste índice são utilizados comprimentos de ondas ao longo da “borda vermelha” (RedEdge) onde estão presentes os picos de absorção e refletância da vegetação (GITELSON et al., 1996; e VAN BEEK et al., 2013) decorrentes de variações no conteúdo de clorofila e água nas folhas, equação (5):

$$\text{RENDVI} = \frac{\text{NIR} - \text{RedEdge}}{\text{NIR} + \text{RedEdge}} \quad (5)$$

Onde:

NIR = comprimento de onda do infravermelho próximo

RedEdge = comprimento de onda do Red-edge (borda do vermelho)

O RENDVI consiste em uma modificação do NDVI, em que são utilizadas medidas de refletância ao longo da borda do vermelho (EXELIS, 2013). A utilização da borda do vermelho permite uma análise mais complexa do teor de clorofila, uma vez que a banda do vermelho é limitada por diversos fatores que interagem na resposta da refletância (ANDRIEU; BARET, 1993; e HUETE et al., 1994).

2.4.6.5 Índice de Água por Diferença Normalizada (NDWI)

O índice derivado do NIR e SWIR possui nomenclaturas distintas com autores diferentes, Gao (1996) e Chen et al. (2005) o chamam de Índice de Água por Diferença Normalizada (NDWI), já Chandrasekar et al. (2010) chamam a mesma combinação de Índice de Água na Superfície Terrestre (LSWI), contudo é usada a banda do SWIR com comprimento de onda de 2130 nm, no lugar da banda do SWIR com comprimento de onda de 1640 nm, ao entender que dentre as bandas do SWIR a de comprimento 2130 nm é a menos afetada pelo ozônio e pelo espalhamento Rayleigh, assim como pelo vapor de água.

O NDWI (adotado nesta pesquisa) foi projetado com a finalidade de determinar o limiar entre água, vegetação e solo (BRENNER e GUASSELLI, 2015). Com isso, segundo McFeeters (1996) e Gao (1996), o cálculo deste índice expressa-se a partir da equação (6):

$$\text{NDWI} = \frac{\text{NIR} - \text{SWIR}_{5,7}}{\text{NIR} + \text{SWIR}_{5,7}} \quad (6)$$

Onde:

NIR = banda do infravermelho próximo

SWIR = banda do infravermelho de ondas curtas (Banda 5 -1640 nm; ou Banda 7 – 2130 nm)

De acordo com Gao (1996) o NDWI é útil para medir o estado da água líquida na vegetação. Em geral, este índice é positivo para a vegetação verde devido à fraca absorção da radiação pela água em comprimentos de ondas próximos de 1240 nm. A absorção da radiação pela água líquida na vegetação verde na região de SWIR é significativamente mais forte do que na região de NIR. A combinação das bandas NIR e SWIR tem o potencial de recuperar o conteúdo de água do dossel (CECCATO et al., 2002).

2.5 A RESPOSTA DA VEGETAÇÃO E DOS INDÍCES DE VEGETAÇÃO FRENTE ÀS CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS

Para Magagi e Kerr (2001) a umidade do solo na zona da raiz controla condições de saúde e cobertura da vegetação, já que a densidade e o *status* da vegetação são muitas vezes uma função das condições meteorológicas locais e da propriedade do solo que controla a disponibilidade de água, autoajustando sua densidade espacial para corresponder às condições ambientais locais e à disponibilidade de água (WU et al., 1985; WALKER et al., 1989; MIINA e PUKKALA, 2002).

Diferentes condições meteorológicas em várias escalas temporais resultam em desvio temporal de umidade do solo de suas condições médias de longo prazo. Este desvio de umidade do solo da condição média afeta a vegetação, causando alteração nas suas características, essa mudança temporal na vegetação pode ser identificada por NDVI. Dentro um curto período (horas), o NDVI pode diminuir devido ao aumento repentino da umidade do solo (chuvas), uma vez que a umidade da camada superior do solo resultaria em uma diminuição maior da refletância do infravermelho próximo em comparação com a refletância do vermelho. No entanto, em um período mais longo, espera-se que o NDVI aumente à medida que a umidade do solo aumenta (WANG et al., 2007).

Wang et al. (2003) demonstraram que existe uma relação entre a temperatura e precipitação e o NDVI, sendo que essas relações podem fornecer bases para prever mudanças na produtividade da vegetação associadas às

variações registradas na precipitação e na temperatura.

Bencke (2005) verificou a existência de correlação entre as fenofases e as variáveis climáticas de temperatura e pluviosidade, para espécies arbóreas em uma floresta semidecídua no estado do Rio Grande do Sul. As análises de correlação mostraram que as fenofases apresentam correlações mais significativas com a temperatura do que com a pluviosidade. Em estudo desenvolvido para o bioma Pampa se verificou a existência de correlação entre os dados de NDVI com a temperatura, uma vez que o maior desenvolvimento das espécies vegetais encontradas ocorre na estação com maior disponibilidade de radiação e com temperatura base relativamente alta, o que limita o seu desenvolvimento em estações frias (BISSO et al., 2009).

Rizzi e Fonseca (2001) com estudo no estado do Rio Grande do Sul, identificaram que, no outono, ocorreu uma diminuição do NDVI devido à diminuição da temperatura. O mesmo aconteceu no início do inverno em função da senescência da maioria das espécies. Ao final do verão percebeu-se um aumento do NDVI devido ao crescimento da vegetação nativa, assim como na primavera pelo rebrote da vegetação nativa, a qual responde ao aumento do fotoperíodo e da temperatura.

Wang et al. (2007) com objetivo de estimarem a umidade do solo na zona da raiz, selecionaram duas regiões climáticas para estudo, sendo uma região úmida no Texas e uma região semi-árida no Novo México e Arizona. Observou-se que o tempo de resposta do NDVI frente à mudança de umidade do solo para o local úmido precisou de mais tempo para responder, em média 10 dias, do que nos locais semi-áridos (5 dias ou menos).

Trentin (2011) verificou que a resposta espectral da vegetação campestre natural na Área de Proteção Ambiental (APA) do Ibirapuera, localizada no bioma Pampa, apresentou relação com as variações de temperatura média do ar e precipitação na região, respondendo às variáveis meteorológicas com um atraso aproximado de dezesseis (16) dias.

A relação entre a precipitação e NDVI no sul da África foi estudada por Richard e Pocard (1998) e os resultados mostraram que o NDVI mensal segue a

precipitação mensal com um atraso de 1 a 2 meses e é melhor correlacionado com a precipitação antecedente bimestral. Da mesma forma, no estado de Andhra Pradesh, na Índia, no estudo de Chandrasekar et al. (2006) o NDVI gerado a partir dos dados do *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) AVHRR ficou defasado em 1 a 2 meses na maioria dos distritos estudados.

No estudo de Chandrasekar et al. (2010), também no estado de Andhra Pradesh, na Índia, identificaram que o índice LSWI respondeu à precipitação, com uma relação defasada de quinze dias, enquanto o NDVI teve uma relação defasada de duas quinzenas.

Os IVs também demonstram quando há variações da vegetação em resposta à precipitação em áreas de Mata Atlântica. Na pesquisa de Carvalho e Nery (2018), por exemplo, os índices EVI, LSWI e Índice de Área Foliar (LAI) foram analisados e mostraram que o comportamento da dinâmica da vegetação natural das regiões da Mata Atlântica Paulista acompanha a variabilidade meteorológica, já que foram observados padrões de maior produtividade no período da estação chuvosa, época em que a condição hídrica é mais intensa e favorece o verdejamento das folhas.

Santana (2016) mostrou em seu trabalho a variabilidade da vegetação através do EVI para Mata Atlântica na cidade de Cunha-SP em dois anos de pesquisa (2007 e 2008), em que o evento de La Niña foi considerado forte. Tendo como resultado, o coeficiente de determinação entre a precipitação e o EVI de R^2 0,43 em 2007 maior que R^2 0,12 em 2008, seguido por índices de correlação em 2007 ($r = 0,65$) e 2008 ($r = 0,34$). Considerados como índices baixos, exceto o índice de correlação em 2007. Já análise de regressão múltipla para o ano de 2007 obteve 87% de correlação, enquanto em 2008 apenas 27%. Destacando o fato, que a maior média pluviométrica foi em 2007 (187,02 mm).

Dias (2017) verificou a relação do NDVI e EVI com a precipitação no estado de Sergipe, obtendo como resultado que as maiores correlações foram observadas em áreas com vegetação decídua e as menores correlações, no que lhe concerne, foram observadas em áreas urbanas e regiões de fragmentos de Mata Atlântica.

Os estudos mencionados acima, apontam para uma relação entre NDVI e precipitação, com aumentos dos valores de NDVI em resposta à precipitação. Todavia, há estudos que indicam que isto depende da quantidade de precipitação, podendo o NDVI apresentar uma “saturação”. Para Nicholson, Davenport e Malo (1990) em estudo no Sahel leste da África, identificaram que a relação linear entre precipitação e NDVI refere-se a uma faixa limitada de condições de chuva, geralmente entre cerca de 200-1200 mm anualmente e 25-200 mm para precipitação mensal, sendo que acima deste limiar, o índice "satura", e o NDVI aumenta muito lentamente com o aumento da precipitação ou torna-se constante. Já no estudo em Botsuana por Nicholson e Farrar (1994) este limiar está entre aproximadamente 500 mm/ano ou 50–100 mm/mês. Mas, é importante destacar que a resposta do NDVI à precipitação depende do tipo de vegetação e varia conforme a região geográfica (NICHOLSON et al., 1990).

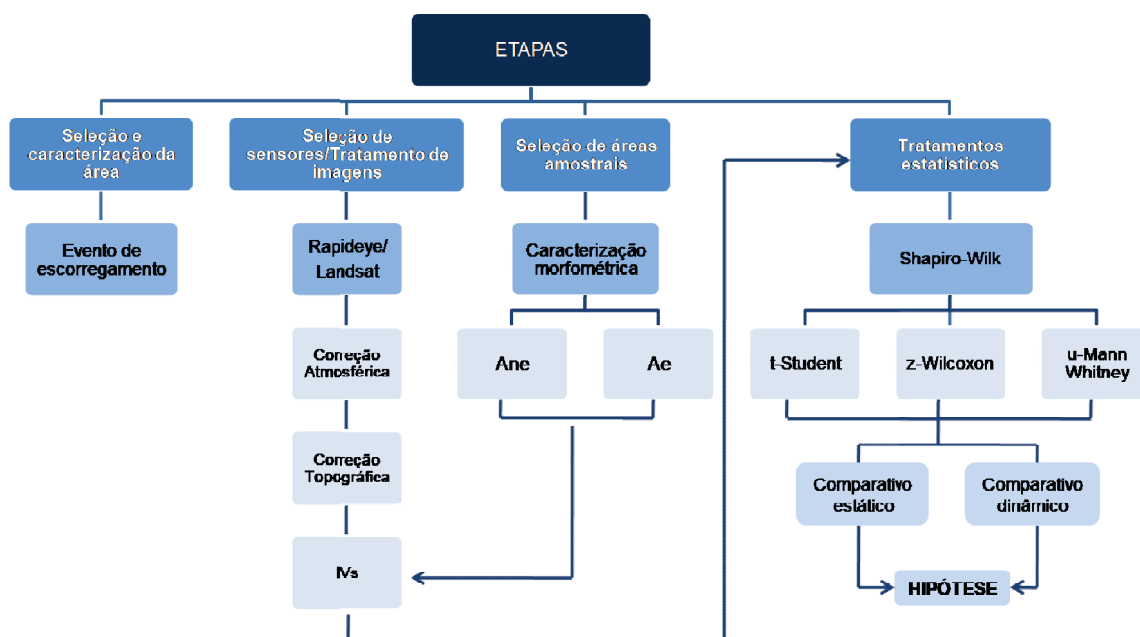
3 MATERIAIS E MÉTODOS

Para testar a hipótese abordada, ou seja, de que a vegetação fornece indícios das áreas mais suscetíveis à ocorrência de movimentos de massa na Serra do Mar, serão utilizadas duas abordagens, a saber:

1. Comparativo estático – compara os valores dos IVs de áreas que tiveram registro de escorregamentos (áreas escorregadas – Ae) com valores de áreas morfologicamente similares que não escorregaram (áreas não escorregadas – Ane). Este comparativo usa os valores de IV observados nas imagens (Rapideye e Landsat) disponíveis com data mais próxima à ocorrência do evento e sem cobertura de nuvens.
2. Comparativo dinâmico - compara em dois momentos distintos os valores de IVs e das diferenças (Δ -IV) de áreas com ocorrência de escorregamentos (Ae) e de áreas não escorregada (Ane). Este comparativo usa os valores de IV obtidos a partir de imagens do satélite Landsat (novembro/2010 e janeiro/2011), em função da disponibilidade de dados nas datas anteriores a ocorrência do evento.

Assim, foram definidas quatro etapas fundamentais que foram sequencialmente aplicadas, conforme: 1. Seleção e caracterização da área de estudo em região escorregada; 2. Seleção dos sensores (data mais próxima ao evento) e tratamento das imagens (correção atmosférica, modelagem topográfica; cálculo dos IVs); 3. Seleção das áreas amostrais (Ae e Ane) a partir da caracterização morfológica; 4. Tratamentos estatísticos dos dados (FIGURA 9).

FIGURA 9 – ETAPAS DA PESQUISA



Ae = áreas escorregadas e, Ane = áreas não escorregadas. FONTE: a autora (2021).

Quanto aos materiais, foram utilizados:

- Três conjuntos de dados orbitais, sendo um para o RapidEye e dois para o Landsat.
- Software Envi 5.3 (L3Harris Geospatial, 2021) para correção atmosférica, modelagem topográfica e para gerar os IVs (NDVI, EVI, SR, RENDVI, NDWI₅, NDW₇).
- Inventário de cicatrizes cedido pela equipe do LAGEO – UFPR¹¹.
- Modelo digital de elevação (MDE) ALOS (*advanced land observing satellite*) PALSAR (*phase darray type l-band synthetic aperture radar*).
- Software Qgis 3.16.10 (Sherman, 2002) - uso da ferramenta do SAGA “*Morphometric features*” para caracterização morfológica das cicatrizes; ferramenta “*Calculadora Raster*” para Álgebra de Mapas; e uso da ferramenta *Add raster values to features* para extração dos valores de refletância das bandas e valores dos IVs para análise do efeito topográfico e para extração dos valores dos IVs das áreas amostrais (Ae e Ane).

¹¹ Laboratório de Pesquisas Aplicadas em Geomorfologia e Geotecnologias.

- Dados de precipitação e temperatura da estação Morretes (A873) obtidos do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET).
- Software OriginPro 2016 (OriginLab, 2016) para tratamentos estatísticos.
- Software ArcGis 10.4 (Esri, 2016) para layout dos mapas.

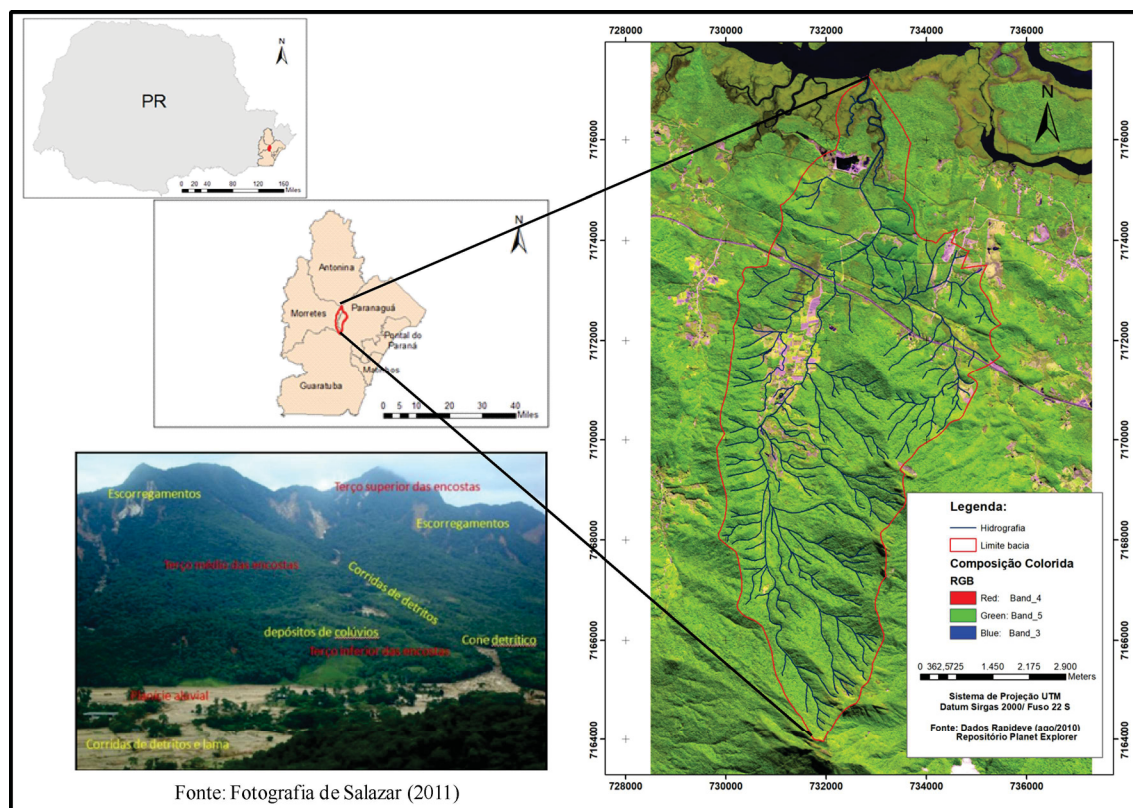
3.1 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E DOS ESCORREGAMENTOS NO LOCAL

3.1.1 Área de estudo

A bacia hidrográfica do rio Jacareí possui uma área de 40,17 km² e localiza-se entre os municípios de Morretes e Paranaguá-PR (FIGURA 10). Ela está inserida especificamente na Serra da Prata, região que foi cenário no dia 11 de março de 2011 de um evento de movimento de massa de grandes proporções associado a um elevado volume de chuva de 321 mm registrados em 24 horas e com chuva acumulada de 575 mm em 72 horas, segundo dados da Estação Meteorológica Morretes (INMET, 2011). Choveu num período de 24 horas o equivalente a todo o mês de março, segundo a pesquisa de Almeida et al. (2019) em Morretes-PR no período de 1976 a 2017 a média pluviométrica para o mês de março, foi de aproximadamente 245 mm.

Na Serra da Prata, apresenta-se acima dos 500 m, uma superfície de escarpas intermediárias muito dissecadas e rebaixadas, que, com frequência, apresentam afloramentos rochosos. Acima dos 1000 m apresenta-se ligeiramente côncava na faixa em que se aproxima dos maciços elevados, sendo a área onde os elúvios tornam-se com frequência material fonte para origem dos solos atuais. Nas superfícies com altitudes superiores a 1200 m fazem-se presentes os afloramentos rochosos mesmo com declives pouco acentuados (PASSOS, 2000).

FIGURA 10 - LOCALIZAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO JACAREÍ E INDICAÇÃO DAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS ASSOCIADAS AO ESTUDO, SOBREPOSTAS A UMA FOTOGRAFIA DE 2011



FONTE: a autora (2020).

De acordo com Silveira et al. (2013) a bacia do rio Jacaré apresenta vale assimétrico, seu conjunto de vertentes mostra feições distintas nas duas margens tanto no alto como no médio curso da bacia. Sendo que na margem direita, os divisores de água são constituídos pela Serra da Prata, em que ocorrem os maiores valores altimétricos da bacia, tendo uma elevação máxima de 1421 metros sobre o nível do mar (m.s.n.m), decrescendo até valores de 800 m, enquanto na margem esquerda a elevação máxima dos interflúvios é de 433 m, decrescendo até valores de 200 m.

Ainda segundo Silveira et al. (2013), o potencial de energia da morfogênese é distinto nas duas margens. Em que se têm as maiores declividades na margem direita, com valor predominantemente superior a 40%,

intrinsecamente condicionada pela diferença litológica, onde os corpos graníticos sustentam o elevado gradiente altitudinal, resultante de processos exógenos de erosão diferencial e endógenos de soerguimento de blocos.

Na margem direita do rio Jacareí os topos apresentam-se agudos e alongados, com segmentos de vertentes de maior declividade e solos rasos, reflexo da atuação da morfogênese, seja por meio de erosão ou movimentos gravitacionais de escorregamentos (SILVEIRA et al., 2013), tornando-se mais suscetíveis aos eventos de movimentos de massa.

Quanto ao tipo de solo presente na área de estudo, segundo estudo geotécnico da MINEROPAR (2011) estão às seguintes classes de solos e associações: Gleissolos, associação Latossolos e Argissolos, associação Cambissolos e Argissolos, associação Cambissolos e Neossolos, Neossolos Litólicos, associação Neossolos e Afloramentos e Afloramentos Rochosos.

Em relação ao clima, segundo a classificação de Köppen-Geiger, nas elevações da Serra do Mar a partir de 700 m de altitude passa a ser classificado como tipo Cfb (Subtropical Úmido - Mesotérmico com verão fresco). Os índices pluviométricos são relativamente elevados, a diferença local decorre de chuvas orográficas com grande volume d'água nas cabeceiras das encostas devido à ascensão das massas úmidas frente ao relevo montanhoso (PINTO, 2015).

A área de estudo está inserida no bioma de Mata Atlântica sobre o domínio da Floresta Ombrófila Densa (FOD). Para autores como Wettstein (1970); e Leite e Klein (1990), a FOD é uma formação vegetacional que apresenta elevada diversidade tanto de espécies como de fisionomias. Influenciada diretamente pelas massas de ar quentes e úmidas do oceano Atlântico e, pelas chuvas relativamente intensas e bem distribuídas ao longo do ano (RODERJAN et al., 2002).

As formações da FOD presentes na área de estudo, são: Floresta Ombrófila Densa Aluvial que se desenvolve junto aos canais de drenagem em áreas planas com acúmulo de sedimentos; Floresta Ombrófila Densa de Terras Baixas, situada entre elevações de 0 a 20 m.s.n.m., geralmente sobre depósitos marinhos Quaternários; Floresta Ombrófila Densa Submontana, encontrada em elevações entre 20 a 600 m.s.n.m., geralmente sobre depósitos coluvionares até o

sopé das vertentes da serra. É a subformação que provém de uma florística com maior diversidade de espécies. Isso se atribui às melhores características de seus solos e condições climáticas favoráveis, de chuvas bem distribuídas ao longo do ano e de baixa ocorrência de geadas; Floresta Ombrófila Densa Montana, ocorre entre elevações entre 600 a 1.200 m.s.n.m., posicionando-se sobre os trechos intermediários das vertentes da serra; Floresta Ombrófila Densa Altomontana, situada em elevações superiores a 1.200 m.s.n.m., limítrofe as formações campestres de cimeiras (Refúgios Vegetacionais) (RODERJAN et al., 2002).

Além, das cinco formações da FOD, na área de estudo em altas altitudes e em áreas íngremes, ocorrem os Campos de altitude, que se caracterizam como uma vegetação rasteira, situados acima do limite das florestas altomontanas. Com predomínio de formações herbáceas muito características e igualmente bem conservadas, onde só sobrevivem plantas extremamente adaptadas às rígidas condições ambientais, devido à presença de solos muito rasos, ventos constantes, radiação intensa e baixas temperaturas invernais (KOZCIAK, 2005).

3.1.2 Caracterização dos escorregamentos do evento de 11/03

De acordo com Zai et al. (2017) o evento pluviométrico deflagrou um conjunto de escorregamentos, nas vertentes posicionadas nos terços superiores da Serra da Prata, predominantemente do tipo translacional. O volume de material desprendido dos escorregamentos consistiu em blocos de rocha, solo e troncos de árvores, arrancados e transportados ao seguir o caminho de fluxo nos segmentos convergentes das vertentes (SILVEIRA et al., 2013).

Ainda segundo Zai et al. (2017), na comunidade de Floresta, inserida na bacia do rio Jacareí, das oitenta e três residências, onde residiam em torno de 150 pessoas, dezessete foram parcialmente destruídas, onze sofreram total destruição, uma apresentou avarias como trincas e cinquenta e quatro não foram danificadas. Além disso, duas pontes existentes de acesso vicinal aos moradores foram destruídas, assim como, trechos de estradas secundárias, levando algumas famílias a se mudarem do local.

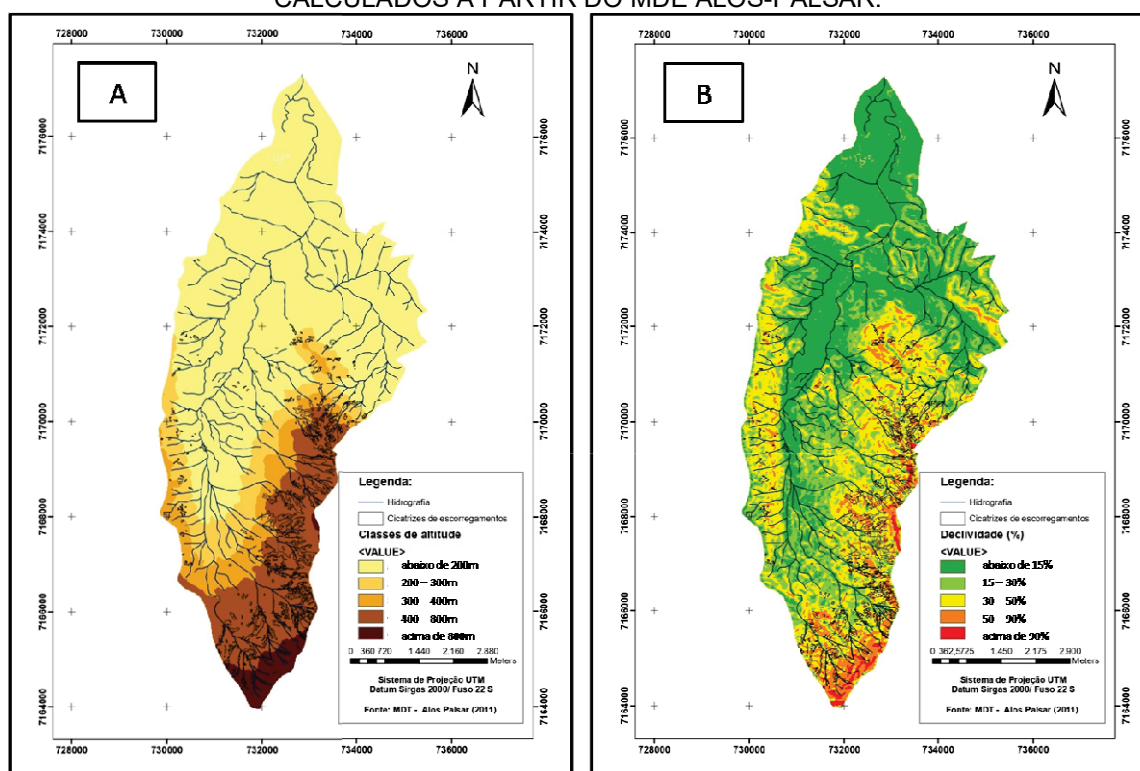
De acordo com Silveira et al. (2012) “a bacia do rio Jacareí foi uma das

áreas mais afetadas, principalmente na margem direita. A área calculada das cicatrizes dos escorregamentos pós o evento foi de 2,34 km².

Silveira et al. (2013) observaram que 75% das cicatrizes de escorregamentos ocorreram em áreas superiores à cota altimétrica de 400 m (FIGURA 11A), constataram ainda que 89% das áreas de escorregamentos ocorreram em declividades superiores a 30%. (FIGURA 11B).

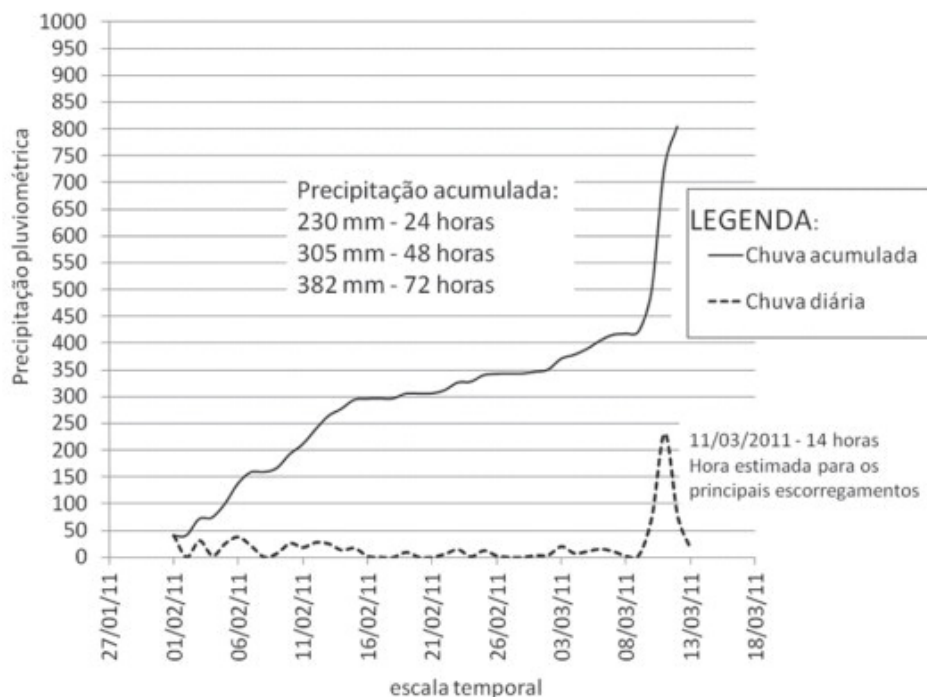
O volume precipitado no período que levou a ocorrência dos movimentos de massa do dia 11/03/2011, registrado pela Estação Meteorológica Morretes (INMET) (mais próxima da área), foi de 230,6 mm em um único dia (SILVEIRA et al., 2012). Na FIGURA 12 é possível perceber os valores de precipitação diária e acumulada no período da primeira quinzena do mês de março de 2011, em que se percebem os elevados valores acumulados de chuva, 230 mm em 24 horas, 305 mm em 48 horas e 382 mm em 72 horas.

FIGURA 11- MAPA (A) HIPSSOMÉTRICO E (B) DECLIVIDADE DA BACIA DO RIO JACAREÍ - CALCULADOS A PARTIR DO MDE ALOS-PALSAR.



FONTE: a autora (2021).

FIGURA 12 - GRÁFICO DE PRECIPITAÇÃO DIÁRIA E ACUMULADA NA REGIÃO DE ESTUDO



FONTE: Estação Morretes A873 (INMET, 2011); Geoplanejamento Ltda (2011) apud SILVEIRA et al. (2012).

3.2 SELEÇÃO DOS SENSORES E TRATAMENTO DAS IMAGENS

3.2.1 Resolução espacial e período dos imageamentos orbitais

Com intuito de obter dados antecedentes e com data mais próxima ao evento de escorregamento, e sem cobertura de nuvens, foram selecionadas imagens do Rapideye e Landsat. O Rapideye apresentou uma resolução espacial mais compatível às dimensões das cicatrizes de escorregamento, contudo a única imagem em condições de uso para a pesquisa (sem presença de nuvens) disponível foi de 19/08/2010. As imagens Landsat foram selecionadas com as datas de 19/11/2010 e 06/01/2011. Destaca-se que não houve a possibilidade de utilização de imagens com data mais próxima ao evento, devido à alta taxa de cobertura de nuvens.

Para compor a área de estudo foram necessárias duas cenas (*tiles*) 2227324 e 2227224 do sensor Rapideye, com resolução espacial nominal de 5 metros, obtidas da empresa *Planet Labs* (<https://api.planet.com/>), sendo estas pré-

processadas em nível 3A– OrthoProduct – (*Radiometric, sensor and geometric corrections applied to the data*) com correção geométrica e ortorretificação. No QUADRO 1 contém as faixas espectrais de abrangência e as resoluções do Rapideye.

QUADRO 1 – SÍNTESE DAS INFORMAÇÕES DAS IMAGENS RAPIDEYE

SENSOR	BANDAS ESPECTRAIS	RESOLUÇÃO ESPECTRAL	RESOLUÇÃO ESPACIAL	RESOLUÇÃO TEMPORAL	RESOLUÇÃO RADIOMÉTRICA
REIS (Rapideye Earth Imaging System)	Azul	440-510 nm	6,5 m (nadir) e 5 m para ortoimagens	24 horas (off-nadir) e 5,5 dias (nadir)	12 bits
	Verde	520-590 nm			
	Vermelho	630-690 nm			
	Borda vermelha	690-730 nm			
	Infravermelho próximo	760-880 nm			

FONTE: Embrapa (2013), modificado pela autora (2020).

As imagens do sensor Landsat TM5, com resolução espacial de 30 m, foram obtidas do portal *Earthexplorer* da *Science for a changing world* (USGS) (<https://earthexplorer.usgs.gov/>). No QUADRO 2 contém as faixas espectrais de abrangência e as resoluções do Landsat.

QUADRO 2 – SÍNTESE DAS INFORMAÇÕES DAS IMAGENS LANDSAT

SENSOR	BANDAS ESPECTRAIS	RESOLUÇÃO ESPECTRAL	RESOLUÇÃO ESPACIAL	RESOLUÇÃO TEMPORAL	RESOLUÇÃO RADIOMÉTRICA
TM Thematic Mapper	(B1) azul	450-520 nm	30 m	16 dias	8 bits
	(B2) verde	520-600 nm			
	(B3) vermelho	630-690 nm			
	(B4) infravermelho próximo	750-900 nm			
	(B5) infravermelho médio	1550-1750 nm			

	(B6) infravermelho termal	10400-12500 nm	120m		
	(B7) infravermelho médio	208-235 nm	30m		

FONTE: Embrapa (2013), modificado pela autora (2020).

3.2.2 Correção Atmosférica dos dados orbitais

Como a variação de direção e ângulo de iluminação influencia diretamente na refletância dos alvos, fez-se necessário a conversão dos números digitais para valores físicos de radiância aparente e na sequência, os valores de radiância foram convertidos para refletância de superfície através do algoritmo FLAASH¹² (equação 1, p.48). Foram utilizados os parâmetros da aquisição das imagens, a visibilidade padrão (40 km), modelo atmosférico subtropical (conforme a estação da imagem) e o modelo de aerossol rural.

3.2.3 Modelagem Topográfica

Considerando a grande variabilidade altimétrica da área em estudo, os efeitos topográficos sobre as imagens são destacados. Assim, para a modelagem topográfica (redução dos efeitos topográficos) adotou-se o MDE ALOS PALSAR com data de 20/01/2011 (anterior a data do evento) contendo resolução espacial de 12,5 m.

Os dados do ALOS PALSAR foram utilizados, devido os bons resultados obtidos pelo estudo de Sampaio et al. (2022) em que nas análises consolidadas para o estado do Paraná, utilizando tanto o PEC (REQM90%) quanto o percentil 95 e a VVA (acurácia vertical para áreas com vegetação), apontaram o Modelo Digital de Superfície (MDS) ALOS PALSAR como melhor modelo altimétrico para

¹² O FLAASH é projetado para minimizar os efeitos atmosféricos causados por espalhamento molecular e particulado, além da absorção da radiação no sensor, e para obter refletância na superfície. (<https://www.l3harrisgeospatial.com/docs/flaash.html>)

a região, com acurácia de 11,59 m. Este modelo é, segundo os autores, o mais indicado para projetos a serem desenvolvidos no Paraná e que empreguem diferentes classes de uso.

A partir do modelo ALOS PALSAR derivaram-se os atributos topográficos de declividade e orientação de vertente. Com os dados de azimuth solar e elevação solar obtidos do metadados das duas cenas Rapideye e das duas imagens do Landsat, obteve-se o valor do ângulo zenital (TABELA 1).

TABELA 1 - CARACTERÍSTICAS DAS IMAGENS

Cena	Data de Aquisição	Azimuth solar (em graus)	Elevação solar (em graus)	Ângulo Zenital
2227324 (Rapideye)	19/08/2010	25,42	48,56	41,44
2227224 (Rapideye)	19/08/2010	25,29	48,37	41,62
220/78 (Landsat)	19/11/2010	82,47	62,42	27,58
220/78 (Landsat)	06/01/2011	91,30	58,83	31,17

FONTE: PLANET LABS (2019). Org. a autora (2021).

A declividade, orientação de vertente, azimuth solar e ângulo zenital foram os parâmetros para o cálculo da iluminação local (cosi ou fator cosseno) (utilizado nos algoritmos de correção), cujo valor varia entre 0 (áreas sem iluminação) e 1 (áreas extremamente iluminadas) definido pela equação (7):

$$\cos i = (\cos \phi_s \cdot \cos \theta_z) + [\sin \phi_s \cdot \sin \theta_z \cdot \cos (\theta_n - \phi_n)] \quad (7)$$

Onde:

ϕ_s = ângulo de declividade

ϕ_n = ângulo de orientação do terreno

θ_z = ângulo zenital solar

θ_n = ângulo azimuth solar

Para a correção topográfica foram utilizados os algoritmos de Minnaert e Correção-C. O primeiro método para correção topográfica empregado no estudo foi o de Minnaert, equação (8):

$$L \cos(\theta_e) = L_n * [\cos(\theta_i) \cos(\theta_e)]^k \quad (8)$$

Onde:

θ_e = ângulo de visada efetivo

K = constante de Minnaert

L_n = refletância normalizada

L = refletância detectada pelo sensor

θ_i ($\cos i$) = ângulo de incidência (ângulo entre a normal à superfície e o feixe de luz solar).

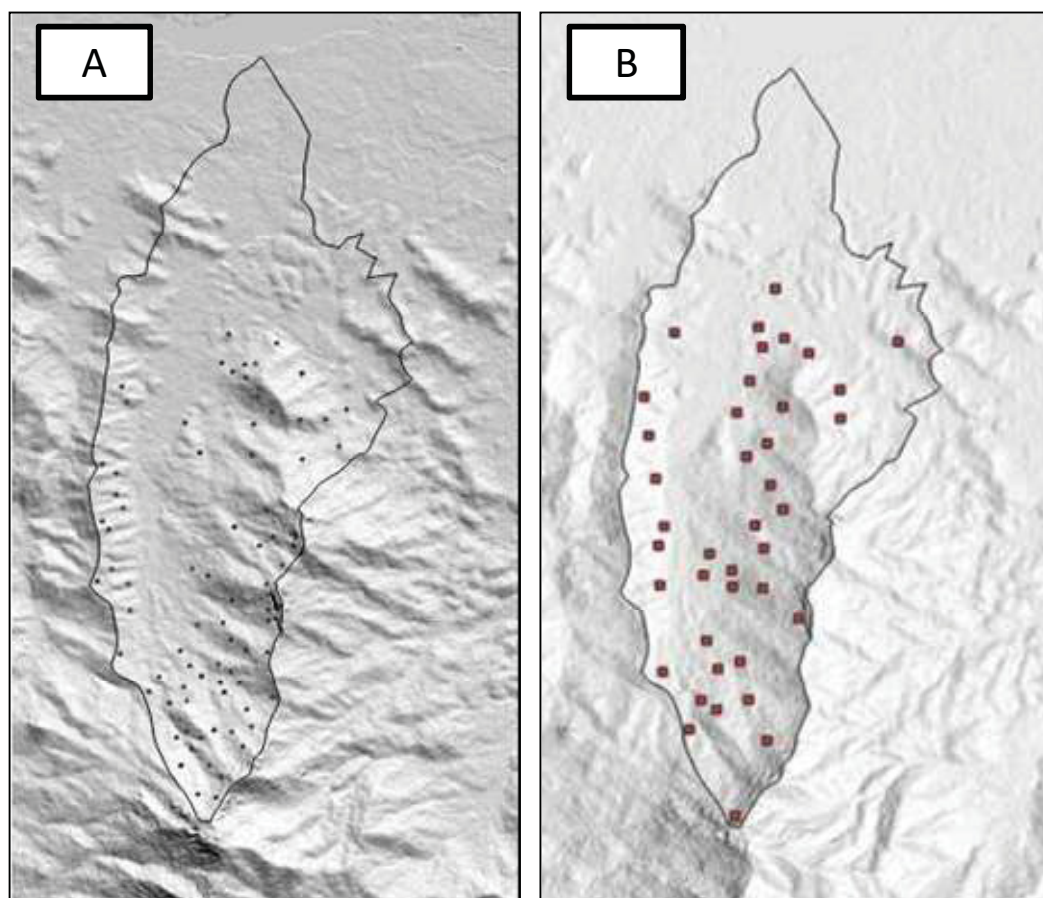
A constante de Minnaert, ou constante k referenciada na equação 8, varia de 0 a 1 e mede o quanto uma superfície é Lambertiana. A constante k foi obtida por regressão linear ($y = k_x x + b$), e para obtê-la, a média dos valores de iluminação (fator cosseno) e de refletância de vegetação foi extraída de áreas amostrais com maior e menor iluminação (FIGURA 13), sendo:

- 80 áreas amostrais constituindo em torno de 8000 pixels para cada banda das cenas Rapideye;
- Para as bandas Landsat, por apresentar uma resolução espacial menor, foram 40 áreas amostrais constituindo 400 pixels.

As áreas amostrais foram definidas em locais com maior declividade na bacia e que apresentassem maior e menor iluminação. As áreas definidas não correspondem as mesmas posições entre dados Landsat e Rapideye devido as diferenças entre a resolução espacial.

Na TABELA 2 contêm os valores da constante “K” calculados para os dados Rapideye e na TABELA 3 para os dados Landsat.

FIGURA 13 – DISTRIBUIÇÃO DAS ÁREAS AMOSTRAIS SOBRE O FATOR COSSENO



A - Rapideye; B – Landsat. FONTE: a autora (2021).

TABELA 2 – CONSTANTE K OBTIDA DA REGRESSÃO LINEAR – IMAGENS RAPIDEYE

Regiões Espectrais	Cenas RapidEye	
	2227324	2227224
B1 – Azul	0,20	0,21
B2 – Verde	0,43	0,48
B3 – Vermelho	0,51	0,59
B4 – Red-edge (Borda do vermelho)	0,57	0,68
B5 – Infravermelho próximo	0,58	0,73

FONTE: a autora (2021).

TABELA 3 – CONSTANTE K OBTIDA DA REGRESSÃO LINEAR – IMAGENS LANDSAT

Regiões Espectrais	Cenas Landsat	
	220/78 – 19/11/2010	220/78 – 06/01/2011
B1 – Azul	0,25	0,26
B2 – Verde	0,47	0,46
B3 – Vermelho	0,51	0,30
B4 – Infravermelho próximo	0,73	0,95
B5 – Infravermelho médio	0,63	0,81
B7 – Infravermelho médio	0,56	0,60

FONTE: a autora (2021).

Após estimado o valor de k , a refletância normalizada (L_n) do algoritmo Minnaert, foi calculada através da equação (9):

$$L_n = \frac{L \cdot \cos(\theta_n)}{[\cos(\theta_i) \cos(\theta_n)]^k} \quad (9)$$

O segundo procedimento de correção topográfica empregado foi à Correção-C através da equação (10):

$$\rho_h = \rho_t \left(\frac{\cos \theta_z + C}{\cos i + C} \right) \quad (10)$$

Em que ρ_h representa a refletância em uma superfície horizontal e ρ_t representa a refletância em uma superfície inclinada, e C é uma proporção de coeficientes de uma regressão linear entre a refletância de superfície para cada banda espectral. A regressão linear mencionada é dada pela equação (11):

$$\rho_{\lambda,i} = b_{\lambda} + m_{\lambda} \cdot \cos \gamma \quad (11)$$

Para aplicação da Correção-C os valores de “C” foram obtidos com a seleção de 1000 pixels aleatórios em cada imagem, através da regressão linear (TABELA 4 e TABELA 5) no momento da aplicação do algoritmo.

TABELA 4 – REGRESSÃO LINEAR PARA OBTENÇÃO DO VALOR “C” – IMAGENS RAPIDEYE

Regiões Espectrais	Cenas Rapideye	
	2227324	2227224
B1 – Azul	$y=0.013017 \cdot x + 0.749109$	$y=1.043422 \cdot x + 0.695846$
B2 – Verde	$y=1.264841 \cdot x + 0.682597$	$y=1.726762 \cdot x + 0.658893$
B3 – Vermelho	$y=0.650644 \cdot x + 0.731285$	$y=1.135506 \cdot x + 0.710216$
B4 – Red-edge (Borda do vermelho)	$y=1.051934 \cdot x + 0.651655$	$y=2.882450 \cdot x + 0.479416$
B5 – Infravermelho próximo	$y=0.380952 \cdot x + 0.635152$	$y=1.600206 \cdot x + 0.259910$

FONTE: a autora (2021).

TABELA 5 – REGRESSÃO LINEAR PARA OBTENÇÃO DO VALOR “C” – IMAGENS LANDSAT

Regiões Espectrais	Cenas Landsat	
	220/78 – 19/11/2010	220/78 – 06/01/2011
B1 – Azul	$y=1.749616 \cdot x + 0.790202$	$y=0.196351 \cdot x + 0.818613$
B2 – Verde	$y=1.576192 \cdot x + 0.781711$	$y=0.177100 \cdot x + 0.817166$
B3 – Vermelho	$y=1.088408 \cdot x + 0.813235$	$y=0.119343 \cdot x + 0.819817$
B4 – Infravermelho próximo	$y=0.586196 \cdot x + 0.635832$	$y=0.484846 \cdot x + 0.710082$
B5 – Infravermelho médio	$y=0.934160 \cdot x + 0.693482$	$y=0.526624 \cdot x + 0.753099$
B7 – Infravermelho médio	$y=0.951307 \cdot x + 0.783614$	$y=0.269444 \cdot x + 0.806922$

FONTE: a autora (2021).

A avaliação do desempenho da correção topográfica e dos algoritmos aplicados foi realizada através da extração dos valores de refletância das bandas e dos IVs das áreas amostrais (Figura 13, p. 76), por meio dos seguintes métodos: análise e comparação visual das imagens pré e pós-correção topográfica; avaliação do desvio padrão dos valores de refletância em cada banda; análise da correlação entre refletância espectral e fator cosseno para cada banda; análise dos valores médios dos IVs com correção e sem correção; avaliação das diferenças ao nível de significância de 5% por meio de testes estatísticos para amostras pareadas; análise da magnitude do efeito das diferenças (métrica de Cohen).

3.2.4 Seleção dos IVs testados na pesquisa

Após a modelagem topográfica para cada banda dos sensores Rapideye e Landsat, os IVs gerados foram:

- Para ambos os sensores: SR (equação 2, p.56), NDVI (equação 3, p.57) e EVI (equação 4, p.58).
- Especificamente para imagens Rapideye: RENDVI (equação 5, p.59) com o intuito de utilizar os comprimentos de onda da região da borda vermelha.
- Para as imagens do Landsat: foram utilizados o NDWI₅ (banda 5) e o NDWI₇ (também conhecido como LSWI) (banda 7) (equação 6, p.59), por se tratarem de bandas da região do infravermelho médio (SWIR) mais sensíveis à umidade.

3.3 SELEÇÃO DAS ÁREAS AMOSTRAIS (ÁREAS DE TESTE)

A seleção das áreas amostrais para o comparativo estático e dinâmico foi realizada após a caracterização morfológica das cicatrizes, constantes no inventário de cicatrizes¹³ do evento ocorrido em 2011. Para identificar as áreas

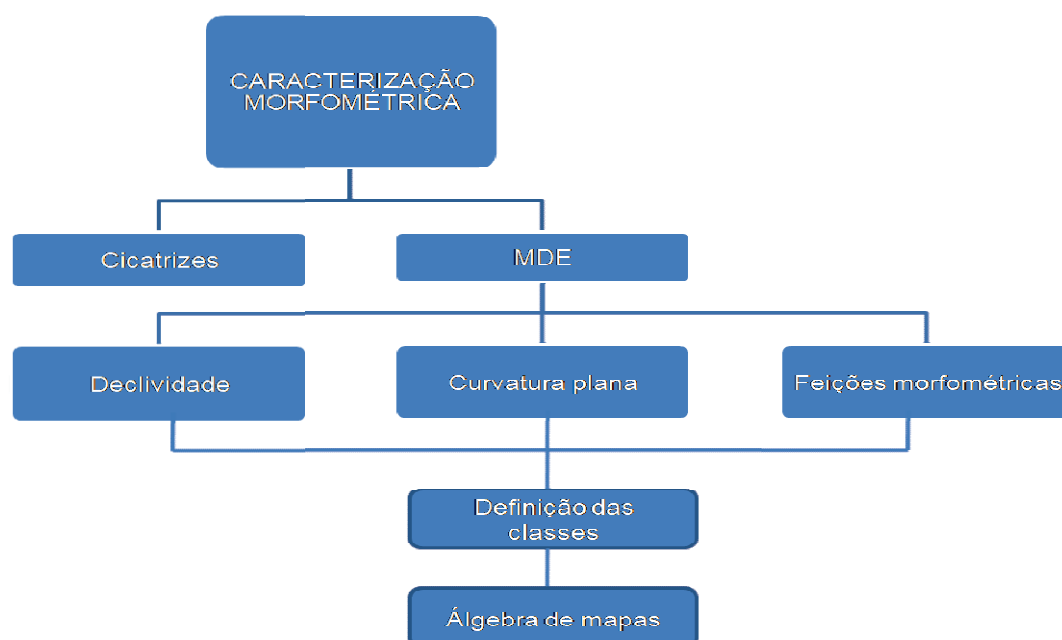
¹³ Refere-se a busca de informações sobre a área atingida pelos movimentos de massa em que imagens orbitais posteriores aos deslizamentos é utilizada para elaboração dos polígonos de cicatrizes, assim como cartas da região, dados de chuva e trabalhos geotécnicos realizados são elementos a serem levantados.

com morfologia similar as dos escorregamentos (áreas escorregadas - Ae), porém sem registro de escorregamentos (áreas não escorregadas - Ane), com objetivo de isolar o relevo para não interferir nos resultados da pesquisa.

3.3.1 Caracterização morfológica das cicatrizes

Representação esquemática para a caracterização morfológica a partir das cicatrizes de escorregamento (FIGURA 14).

FIGURA 14 – REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DA CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA DAS ÁREAS ESCORREGADAS

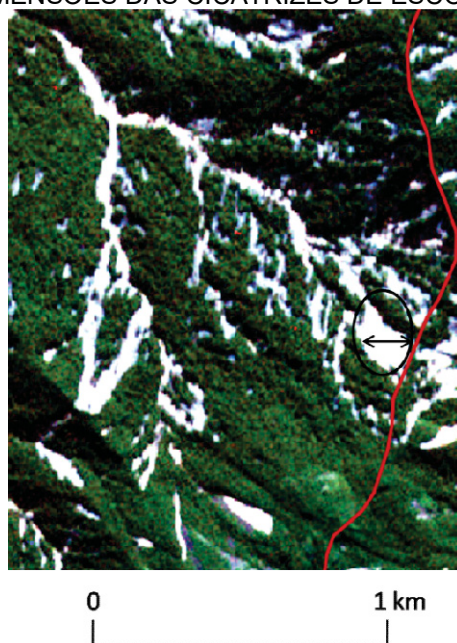


FONTE: a autora (2022).

As cicatrizes, segundo Silveira et al. (2014) foram delineadas e mapeadas com base na interpretação da imagem de satélite WorldView1 (DIGITALGLOBE, 2011), a partir da banda pancromática (comprimentos de onda de 397 a 905 nm), com resolução espacial de 0,50 m no nadir e 0,59 m a 25° off nadir e com data de imageamento de 5 de maio de 2011, ou seja, posterior a ocorrência do evento que foi dia 11 de março de 2011.

Os polígonos das cicatrizes foram vetorizados e classificados conforme o tipo de processo, o que se constituiu em: escorregamentos, corrida e depósitos, seguindo a terminologia empregada na classificação de Augusto Filho (1992). Para esta pesquisa foram selecionadas as cicatrizes resultantes apenas do processo de escorregamentos, com descarte das demais. Ao todo foram mapeadas 236 cicatrizes de escorregamentos na área da bacia do Jacareí, sendo que destas 62 apresentam área superior a 4500 m^2 (FIGURA 15), o correspondente a 180 pixels das imagens Rapideye e a 5 pixels das imagens Landsat, portanto compatível com às duas fontes de dados para seleção das áreas amostrais.

FIGURA 15 – DIMENSÕES DAS CICATRIZES DE ESCORREGAMENTOS



Composição colorida LANDSAT TM5 R5G4B3, ano de 2011. Notar a cicatriz com dimensão de 170 m. FONTE: INPE (2011). Org. pela autora (2022).

Do MDE foram derivados os seguintes atributos topográficos:

- Declividade (inclinações em graus);
- Curvatura plana (convergente, planar e divergente);
- Feições morfológicas, definidas por Wood (1996) que propôs um método que extrai e classifica seis Formas de Terreno: plano, canal, cume, poço,

pico e fossa. Este método considera uma combinação específica dos pares de curvaturas: longitudinal/transversal e mínima/máxima.

A definição das classes dos atributos topográficos com maior ocorrência de escorregamentos correspondeu ao que está exposto na literatura, assim, a partir dos polígonos das cicatrizes obteve-se a média dos valores de cada atributo e os histogramas foram gerados para análise da distribuição.

A classe da declividade definida a partir do histograma da distribuição dos escorregamentos foi 16,7° ou 30%, corroborando com os autores, Silveira et al. (2013); e Sestini e Florenzano (2004) que apontam que a maioria dos escorregamentos ocorreram a partir desta inclinação. Ao observar a distribuição dos pixels de declividade no histograma (**APÊNDICE 1**), nota-se que para o evento de 11/03 a maioria das cicatrizes se concentram entre 16° e 29°, portanto, acima de 16° estão quase todos os escorregamentos da área de estudo.

A classe de curvatura plana selecionada segundo a distribuição das cicatrizes foi de -0,1025 a 0,5789, correspondente a convergente-planar (**APÊNDICE 2**), em acordo com a literatura que indica que os processos de escorregamento ocorrem em áreas convergentes (DIETRICH; DUNNE, 1978; TSUKAMOTO et al., 1982; RENEAU et al., 1984; LACERDA; SANDRONI, 1985; DIETRICH et al., 1986. CROZIER et al., 1990; MONTGOMERY et al., 1991. MONTGOMERY; DIETRICH, 1995, apud FERNANDES; AMARAL, 2000, p. 158).

Para as feições morfológicas a classe com maior ocorrência de escorregamento foi a classe 3 classificada como canal (**APÊNDICE 3**).

Após a seleção das classes dos atributos topográficos, estes foram reclassificados conforme o QUADRO 3.

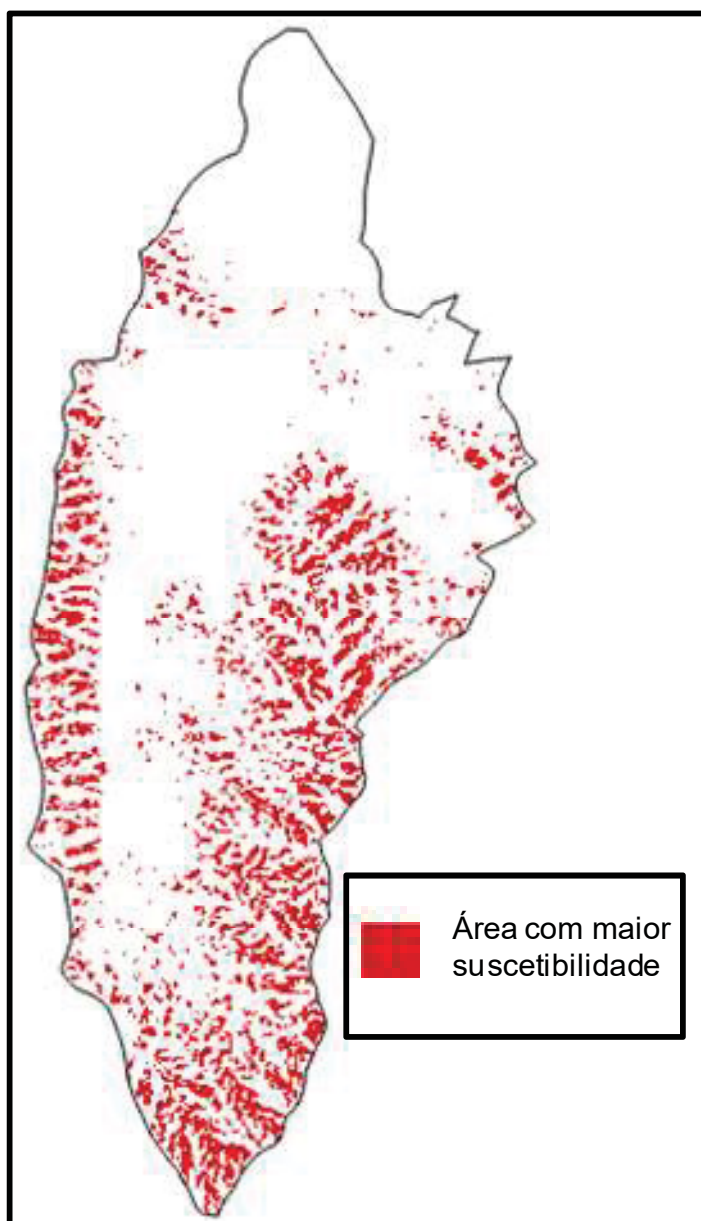
QUADRO 3 – RECLASSIFICAÇÃO DOS ATRIBUTOS TOPOGRÁFICOS

Atributo topográfico	Classe	Reclassificação
Feição morfológica	Canal	100
Declividade	Acima de 16,75°	10
Curvatura plana	-0,1025 - 0,578947 (convergente-planar)	1

FONTE: a autora (2021).

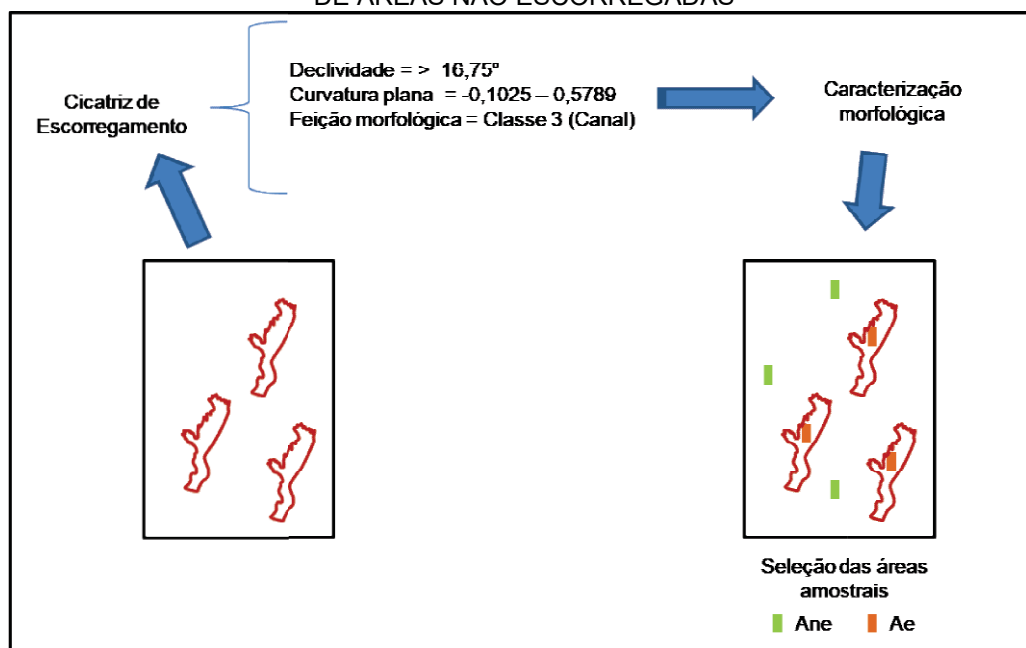
A reclassificação foi necessária para realizar a “Álgebra de Mapas” e como resultado obteve-se um novo raster com a classe 111, correspondente à caracterização morfológica da maioria dos escorregamentos ocorridos na área de estudo (FIGURA 166), definido neste estudo com áreas mais suscetíveis ao evento de 2011.

FIGURA 16 – ÁREAS COM MAIOR SUSCETIBILIDADE À OCORRÊNCIA DO EVENTO DE 2011 – DEFINIDAS PELA CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA DOS ESCORREGAMENTOS



FONTE: a autora (2022).

FIGURA 17 – ÁREAS MORFOLOGICAMENTE SIMILARES PARA DEFINIÇÃO DAS AMOSTRAS DE ÁREAS NÃO ESCORREGADAS



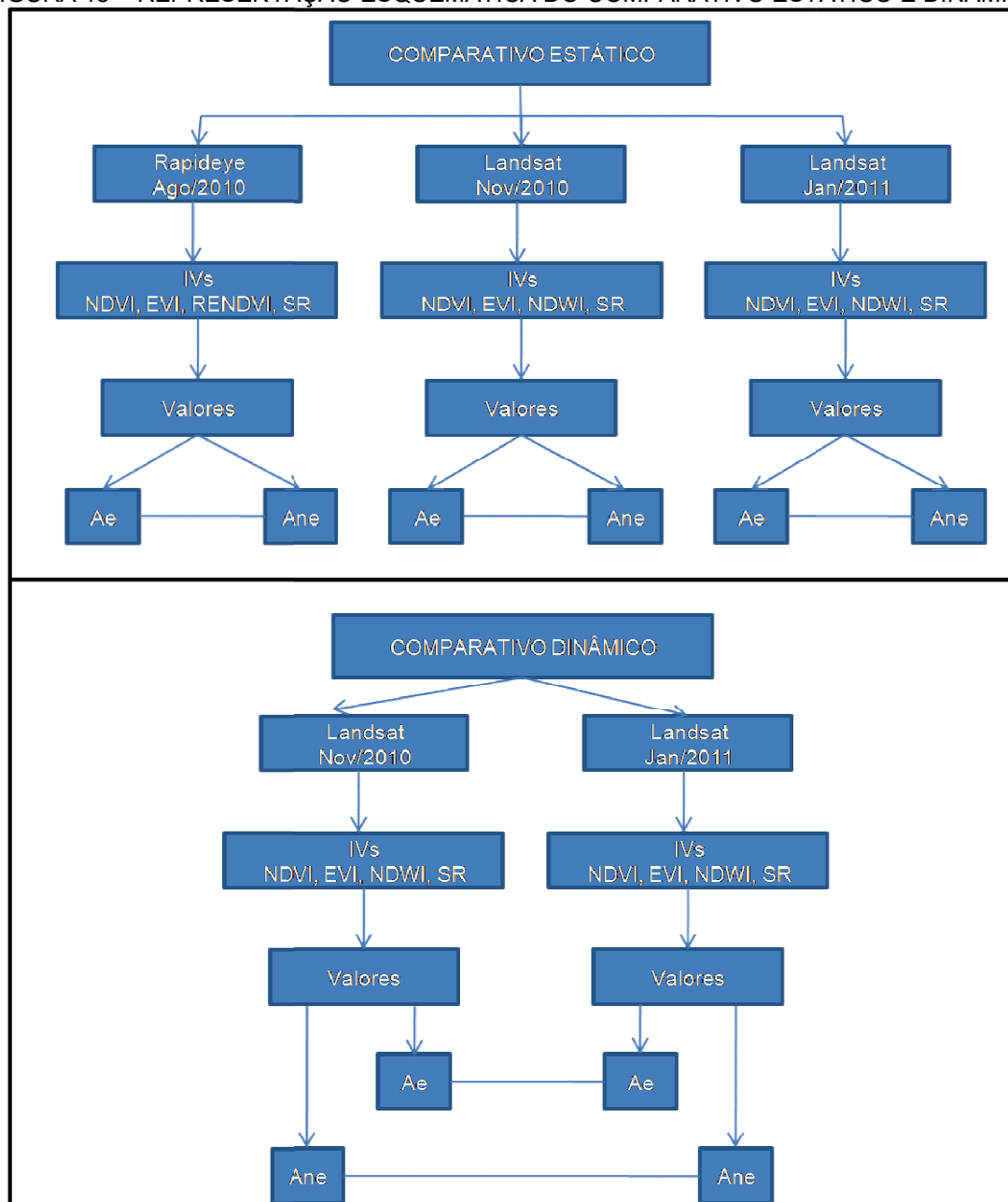
FONTE: a autora (2022).

A seleção de áreas morfológicamente similares foi necessária, para minimizar/neutralizar o efeito da morfologia sobre a resposta dos IVs das áreas amostrais. O "n amostral" adotado foi de 30 polígonos para Ae e 30 para Ane, contudo o tamanho da área amostral/quantidade de pixels selecionados diferiram entre as imagens Rapideye e Landsat devido à resolução espacial de cada sensor, sendo:

- Para os dados Rapideye com resolução espacial de 5 m, foram criados polígonos com área de 1250 m^2 contendo em torno de 50 pixels em cada, testado na pesquisa um total de 1500 pixels para "Ae" e para "Ane" respectivamente.
- Para os dados Landsat com resolução espacial de 30 m cada área amostral possui 4500 m^2 contendo cerca de 5 pixels, totalizando 150 pixels de teste para "Ae" e de "Ane" respectivamente.

Com as áreas amostrais definidas, a hipótese da pesquisa foi testada a partir do comparativo estático e dinâmico (FIGURA 18).

FIGURA 18 – REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DO COMPARATIVO ESTÁTICO E DINÂMICO



FONTE: a autora (2022).

O comparativo estático teve por objetivo verificar se as áreas escorregadas e não escorregadas dentro do período analisado apresentavam diferenças estatisticamente significativas. Desta forma, valores dos IVs de agosto/2010, novembro/2010 e janeiro/2011 foram extraídos de cada área amostral e tratados estatisticamente.

O comparativo dinâmico foi realizado a partir da subtração das médias dos IVs de Ae no Tempo 1 (t1) (novembro/2010) e no tempo 2 (janeiro/2011) (t2)¹⁴ e da mesma forma para Ane, obtendo a diferença (Δ -NDVI, Δ -EVI, Δ -NDWI_{5, 7}, e Δ -SR). A subtração teve por finalidade comparar os valores de Ae e também de Ane pelas diferenças- Δ no t1 e t2.

3.4 TESTES ESTATÍSTICOS APLICADOS

O tratamento estatístico dos dados foi realizado para verificar se os valores extraídos dos IVs de cada área amostral apresentavam diferenças estatisticamente significativas, aplicando os seguintes testes:

1. A normalidade sobre os valores dos IVs das áreas amostrais foi verificada pela aplicação do teste de Shapiro-Wilk (teste w), proposto por Shapiro e Wilk (1965);
2. Para verificar a diferença ao nível de 5% de significância entre as áreas amostrais, os testes aplicados foram:

- Apresentando normalidade dos dados: foi aplicado o teste paramétrico (t de Student) proposto por Student (1908);
- Para dados que não apresentaram normalidade, e que as amostras não são pareadas: o teste não paramétrico empregado foi o teste u de Mann-Whitney, inicialmente proposto por Wilcoxon (1945) e adaptado por Mann e Whitney (1947);
- Para dados que não apresentaram normalidade e que as amostras são pareadas: foi utilizado o teste z de Wilcoxon, proposto por Wilcoxon (1945);

3. Para mensurar a magnitude do tamanho do efeito, a métrica “r” de Cohen (1988) foi utilizada quando os dados não apresentaram normalidade, equação (12), e a métrica “d” de Cohen (1988) utilizada quando o teste de significância aplicado foi o teste t, equação (13):

¹⁴ Tempo 1 refere-se aos IVs calculados com as imagens Landsat de 19/11/2010 e o Tempo 2 com as imagens Landsat de 06/01/2011.

$$r = \frac{z}{\sqrt{n}} \quad (12)$$

Onde:

z = valor do teste de Wilcoxon

$\sqrt{n}$ = tamanho das amostras

$$d = \frac{x_1 - x_2}{\sqrt{\frac{(n_1-1)s_1^2 + (n_2-1)s_2^2}{n_1 + n_2}}} \quad (13)$$

Onde:

x_1 e x_2 = são as médias dos grupos

s_1^2 e s_2^2 = desvio padrão dos grupos

n_1 e n_2 = tamanho amostral dos grupos

Na TABELA 6, segue a classificação de Cohen (1988) para a magnitude do tamanho do efeito.

TABELA 6 – CLASSIFICAÇÃO DO TAMANHO DO EFEITO				
Insignificante	Pequeno	Médio	Grande	Muito grande
< 0,19	0,20 – 0,49	0,50 – 0,79	0,80 - 1,29	>1,30

FONTE: Cohen (1988, p. 40). Rosenthal (1996) acrescentou a classificação “muito grande”.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 ESCORREGAMENTOS E ÁREAS SUSCETÍVEIS NA BACIA DO RIO JACAREÍ

De acordo com Fiori (1995); Fernandes et al. (2004); Kosziak (2005); Vieira (2007); Vieira et. al. (2010); Geoplanejamento (2011); Silveira et al. (2013), a Serra do Mar é uma região que devido à condição de predisposição apresenta elevada suscetibilidade a movimentos de massa. O evento de 2011 ocorrido na área de estudo reafirmou esta condição, tendo como agente deflagrador para a ocorrência dos movimentos de massa, o alto volume pluviométrico em poucas horas, o que gerou um conjunto de escorregamentos, predominantemente translacionais, de material desprendido do terço superior das vertentes (SILVEIRA et al., 2014).

A área de estudo passou a ser palco de pesquisas com o intuito de desenvolver metodologias para o mapeamento de áreas suscetíveis a movimentos de massa, como no trabalho de Silveira et al. (2014) em que recorrendo às técnicas de geomorfometria, permitiu identificar uma estreita relação entre atributos topográficos com as cicatrizes resultantes dos movimentos de massa, evidenciando as classes de declividade, posição topográfica e tipo de curvatura.

Neste estudo foi identificado que a maioria dos escorregamentos de 2011 ocorreram em declividade superior a $16,7^\circ$, em curvatura plana - convergente-planar e em feição morfológica - classe canal, assim realizou-se a álgebra de mapa com estas classes para obter uma única classe, definida como suscetível a escorregamentos, que corresponde aproximadamente 16% da área da bacia do Jacareí. Contudo, ao sobrepor os polígonos das cicatrizes sobre a classe definida aqui como suscetível a escorregamentos, percebeu-se que não foi toda a área que efetivamente escorregou, assim como, nas áreas apontadas como alta suscetibilidade a escorregamentos nos estudos de Silveira et al. (2013) e Pinto et al. (2015) realizados na bacia do Jacareí, o que indica a necessidade da aplicação de metodologias que possam averiguar a potencialidade de outros

parâmetros, para além dos atributos topográficos, que possam definir ou refinar com maior acurácia as áreas de maior risco aos escorregamentos.

4.2 DESEMPENHO DOS MÉTODOS DE CORREÇÃO TOPOGRÁFICA

Este capítulo traz os resultados da correção topográfica realizada pelos métodos Minnaert e Correção-C, uma vez que os efeitos da geometria de iluminação e observação, bem como as implicações associadas aos efeitos topográficos, interferem na obtenção dos dados espectrais da vegetação. A análise se iniciou com a correção topográfica sobre cada banda espectral do Rapideye e Landsat para validação dos métodos adotados e posteriormente com a análise estatística sobre a redução do efeito topográfico sobre os IVs.

4.2.1 Análise da correção topográfica sobre as bandas espectrais

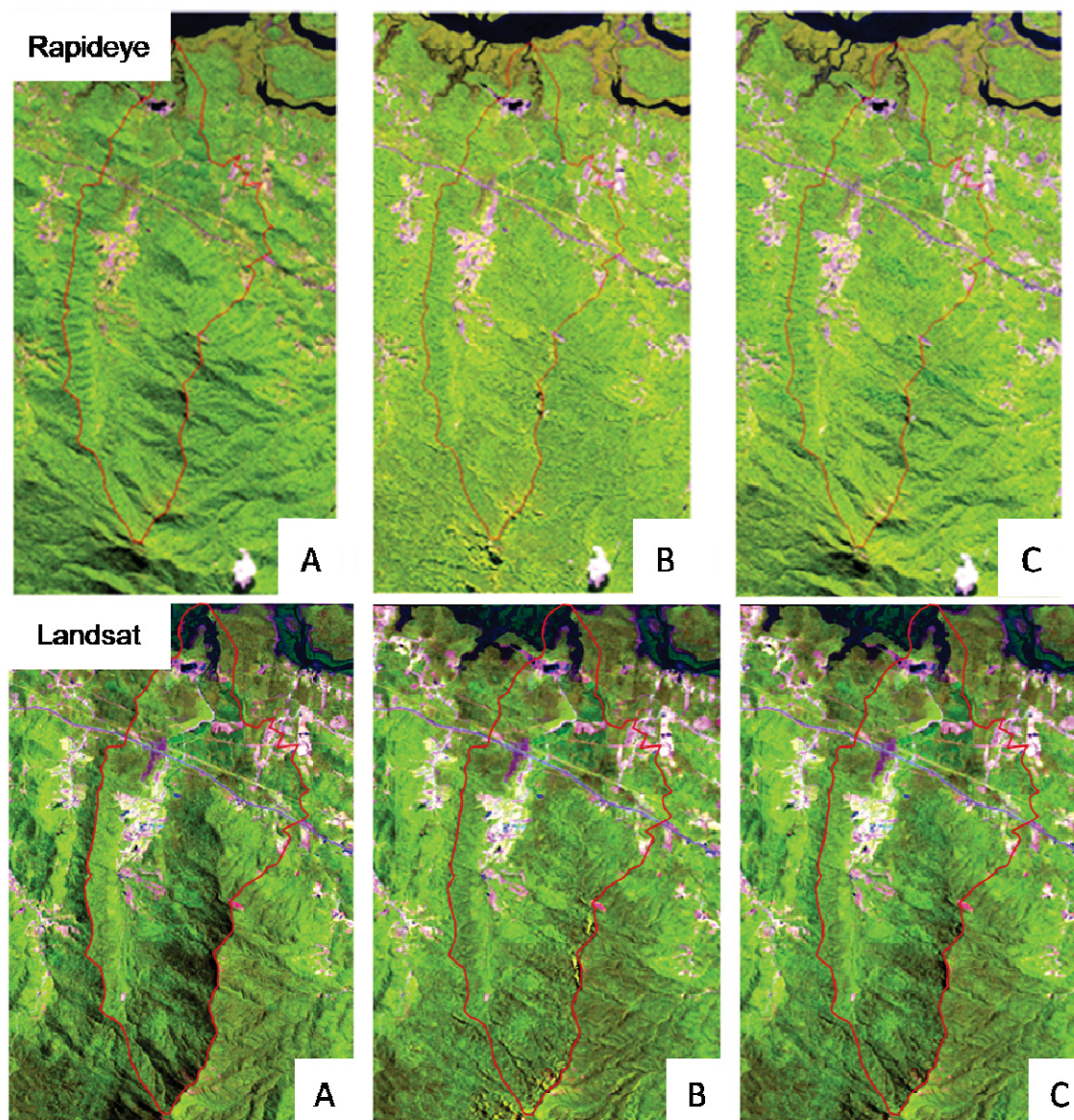
A análise da correção topográfica sobre as bandas espectrais foi iniciada de forma visual comparando as bandas sem correção topográfica com as bandas corrigidas pelos métodos adotados. Nota-se que as imagens (FIGURA 19) (Rapideye - R4G5B3 e Landsat R5G4B3) B e C mostram-se mais suavizadas em comparação a imagem A, o que permitiu o aumento de refletância de áreas muito escuras.

Pixels muito escuros da imagem original, que se referem aos locais mais íngremes da bacia, não foram completamente corrigidos pelos dois métodos, por ser uma área com condições de iluminação extrema, de difícil correção topográfica. Nota-se ainda nas imagens C, em que houve a aplicação do método de Correção-C que não foi possível eliminar todo o efeito topográfico, apresentando uma rugosidade maior do que nas imagens B, em concordância com Galvão et al. (2015) com dados de resolução espacial grosseira.

Ao sul do recorte espacial notam-se as áreas sombreadas em que se encontram as maiores declividades da bacia, evidenciando a aparente anisotropia da área, onde ocorre o controle geológico por meio dos grandes maciços compostos por granitos intrusivos e migmatitos, escarpamento de falhas e

diversos diques de Diabásio cortando as rochas migmatíticas, com direção preferencial E-W.

FIGURA 19 - AVALIAÇÃO VISUAL DA CORREÇÃO TOPOGRÁFICA



Composição colorida falsa cor - Rapideye (r4g5b3) e Landsat (r5g4b3)

(A) sem correção, (B) correção Minnaert, e (C) Correção-C.

FONTE: Repositório Planet Explorer – Imagens Rapideye; Repositório USGS – Imagens Landsat.
Organizado pela autora, 2021.

Assim, conforme esperado e em consonância com os trabalhos de Ponzoni (2016); Moreira et al. (2016); e Oliveira, Galvão e Ponzoni (2019) após serem submetidas aos métodos de correção topográfica, as imagens tiveram as

variações de iluminação local do terreno visivelmente reduzidas. Contudo, outros métodos foram empregados para averiguar a eficiência da aplicação dos métodos de correção topográfica, como análise do desvio padrão dos valores de refletância em cada banda, análise da correlação entre refletância espectral e fator cosseno para cada banda e aplicação de teste estatístico pareado de significância.

A segunda análise foi procedida para avaliação do processo de correção topográfica sobre as bandas, em que se observou o desvio padrão das 80 áreas amostrais para Rapideye e 40 para Landsat (explicado na p.75) sobre as bandas corrigidas e sobre as bandas sem correção topográfica (TABELA 7).

TABELA 7 - COMPARAÇÃO DO DESVIO PADRÃO DAS REFLETÂNCIAS DAS BANDAS SEM CORREÇÃO E COM CORREÇÃO TOPOGRÁFICA CONSIDERANDO AS ÁREAS AMOSTRAIS

Dados	Região Espectral	Desvio Padrão – unidade μm		
		Sem Correção	Minnaert	Correção-C
Rapideye	Azul	0,004	0,004	0,004
	Verde	0,007	0,005	0,006
	Vermelho	0,004	0,003	0,002
	Borda do vermelho	0,019	0,011	0,010
	Infravermelho próximo	0,067	0,035	0,054
Landsat	Azul (B1)	0,007	0,006	0,006
	Verde (B2)	0,008	0,006	0,007
	Vermelho (B3)	0,005	0,003	0,004
	Infravermelho próximo (B4)	0,043	0,030	0,030
	Infravermelho médio (B5)	0,016	0,006	0,009
	Infravermelho médio (B7)	0,006	0,002	0,003

FONTE: a autora (2021).

Observa-se na TABELA 7 acima que para todas as bandas houve uma diminuição no valor do desvio padrão corroborando com os trabalhos de Law e Nichol (2004), Moreira e Valeriano (2014), Moreira et al. (2016) e Oliveira, Galvão e Ponzoni (2019), que demonstraram que a redução no valor do desvio padrão indica redução nos efeitos de iluminação do terreno. Cabe destacar que o efeito da sombra (direção do espalhamento frontal) e o do *hot spot* (retroespalhamento) introduzem uma grande variabilidade nos dados. Com as correções combinada de

BRDF e topográficas, os efeitos de iluminação, visada e de topografia deveriam ser minimizados.

Ao comparar os dois métodos aplicados, verifica-se que as bandas corrigidas pelo método Minnaert apresentaram os valores de desvio padrão menores, o que indica para este estudo que este método apresentou maior redução do efeito topográfico se comparado à Correção-C.

Procedeu-se com a terceira avaliação sobre a eficiência da correção topográfica, que segundo Hantson e Chuvieco (2011) é referente à diminuição do coeficiente de correlação entre o ângulo incidente e a refletância da superfície. Na TABELA 8, observa-se esta relação entre o fator cosseno e a refletância das áreas amostrais em bandas sem correção e corrigidas topograficamente.

TABELA 8 – COMPARAÇÃO DO COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO ENTRE FATOR COSSENO E REFLETÂNCIA DAS ÁREAS AMOSTRAIS

Dados	Região Espectral	R		
		Sem Correção	Minnaert	Correção-C
Rapideye	Azul	0,536	-0,050	0,076
	Verde	0,777	-0,066	0,534
	Vermelho	0,781	-0,113	0,399
	Borda do vermelho	0,866	-0,067	0,771
	Infravermelho próximo	0,898	-0,071	0,691
Landsat	Azul (B1)	0,701	0,418	0,578
	Verde (B2)	0,818	0,612	0,724
	Vermelho (B3)	0,839	0,523	0,651
	Infravermelho próximo (B4)	0,781	-0,190	0,327
	Infravermelho médio (B5)	0,921	-0,151	0,729
	Infravermelho médio (B7)	0,917	-0,054	0,647

FONTE: a autora (2021).

Segundo Oliveira, Galvão e Ponzoni (2019); Breunig et al. (2015); e Gaida et al. (2016) para atestar se houve minimização dos efeitos de iluminação local do terreno sobre a resposta espectral das bandas corrigidas, a relação entre a refletância espectral e o fator cosseno deve ser reduzida, isto pôde ser visto na TABELA 8 (acima) tanto para a correção do método Minnaert quanto para a Correção-C, contudo percebe-se que há uma menor relação para o método

Minnaert, o que indica mais uma vez que este método trouxe um melhor resultado na redução do efeito topográfico sobre as bandas espectrais tanto para os dados Rapideye quanto Landsat.

Como o discutido no trabalho de Teillet, Guindon e Goodenouch (1982) a correlação entre o fator cosseno e a refletância das bandas foi maior para as bandas com maior comprimento de onda, corroborando o observado neste trabalho (na coluna sem correção - TABELA 8), apesar de bandas isoladas como o verde e vermelho apresentarem valores próximos. Segundo os autores, o menor efeito em comprimentos de ondas menores, deve ser provavelmente por conta da maior dispersão atmosférica e pela baixa refletância da vegetação.

A quarta análise realizada referiu-se à aplicação de teste estatístico pareado, para analisar se as diferenças dos valores de refletância das áreas amostrais entre as bandas sem correção e com correção pelo método Minnaert e pela Correção-C se diferiram significativamente. Para os valores de refletância das bandas que apresentaram normalidade dos dados a partir da aplicação do teste de Shapiro-Wilk, o teste t de *Student* foi aplicado e para àquelas bandas em que os dados não apresentaram normalidade, o teste não paramétrico de Wilcoxon foi adotado ambos com significância de 95% (TABELA 9).

TABELA 9 - TIPO DE TESTE ESTATÍSTICO DE SIGNIFICÂNCIA APLICADO

Dados	Região Espectral	Teste Estatístico	
		S/C com Minnaert	S/C com Correção-C
Rapideye	Azul	Wilcoxon	Teste t
	Verde	Teste t	Wilcoxon
	Vermelho	Wilcoxon	Wilcoxon
	Borda vermelha	Wilcoxon	Wilcoxon
	Infravermelho próximo	Wilcoxon	Wilcoxon
Landsat	Azul (B1)	Wilcoxon	Wilcoxon
	Verde (B2)	Wilcoxon	Teste t
	Vermelho (B3)	Wilcoxon	Wilcoxon
	Infravermelho próximo (B4)	Wilcoxon	Teste t
	Infravermelho médio (B5)	Teste t	Teste t
	Infravermelho médio (B7)	Teste t	Teste t

Legenda: S/C - sem correção. FONTE: a autora (2021).

Todas as bandas do Rapideye corrigidas pelo método Minnaert apresentaram diferenças significativas conforme observado na TABELA 10, obtendo-se o $p\text{-value} < 0,05$, contudo para a Correção-C duas bandas (borda vermelha e infravermelho próximo) em destaque na TABELA 10 apresentaram valor de $p > 0,05$, não apresentando diferenças significativas. Cabe destacar que nessas bandas a vegetação apresenta alta transmitância, que pode levar a um espalhamento maior e menor da correção por parte do modelo, em que outros fatores podem ser responsáveis, como a resolução espacial. Já para as bandas do Landsat corrigidas pelo método Minnaert e Correção-C todas apresentaram diferenças significativas com $p\text{-value} < 0,05$.

TABELA 10– P-VALUE OBTIDO A PARTIR DOS TESTES DE SIGNIFICÂNCIA AO NÍVEL DE 5%

Dados	Região Espectral	<i>p-value</i>	
		S/C – Minnaert	S/C – Correção-C
Rapideye	Azul	0,002	0,010
	Verde	0,000	0,017
	Vermelho	0,003	0,033
	Borda vermelha	0,004	0,175
	Infravermelho próximo	0,003	0,164
Landsat	Azul (B1)	0,002	0,004
	Verde (B2)	0,003	0,003
	Vermelho (B3)	0,002	0,003
	Infravermelho próximo (B4)	0,002	0,001
	Infravermelho médio (B5)	0,001	0,001
	Infravermelho médio (B7)	0,001	0,001

Legenda: S/C - sem correção. FONTE: a autora, 2021.

Os resultados observados pelas quatro análises corroboram o trabalho de Ponzoni (2016) que, apesar de ter empregado o algoritmo de Minnaert modificado, concluiu que este forneceu valores de refletância de superfície superiores aos estimados pelo modelo de Correção-C. Porém, uma questão que deve ser observada aqui quanto à eficiência do método de Correção-C, pode ter relação com a seleção dos pontos amostrais utilizados para estimar o valor “C”, pois segundo Ponzoni (2016) como o processo de amostragem para este método é

aleatório, os valores de “C” podem ser fortemente impactados pelo procedimento de amostragem. Para Reese e Olsson (2011) a forma mais adequada de estimar o valor “C” refere-se à seleção de pontos que representem todas as condições da iluminação local da área de estudo, sendo que se houver uma seleção exclusiva de pontos em áreas sombreadas tende a levar a sobrecorreção topográfica da cena, enquanto a seleção de pontos em áreas muito iluminadas produz uma subcorreção.

4.2.2 Análise da correção topográfica sobre os IVs

Ao analisar a estatística descritiva em relação às médias dos valores dos IVs com correção topográfica e sem correção obtidas das áreas amostrais sobre as bandas Rapideye (**APÊNDICE 4**), se destaca o fato de:

- O SR ter sido o índice que apresentou a maior variação entre os valores das médias tanto pelo método Minnaert quanto para a Correção-C. Para o Minnaert a média dos valores de SR foi de 14,620 sem correção para 14,800 com correção, já para a Correção-C a variação da média foi menor, de 14,620 para 14,666 respectivamente sem correção e com correção.
- Enquanto no NDVI do método Minnaert a média foi de 0,869 para 0,870, sem correção e com correção respectivamente, e para a Correção-C o valor médio passou de 0,869 sem correção para 0,868.
- O EVI apresentou os valores médios para o método Minnaert de 0,588 sem correção para 0,622 com correção, e para a Correção-C foi de 0,588 para 0,602.
- Por fim, o RENDVI apresentou a menor variação entre os valores médios, indo de sem correção 0,550 para o método Minnaert de 0,552 e de 0,550 sem correção para 0,556 na Correção-C.

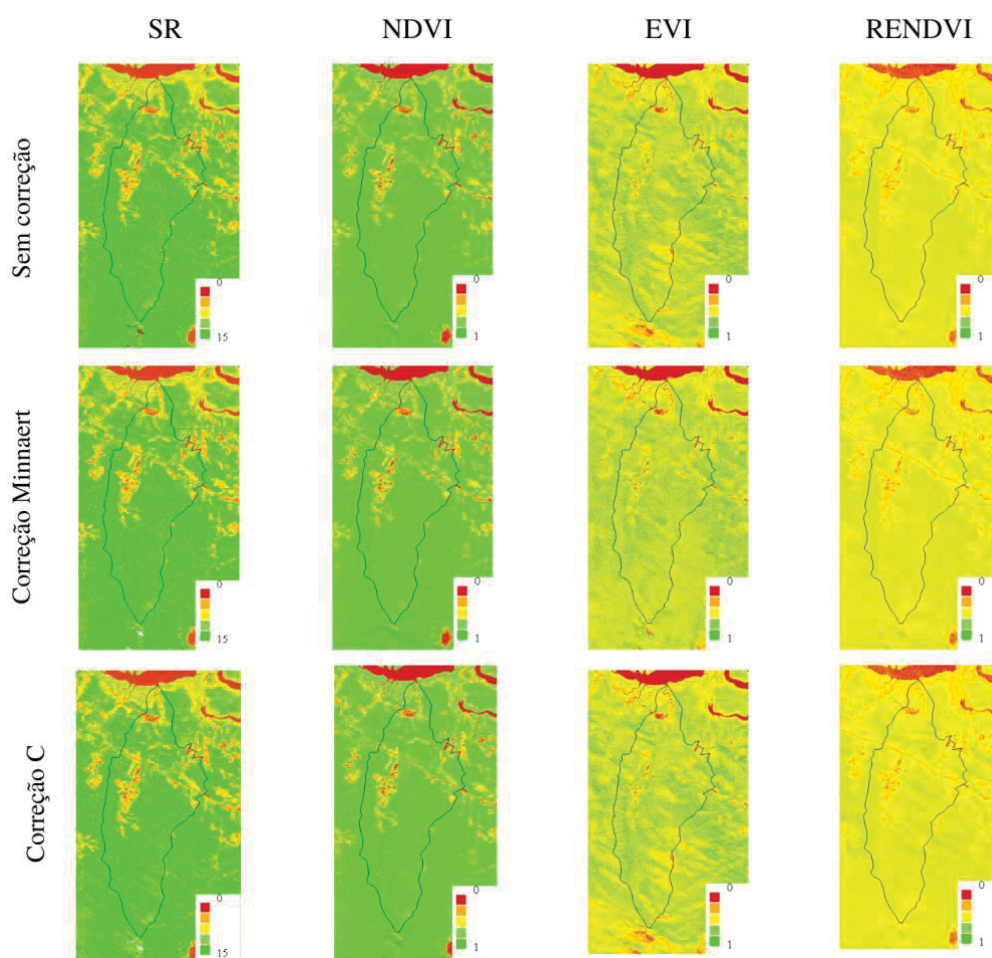
Para os IVs gerados das bandas Landsat (**APÊNDICE 5**), os resultados dos valores extraídos das áreas amostrais foram:

- O SR neste caso, também foi o índice que teve uma maior variação entre os valores das médias de 11,223 sem correção, se elevando para 11,364 para o Minnaert, já para a Correção-C a média diminuiu (11,216).
- No NDVI para o Minnaert a média foi de 0,833 para 0,836, sem correção e com correção respectivamente, e para a Correção-C o valor médio passou de 0,833 para 0,834.
- A média do EVI foi de 0,654 sem correção para 0,685 com correção para o método Minnaert, e para a Correção-C de 0,654 para 0,671.
- Para o NDWI₅ a média variou de 0,387 sem correção para 0,389 com a correção Minnaert e para 0,391 com a Correção-C.
- Por fim, no NDWI₇ os valores das médias foram de 0,685 sem correção, para 0,686 com a Correção-C, e para 0,687 com a correção Minnaert.

As correções topográficas empregadas possibilitaram uma redução do efeito topográfico nos IVs, uma vez que a cobertura florestal densa, que se concentra em áreas menos iluminadas, tiveram aumento nas médias dos seus valores. Em geral, cabe destacar que o SR e o EVI não promove uma normalização nos dados, o que explica uma diferença maior entre as médias dos valores dos IVs ante a correção topográfica do que os demais índices, que por promoverem uma normalização, compensa parcialmente os efeitos topográficos.

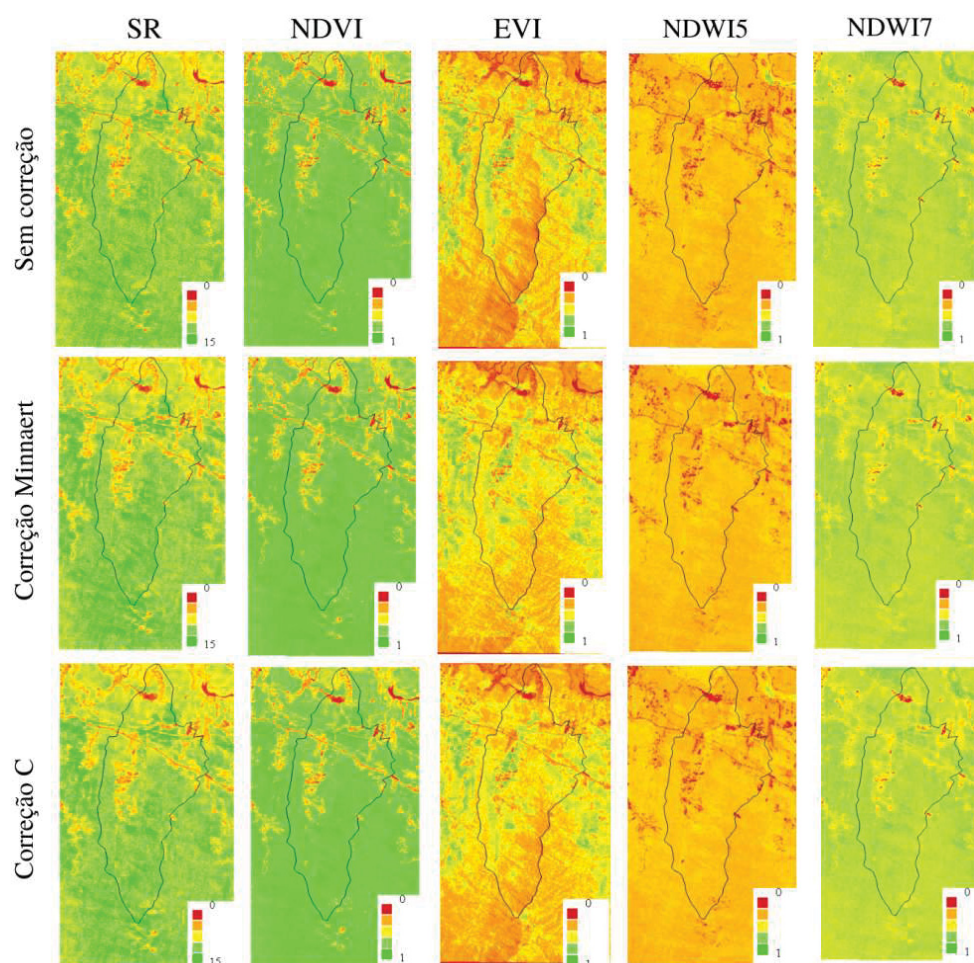
Visualmente percebe-se ao analisar os IVs na FIGURA 20 (IVs gerados a partir dos dados Rapideye) e FIGURA 21 (gerados a partir do Landsat), que o SR e o EVI foram os que apresentaram maior variação entre sem correção e com correção do método Minnaert.

FIGURA 20 - ÍNDICES DE VEGETAÇÃO DOS DADOS RAPIDEYE COM E SEM CORREÇÃO TOPOGRÁFICA



Coord. central das imagens: -25,5649; -48,6769. FONTE: a autora (2022).

FIGURA 21 - ÍNDICES DE VEGETAÇÃO DOS DADOS LANDSAT COM E SEM CORREÇÃO TOPOGRÁFICA



Coord. central das imagens: -25,5649; -48,6769. FONTE: a autora (2022).

Com o intuito de saber se as diferenças são significantes entre as áreas amostrais dos IVs sem aplicação de correção topográfica e os índices corrigidos topograficamente, o teste de normalidade de Shapiro-Wilk foi aplicado, resultando nos valores contidos na TABELA 11. Como não foram todas as populações que apresentaram normalidade dos dados, obtendo $p\text{-value} < 0,05$, optou-se por utilizar o teste de Wilcoxon ao invés do teste T de Student.

TABELA 11 – VALORES DO TESTE DE NORMALIDADE DE SHAPIRO-WILK

Shapiro - Wilk		P- VALUE
Dados Rapideye	SR	S/C
		0,000
		Minnaert
		0,000
		C
		0,000
	NDVI	S/C
		0,866
		Minnaert
		0,420
		C
		0,040
Dados Landsat	EVI	S/C
		0,004
		Minnaert
		0,000
		C
		0,000
	RENDVI	S/C
		0,003
		Minnaert
		0,000
		C
		0,079
	SR	S/C
		0,017
		Minnaert
		0,026
		C
		0,012
	NDVI	S/C
		0,379
		Minnaert
		0,493
		C
		0,326
	EVI	S/C
		0,866
		Minnaert
		0,032
		C
		0,236
	NDWI ₅	S/C
		0,046
		Minnaert
		0,019
		C
		0,011
	NDWI ₇	S/C
		0,016
		Minnaert
		0,001
		C
		0,003

Legenda: S/C - sem correção; C – Correção-C. Fonte: FONTE: a autora, 2021.

O teste de Wilcoxon foi aplicado com nível de significância de 5% para comparar os valores dos índices calculados a partir das imagens corrigidas topograficamente e não corrigidas topograficamente. A análise referiu-se a obter o p-value, sendo o que se apresenta inferior a 5% diferiram significativamente.

O teste estatístico pareado para avaliar as diferenças estatísticas entre os IVs sem correção e corrigidos pelo método da Correção-C tiveram os seguintes

resultados:

- Dados Rapideye: Dos quatro índices calculados, três apresentaram $p\text{-value} > 0,05$, sendo 0,118; 0,299; e 0,132 para SR, NDVI e RENDVI respectivamente, refutando a hipótese nula do teste estatístico de que as populações se diferiam significativamente. Para o EVI o $p\text{-value}$ foi 0,019 sendo o único a apresentar uma diferença significativa.
- Dados Landsat: Já para os IVs gerados sobre as bandas Landsat apenas o SR apresentou $p\text{-value} > 0,05$, obtendo 0,703. Para os IVs NDVI, EVI, NDWI₅ e NDWI₇ o valor de “p” foi respectivamente 0,002; 0,002; 0,007; e 0,001.

O que indica que o método de Correção-C não foi eficiente neste estudo na minimização do efeito topográfico de todos os índices de vegetação. Nesse ponto, cabe destacar que outras formas de amostragem para a seleção dos dados de entrada poderiam ser testadas, já que foi aleatória no momento de rodar o algoritmo de correção.

Os resultados do teste estatístico aplicado para as áreas amostrais dos IVs do Método Minnaert, foram os seguintes:

- Dados Rapideye: Para todos os IVs avaliados, o $p\text{-value}$ foi menor que 0,05, sendo: 0,005; 0,019; 0,009; e 0,035 para SR, NDVI, EVI e RENDVI respectivamente, ou seja, corroborando com a hipótese nula do teste estatístico de que as populações sem correção e com correção topográfica Minnaert apresentaram diferenças ao nível de significância de 5%.

Apesar de todos os IVs calculados sobre as bandas Rapideye corrigidas pelo método Minnaert apresentarem diferenças significativas, nota-se que dos quatro o menos sensível a correção topográfica foi o RENDVI, o qual teve uma menor variação dos valores médios e um $p\text{-value}$ maior, ou seja, isto pode ser justificado pelo fato de ser o único índice em que se utilizou a banda Red-edge em substituição à banda do Red. Já o índice mais sensível ao efeito topográfico foi o SR não normalizado com menor $p\text{-value}$, seguido do EVI que extrai o verdor do dossel, minimizando o efeito de fundo e as variações do aerossol atmosférico

(HUETE et al., 2010), sendo a princípio menos sensível à saturação. Ademais, ele apresenta uma forte dependência da banda do NIR (BREUNIG et al., 2015).

- Dados Landsat: As populações de todos os IVs sem correção e com correção Minnaert dos dados Landsat também apresentaram diferenças significativas, com p-value de 0,042 para SR; 0,002 NDVI; 0,002 EVI; 0,000 NDWI₅; e 0,001 para NDWI₇.

Já para os dados Landsat os IVs que foram mais sensíveis ao efeito topográfico foram o NDWI₅ e o NDWI₇ índices estes em que as bandas do SWIR foram utilizadas. Corroborando com Oliveira, Galvão e Ponzoni (2019) que ao analisarem 16 índices de vegetação, concluíram que os índices apresentaram sensibilidades distintas aos efeitos topográficos, principalmente os que são normalizados.

Devido às diferenças significativas obtidas de todos os IVs pelo método Minnaert a métrica “r” de Cohen que é análoga ao “d” de Cohen por se tratar de dados que não apresentam distribuição normal foi calculada, com intuito de avaliar a magnitude do efeito da correção topográfica, obtendo-se os seguintes valores:

- Dados Rapideye: 0,203; 0,173; 0,190; e 0,155 para SR, NDVI, EVI e RENDVI, respectivamente. A magnitude do tamanho do efeito segundo a classificação de Cohen (1988) neste caso foi considerada pequena.
- Dados Landsat: SR com 0,227; NDVI com 0,402; EVI com 0,331; NDWI₅ com 0,388; e NDWI₇ com 0,352. Neste caso a magnitude do tamanho do efeito foi considerada média (COHEN, 1988).

4.2.3 Comparação dos métodos para área de estudo

Neste estudo, assim como aponta Oliveira, Galvão e Ponzoni (2019) a modelagem topográfica apresentou um bom desempenho, já que possibilitou a geração de imagens corrigidas topograficamente com aspecto aplainado, obtendo-se uma redução do desvio-padrão da refletância em todas as bandas espectrais. Além do fato de ter ocorrido a redução da correlação existente entre os valores de refletância espectral e o fator cosseno.

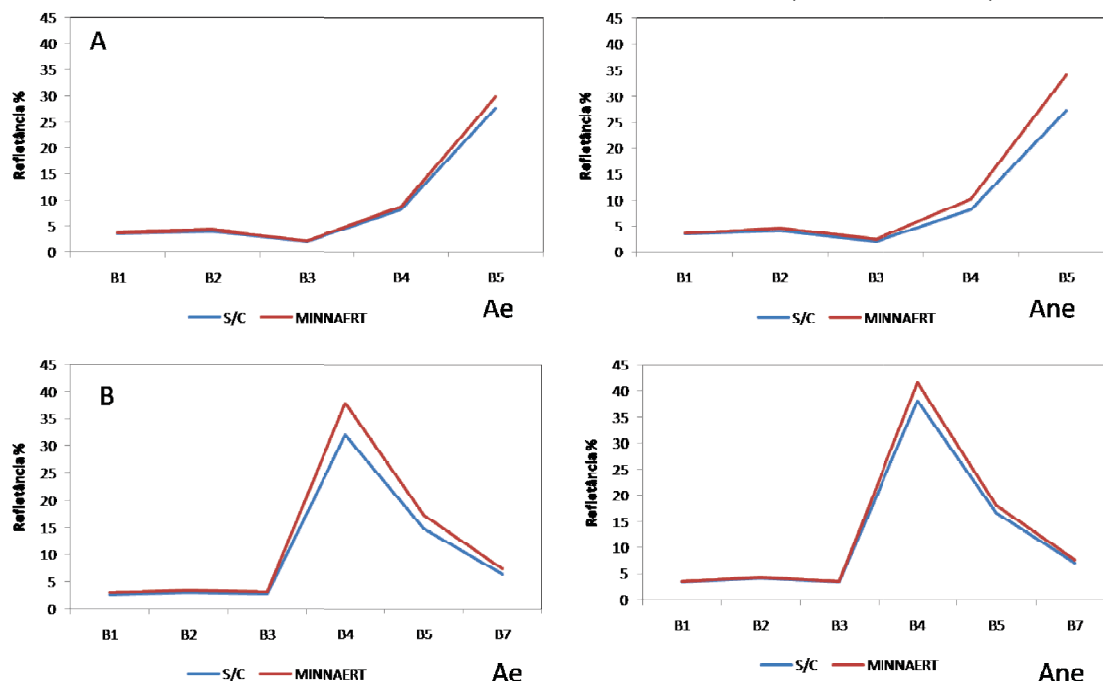
Ao comparar os dois métodos de correção topográfica empregados, o método de Minnaert apresentou maior eficiência na redução do efeito topográfico quando comparado à Correção-C para esta área de estudo, data e dados testados, sendo isto constatado em todas as bandas do Rapideye e Landsat corrigidas e consequentemente nos IVs aplicados.

Os autores como Lee e Kaufman (1986); Ekstrand (1996); e Huete et al. (1999) consideraram que o NDVI por ser um índice normalizado, supera os efeitos topográficos. Moreira et al. (2016) avaliaram o NDVI, RVI, EVI e SAVI apontando que NDVI e RVI foram menos sensíveis ao efeito topográfico do que EVI e SAVI, mas que todos os índices mostraram ser totalmente independentes do efeito topográfico somente após a correção. Assim como neste estudo, Moreira et al. (2016) concluíram que a correção topográfica é necessária para uma redução consistente do efeito topográfico nos índices de terrenos acidentados.

Segundo Teillet, Staenz e William (1997); e Vanonckelen, Lhermitte e Rompaey (2013) a análise da redução do efeito topográfico deve considerar o índice de vegetação empregado, os dados espectrais e topográficos disponíveis e com qualidade, recorte espacial de estudo e a metodologia de correção adotada, entre outros fatores. Assim, como nos estudos de Shepherd e Dymond (2003); Zhang e Gao (2011); e Moreira et al. (2016) sugere-se também que sejam abordados diferentes tipos de relevo, latitude, data de aquisição de imagens e sensores, assim como avaliar outros métodos de correção topográfica para análise da redução do efeito topográfico sobre áreas de relevo acidentado.

Os IVs calculados antes e após a correção Minnaert apresentaram diferença estatisticamente significativa ao nível de 5% e mesmo que a magnitude do tamanho do efeito tenha sido considerada pequena em alguns casos, segundo a métrica “r” de Cohen, considerou para este estudo a necessidade da aplicação do algoritmo de correção topográfica Minnaert na redução do efeito topográfico de áreas suscetíveis a escorregamentos, apoiado na análise da FIGURA 22, referente ao espectro de refletância das áreas amostrais (explicadas na p. 77) de Ae e Ane.

FIGURA 22- ESPECTROS DE REFLECTÂNCIA PARA AE E ANE: A) RAPIDEYE E B) LANDSAT



Legenda: S/C – sem correção. Ae – Área escorregada/ Ane – Área não escorregada. FONTE: a autora (2022).

Conforme figura acima, observa-se que os espectros Minnaert apresentam aumento de refletância tanto para as áreas escorregadas como para as que não escorregaram se comparado aos espectros sem correção. Isto reafirma a eficiência da correção topográfica e do método Minnaert em reduzir o efeito do sombreamento de áreas íngremes para permitir a extração com maior confiabilidade dos valores dos IVs de áreas suscetíveis a escorregamentos.

4.3 ÍNDICES DE VEGETAÇÃO EM ÁREAS SUSCETÍVEIS A ESCORREGAMENTOS

Este capítulo visa apresentar os resultados e discussões dos valores dos IVs extraídos das áreas amostrais (Ae – áreas escorregadas/ Ane- áreas não escorregadas) (estas definidas a partir da classe de área suscetível a escorregamentos) para comparação estática e dinâmica, com intuito de testar a hipótese da pesquisa.

4.3.1 Comparativo estático dos valores dos IVs

Apresentam-se aqui os resultados do comparativo estático dos valores dos IVs de Ae e de Ane em áreas morfologicamente similares. Para a realização deste comparativo usou-se os valores de IVs calculados a partir dos dados Rapideye de 19/08/2010 (**APÊNDICE 6**) e Landsat das datas de 19/11/2010 (**APÊNDICE 7**) e de 06/01/2011 (**APÊNDICE 8**) (data mais próxima ao evento e sem cobertura de nuvens). Todas as bandas utilizadas no cálculo dos IVs foram corrigidas quanto a refletância e ao efeito topográfico pelo método Minnaert dos efeitos da geometria de iluminação e observação, bem como as implicações associadas aos efeitos topográficos. Os efeitos associados a função de distribuição bidirecional não foram removidos, dado que as informações foram obtidas por sensores de pequeno ângulo de visada.

Com os IVs gerados dos dados Rapideye NDVI, EVI, RENDVI e SR e dos dados Landsat NDVI, EVI, NDWI₅, NDWI₇ e SR, foi realizada a análise da variação dos valores das áreas amostrais (Ane e Ae), primeiro com o teste de normalidade dos dados de Shapiro-Wilk ao nível de 5% aplicado (TABELA 12, 13 e 14), para identificar o teste de significância posteriormente utilizado.

TABELA 12 – VALORES DO TESTE DE NORMALIDADE DE SHAPIRO-WILK – RAPIDEYE. Em vermelho estão indicados os resultados não significativos a 5% de significância.

	SR		NDVI		EVI		RENDVI	
	Ae	Ane	Ae	Ane	Ae	Ane	Ae	Ane
P-VALUE	0,000	0,225	0,301	0,004	0,011	0,022	0,867	0,249

Legenda: Ae – Área escorregada/ Ane – Área não escorregada. FONTE: a autora (2021).

Os valores de p-value > 0,05 indicam que os dados possuem distribuição normal, contudo neste caso, se faz necessário que o conjunto de dados tenha distribuição normal, ou seja, para ambas as áreas amostrais (Ae e Ane) para que um teste paramétrico de significância seja aplicado. Analisando o conjunto de dados da TABELA 12 acima, atesta-se que apenas para o RENDVI o teste t de Student pôde ser utilizado para análise comparativa.

TABELA 13 – VALORES DO TESTE DE NORMALIDADE DE SHAPIRO-WILK – LANDSAT NOVEMBRO/2010.

	SR		NDVI		EVI		NDWI ₅		NDWI ₇	
	Ae	Ane	Ae	Ane	Ae	Ane	Ae	Ane	Ae	Ane
P-VALUE	0,847	0,439	0,709	0,032	0,527	0,107	0,179	0,129	0,772	0,012

Legenda: Ae – Área escorregada/ Ane – Área não escorregada. FONTE: a autora (2021).

Observando a TABELA 13, o teste t foi aplicado para o conjunto de dados de SR, EVI e NDWI₅, já para o NDVI e NDWI₇ em que para Ane os dados não apresentaram normalidade, o teste aplicado foi o u de Mann-Whitney.

TABELA 14 – VALORES DO TESTE DE NORMALIDADE DE SHAPIRO-WILK - LANDSAT JANEIRO/2011.

	SR		NDVI		EVI		NDWI ₅		NDWI ₇	
	Ae	Ane	Ae	Ane	Ae	Ane	Ae	Ane	Ae	Ane
P-VALUE	0,216	0,022	0,162	0,051	0,279	0,055	0,967	0,918	0,054	0,893

Legenda: Ae – Área escorregada/ Ane – Área não escorregada. FONTE: a autora (2021).

Na TABELA 14 destaca o fato de apenas o conjunto de dados de SR não possuir distribuição normal, neste caso o teste não paramétrico u de Mann-Whitney foi adotado. Assim, como no teste t, o teste u de Mann-Whitney foi aplicado ao nível de significância de 5%. Na TABELA 15 tem-se o valor de “p” obtido através dos testes de significância, com o intuito de testar a hipótese da pesquisa ao verificar se os valores dos IVs do conjunto de dados (Ae e Ane) apresentam diferenças estatisticamente significativas, indicado pelo p-value inferior a 0,05.

Observa-se na TABELA 15, que não foram todos os conjuntos de dados que apresentaram diferença significativa, como é o caso dos IVs dos dados Rapideye, refutando, em parte, a hipótese inicial (H0) de que os valores dos IVs de Ae e Ane seriam estatisticamente diferentes e, considerando neste caso a hipótese alternativa (H1) como melhor resposta à hipótese formulada, em que as médias não apresentam diferenças significativas ao nível de 5%. Contudo, os resultados observados podem estar diretamente associados ao intervalo de tempo existente entre a data dos escorregamentos e a de aquisição das imagens (TABELA 16).

TABELA 15 - COMPARAÇÃO ENTRE O CONJUNTO DE DADOS (AE E ANE) DOS IVS PARA AS DIFERENTES DATAS E IMAGENS ANALISADAS. Em vermelho estão indicados os resultados não significativos a 5% de significância.

Dados	Índice	Teste de significância	P-value
Rapideye Agosto/2010	NDVI	u	0,639
	RENDVI	t	0,232
	EVI	u	0,075
	SR	u	0,594
Landsat Novembro/2010	NDVI	u	0,070
	EVI	t	0,000
	NDWI ₅	t	0,002
	NDWI ₇	u	0,003
	SR	t	0,076
Landsat Janeiro/2011	NDVI	t	0,000
	EVI	t	0,039
	NDWI ₅	t	0,000
	NDWI ₇	t	0,000
	SR	u	0,000

Legenda: t – Teste de Student, u - Teste de Mann-Whitney. FONTE: a autora (2021).

TABELA 16 – INTERVALO DE TEMPO – IT (DIAS) ENTRE A DATA DAS IMAGENS E O EVENTO

Data da imagem	Data do evento	IT	Meses
19/08/2010	11/03/2011	204	6,8
19/11/2010	11/03/2011	112	3,7
06/01/2011	11/03/2011	64	2,1

FONTE: a autora (2021).

Destaca-se que no mês de agosto (data da imagem Rapideye), segundo Vanhoni e Mendonça (2008) é o período em que a região apresenta a menor média pluviométrica, quando a média situa-se em torno de 80 a 150 mm, supondo que neste período poderia ter introduzido uma apreciável deficiência de água no solo, bem como no dossel da floresta (SAMARAKOON et al., 1993), portanto, no período de análise, os IVs ainda não apresentavam diferenças significativas entre Ae e Ane. Ademais, o período de agosto o ângulo zenital solar é mais elevado, podendo introduzir artefatos não corridos de forma adequado no estudo

(BREUNIG et al., 2015).

Na análise do conjunto de dados dos IVs obtidos a partir do satélite LANDSAT em 11/2010 (112 dias antes dos escorregamentos – 3,7 meses), observa-se que os IVs EVI, NDWI₅ e NDWI₇ indicam diferenças entre às áreas de Ae e Ane (TABELA 15, p.97) e que os valores de SR e NDVI não apresentam diferenças estatisticamente significativas.

O fato dos índices NDWI₅ e NDWI₇ que possuem maior dependência da faixa do SWIR, bandas 5 e 7 respectivamente, terem seu conjunto de dados apresentando diferenças significantes para a data em questão, se justifica ao que Cohen (1991) relata sobre as bandas do SWIR apresentarem maior resposta à mudança no conteúdo de água da folha. Chandrasekar et al. (2010) em seu estudo na Índia, afirma que na região de alta pluviosidade, o LSWI (neste estudo denominado de NDWI₇) sempre respondeu às chuvas antes do NDVI e sendo considerado pelos autores como o melhor IV para estimativa da presença da água das folhas. No caso do EVI, o qual também apresentou diferença estatisticamente significativa entre Ae e Ane, o resultado observado pode estar associado ao fato desse ser um índice sensível ao conteúdo de água foliar, assim como o NDWI (JIANG et al., 2008), sendo menos propenso a saturação em condições climáticas tropicais, o que o torna mais eficiente em relação ao NDVI a partir de um certo limite de IAF (HUETE et al., 2006; e XIAO et al., 2004).

A comparação entre os valores dos IVs das áreas amostrais Ae e Ane feita com as imagens LANDSAT obtidas em 01/2011 (64 dias antes dos escorregamentos) indicam como válida a hipótese formulada, uma vez que todos os índices apresentaram diferenças significativas nas áreas amostrais pesquisadas, conforme observado na TABELA 15 (p.97).

Há de se considerar segundo Almeida et al. (2019) que para a região de estudo nas áreas mais altas as chuvas estão concentradas no verão, em torno dos 1000 mm (VANHONI e MENDONÇA, 2008), o que pode indicar que em janeiro, data da imagem, por se tratar de um período mais chuvoso, tenderia a aumentar a umidade do solo nas áreas mais suscetíveis a ocorrência de escorregamentos e consequentemente o teor de água contida nas folhas da vegetação

(LONGHITANO et al., 2009) percebidas pelos IVs.

Mesmo que as diferenças tenham sido estatisticamente significativas entre os conjuntos de dados de todos os IVs calculados com as imagens de janeiro/2011, a magnitude das diferenças das médias de “Ae” e “Ane” foi calculada a partir da métrica “d” de Cohen (TABELA 17).

TABELA 17 – TAMANHO DO EFEITO DAS DIFERENÇAS ENTRE OS CONJUNTOS DE DADOS

Índice	d Cohen	Tamanho do efeito
NDVI	1.025	Muito grande
EVI	0.312	Médio
NDWI ₅	1.202	Muito grande
NDWI ₇	0.115	Pequeno
SR	0.948	Muito grande

FONTE: Cohen (1988) adaptado por Rosenthal (1996). Org. a autora (2022).

Apesar de todos os IVs (NDVI, NDWI₅, NDWI₇ e SR) terem apresentado *p-value* de 0,000 (TABELA 15), portanto com diferença significativa, o tamanho do efeito diferiu entre eles conforme observado na TABELA 17 acima, demonstrando a importância de se calcular a métrica de Cohen como um complemento ao teste de significância da hipótese, uma vez que é possível a medição da potencial significância real de um efeito em uma intervenção, através da descrição do tamanho dos efeitos observados (LINDENAU e GUIMARÃES, 2012). O fato de nenhum dos IVs ter apresentado diferenças estatísticas insignificantes, pelo contrário, três deles (NDVI, NDWI₅ e SR) tiveram o tamanho do efeito como muito grande, torna mais uma vez, como válida, a hipótese formulada nesta pesquisa.

Como os índices de vegetação respondem às mudanças das condições do ambiente, sobretudo em relação à precipitação (DELGADO et al., 2012; GOULART et al., 2015; NUNES et al., 2015; GAIDA, 2015; CARVALHO e NERY, 2018), as diferenças observadas nos valores dos IVs nas áreas que escorregaram indicam que possivelmente já apresentavam maiores valores de umidade no solo e, por conseguinte maior umidade do dossel vegetativo antes da ocorrência do evento de escorregamento de 11/03/2011.

4.3.2 Comparativo em relação à dinâmica no tempo dos valores dos IVs

Este comparativo refere-se aos valores dos IVs das áreas amostrais no tempo, obtidos das bandas do Landsat de novembro/2010 (Tempo 1) e janeiro/2011 (Tempo 2) (datas mais próximas ao evento) (**APÊNDICE 9**), para averiguar se entre os períodos os valores dos IVs das áreas amostrais apresentam diferenças e se estas indicam que tenha ocorrido um aumento de umidade do dossel vegetativo.

Nas TABELA 18 e 19 consta o p-value obtido do teste de normalidade de Shapiro-Wilk ao nível de 5% de significância.

TABELA 18 – VALORES DE “P” DO TESTE DE NORMALIDADE DE SHAPIRO-WILK PARA ÁREA ESCORREGADA NO TEMPO1 E TEMPO2

	SR		NDVI		EVI		NDWI ₅		NDWI ₇	
	Ae (T1)	Ae (T2)	Ae (T1)	Ae (T2)	Ae (T1)	Ae (T2)	Ae (T1)	Ae (T2)	Ae (T1)	Ae (T2)
P-VALUE	0,847	0,216	0,709	0,162	0,527	0,279	0,179	0,967	0,772	0,054

Legenda: Ae – Área escorregada; T1 – novembro/2010 / T2 – janeiro/2011. FONTE: a autora (2021).

TABELA 19 – VALORES DE “P” DO TESTE DE NORMALIDADE DE SHAPIRO-WILK PARA ÁREA NÃO ESCORREGADA NO TEMPO1 E TEMPO2.

	SR		NDVI		EVI		NDWI ₅		NDWI ₇	
	Ane (T1)	Ane (T2)	Ane (T1)	Ane (T2)	Ane (T1)	Ane (T2)	Ane (T1)	Ane (T2)	Ane (T1)	Ane (T2)
P-VALUE	0,439	0,022	0,032	0,051	0,107	0,055	0,129	0,918	0,012	0,893

Legenda: Ane – Área não escorregada; T1 – novembro/2010 / T2 – janeiro/2011. FONTE: a autora (2021).

Para a área escorregada todos os dados apresentaram normalidade ao nível de 5%, para tanto o Teste t de significância foi adotado (TABELA 18). Já para área não escorregada o Teste t foi aplicado apenas para o conjunto de dados de EVI e NDWI₅ (TABELA 19 acima). Visando comparar as mesmas áreas, porém em tempos distintos, o tipo de teste aplicado foi o pareado, desta forma, para o conjunto de dados que não apresentou normalidade utilizou-se o teste não

paramétrico z de Wilcoxon. Na TABELA 20 tem-se o valor de “p” a partir do teste aplicado ao nível de 5% de significância.

TABELA 20 – VALOR DE “P” DO TESTE DE SIGNIFICÂNCIA NO TEMPO PARA ÁREA ESCORREGADA E ÁREA NÃO ESCORREGADA. Em vermelho estão indicados os resultados não significativos a 5% de significância.

Tempo 1 – Tempo2	Índice	Teste de significância	P-value
AE	NDVI	t	0,069
	EVI	t	0,000
	NDWI ₅	t	0,000
	NDWI ₇	t	0,000
	SR	t	0,484
ANE	NDVI	z	0,000
	EVI	t	0,000
	NDWI ₅	t	0,000
	NDWI ₇	z	0,000
	SR	z	0,000

Legenda: Ae- Área escorregada; Ane – Área não escorregada; T1 – novembro/2010 / T2 – janeiro/2011; t – Student; z - Wilcoxon. FONTE: a autora (2021).

Como resultado da TABELA 20 acima nota-se que para Ae o conjunto de dados de NDVI e SR não apresentaram diferenças estatisticamente significativas, já para Ane, todos os conjuntos de dados apresentaram mudanças significativas no tempo com valor de “p” inferior a 0,05 e para reforçar a significância, o tamanho do efeito foi obtido a partir da métrica “d” de Cohen (TABELA 21). Esses índices são predominantemente controlados por pigmentos, retratando maior relação com as bandas do visível, bem como, maior influência da atmosfera. Ademais, considerando a transmitância baixa das folhas no visível em comparação com o infravermelho próximo, deve-se conspirar eventuais efeitos associados a sombra, dado que a correção topográfica não removeu toda a variabilidade associada ao terreno da região.

TABELA 21 – TAMANHO DO EFEITO DAS DIFERENÇAS ENTRE OS CONJUNTOS DE DADOS NO TEMPO

	Índice	d Cohen	Tamanho do efeito
Ae	EVI	1,066	Muito grande
	NDWI ₅	6,601	Muito grande
	NDWI ₇	7,186	Muito grande
Ane	NDVI	1,335	Muito grande
	EVI	1,268	Muito grande
	NDWI ₅	3,621	Muito grande
	NDWI ₇	1,583	Muito grande
	SR	1,363	Muito grande

Legenda: Ae- Área escorregada; Ane – Área não escorregada. Fonte: Cohen (1988) adaptado por Rosenthal (1996). Org. a autora (2022).

O resultado da TABELA 21 reforça que tanto para Ae quanto para Ane as mudanças no tempo foram estatisticamente significativas, contudo é importante destacar que para os IVs NDWI₅ e NDWI₇ o tamanho do efeito foi maior para Ae do que para Ane (valores de d Cohen em negrito na TABELA 21).

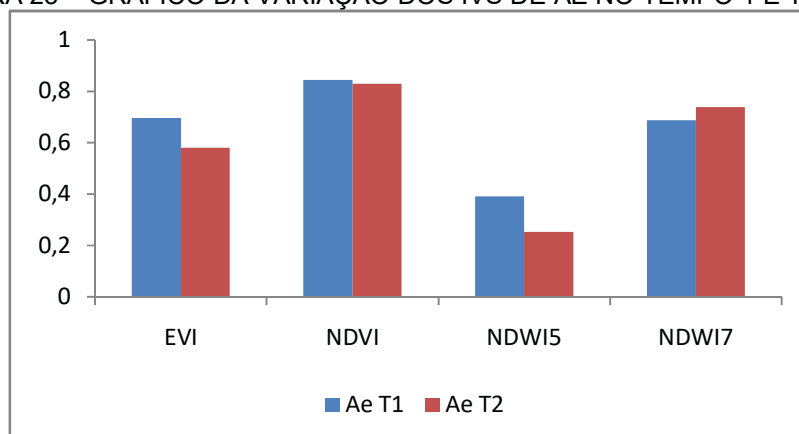
4.3.2.1 Análise das diferenças de Ae e de Ane nos períodos - T1 e T2

Com a identificação de que as mudanças no tempo foram significativas para a maioria dos IVs de Ae (EVI, NDWI₅ e NDWI₇) e para todos os IVs de Ane, a análise dos valores médios dos IVs no intervalo de tempo foi realizada para verificar se as áreas que escorregaram apresentam valores das médias maiores dos IVs no Tempo 2, indicando aumento de umidade no dossel vegetativo. Na FIGURA 23 observa-se a variação da média dos IVs para Ae no Tempo 1 e Tempo 2¹⁵.

Foram calculadas as diferenças a partir da subtração das médias obtidas de Ae no Tempo 1 e no Tempo 2, para obter Δ -NDVI, Δ -EVI, Δ -NDWI₅, Δ -NDWI₇ e Δ -SR (TABELA 22).

¹⁵ As médias do SR foram excluídas da figura por apresentar outra escala de valores, o que não permitiria uma análise mais detalhada dos demais IVs.

FIGURA 23 – GRÁFICO DA VARIAÇÃO DOS IVS DE AE NO TEMPO 1 E TEMPO2



Legenda: Ae – Área escorregada. FONTE: a autora (2022).

TABELA 22 – MÉDIAS E Δ -IVS NO TEMPO 1 E TEMPO2 PARA AE

	Índice	Média		Diferença – Δ (T2-T1)
		T1	T2	
Ae	NDVI	0,845	0,829	- 0,016
	EVI	0,645	0,581	- 0,064
	NDWI ₅	0,374	0,253	- 0,121
	NDWI ₇	0,676	0,705	+ 0,029
	SR	12,05	11,575	- 0,475

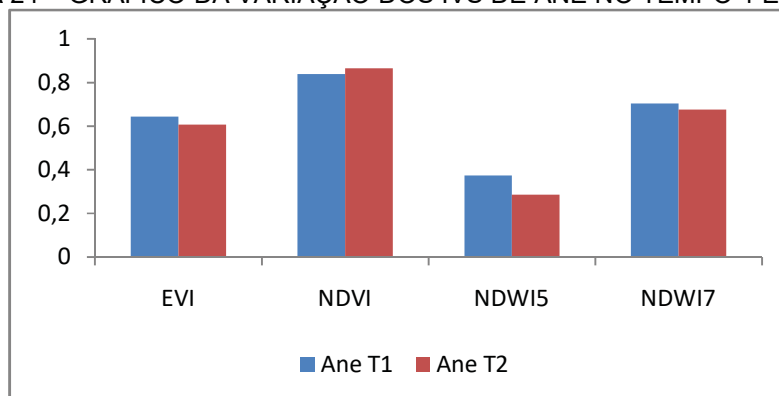
Legenda: Ae- Área escorregada. FONTE: a autora (2022).

Ao observar a FIGURA 23 e a TABELA 22 acima nota-se que os índices possuem distintas sensibilidades, já que houve entre os IVs variação dos resultados das médias e da diferença- Δ no tempo. Valores negativos de Δ -NDVI, Δ -EVI, Δ -NDWI₅ e Δ -SR ocorrem devido às maiores médias serem encontradas no T1, pois conforme os referenciais teóricos, era esperado para as áreas de Ae um aumento nos valores médios dos IVs no tempo 2 (mais próximo ao evento de escorregamento), ou seja, deveria apresentar um Δ positivo.

Contudo, conforme já observado na FIGURA 23 e na TABELA 22 os valores médios de NDVI, EVI, NDWI₅ e SR foram maiores no T1 do que no T2. Somente em um dos IVs (NDWI₇) a média foi maior em 2011 (tempo 2 – 64 dias antes dos escorregamentos). Cabe destacar que nos estudos dessa natureza, o controle fenológico da vegetação é importante, contudo, não pode ser acessado dado a ocorrência pretérita do escorregamento de massa.

Abaixo segue a FIGURA 24 e TABELA 23 da variação da média dos IVs para Ane no Tempo 1 e Tempo 2.

FIGURA 24 – GRÁFICO DA VARIAÇÃO DOS IVS DE ANE NO TEMPO 1 E TEMPO2



Legenda: Ane – Área não escorregada. FONTE: a autora (2022).

TABELA 23 – MÉDIAS E Δ -IVS NO TEMPO 1 E TEMPO2 PARA ANE

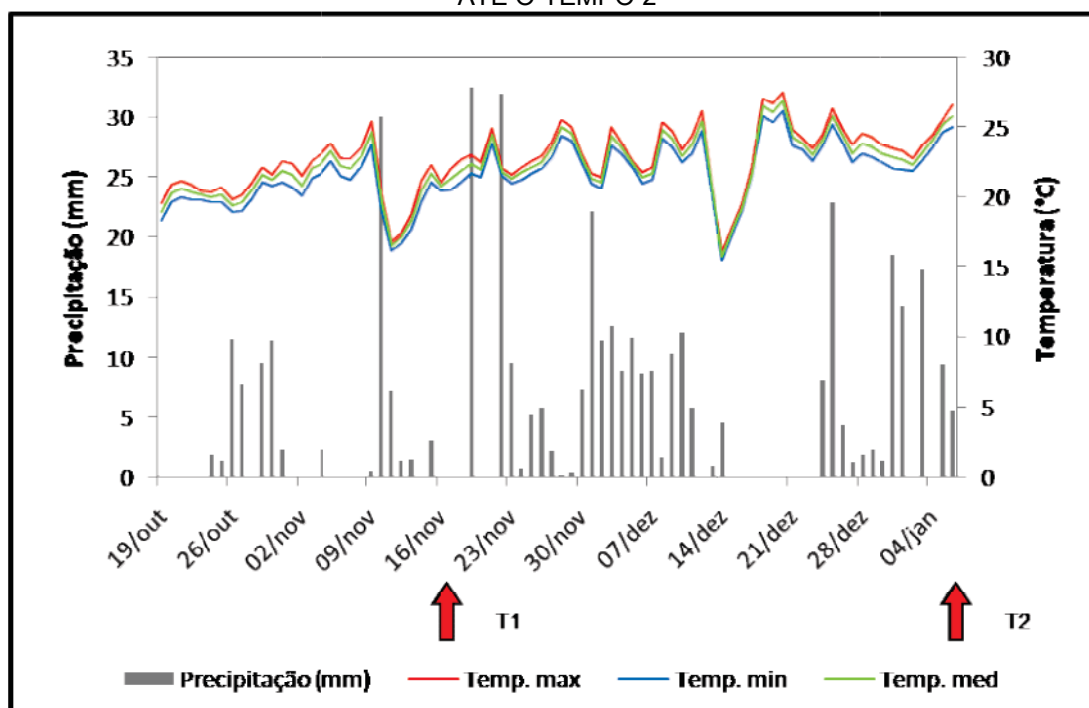
	Índice	Média		Diferença – Δ (T2-T1)
		T1	T2	
Ane	NDVI	0,838	0,865	+ 0,027
	EVI	0,696	0,607	- 0,089
	NDWI ₅	0,392	0,286	- 0,106
	NDWI ₇	0,730	0,680	- 0,05
	SR	11,522	14,460	+ 2,938

Legenda: Ane – Área não escorregada. FONTE: a autora (2022).

Para Ane, era esperada uma redução nos valores médios dos IVs no Tempo 2, ou seja, com Δ negativo, contudo NDVI e SR apresentaram à média mais elevada.

Dados de precipitação (mm) e de temperatura (C°) foram obtidos 30 dias antes do Tempo 1 (T1) até o Tempo 2 (T2) para entender o que pôde ter afetado os resultados (FIGURA 25).

FIGURA 25 - CLIMOGRAMA DO PERÍODO ENTRE 30 DIAS ANTERIORES AO TEMPO 1 ATÉ O TEMPO 2



FONTE: Estação Morretes A873. Coordenadas: 25,5090°s 48,8087°w, altitude 59 m (INMET, 2011); Org. a autora (2022).

A Análise da aponta que no intervalo de tempo observado ocorreu uma variação do volume de precipitação com chuvas mais elevadas na segunda e terceira semanas de novembro. Observa-se ainda que durante o período analisado alguns dias não apresentaram registro de precipitação como no T1 (Tempo 1) indicado no gráfico acima (data da imagem).

Nota-se ainda que segundo Silva et al. (2012), não houve registro de volume de chuvas além do esperado para o período, diferente do registrado no mês de março de 2011 em que o evento de movimento de massa ocorreu. Um ponto importante a ser levantado, refere-se à localização e a altitude em que se encontra a estação Morretes (8 m.s.n.m), de onde os dados foram obtidos, pois segundo Vanhoni e Mendonça (2008) as estações localizadas acima de 100 m.s.n.m apresentam médias pluviométricas mais elevadas. Isto pode significar que nas áreas mais elevadas da bacia do rio Jacaré o volume de chuvas para este período analisado pode ter sido mais elevado, já que segundo Silva et al. (2012)

atribui a isto a influência do fator orográfico. Após o evento de movimento de massa (20/04/2011), foi instalada uma estação no distrito Floresta, região mais atingida na época, para obter um resultado mais fidedigno das chuvas ocorridas no local.

Destaca-se a questão de que existe um tempo de resposta da vegetação aos IVs com defasagem de 30 dias (CHANDRASEKAR et al., 2010) ou até mesmo de 60 dias (BRAGA et al., 2003) em relação à ocorrência de eventos pluviométricos. Mas, este período é variável conforme o tipo de cobertura vegetal e o índice utilizado. Nesse contexto, futuros estudos podem explorar esses efeitos com o devido amparo de informações fito-sociológicas e botânicas.

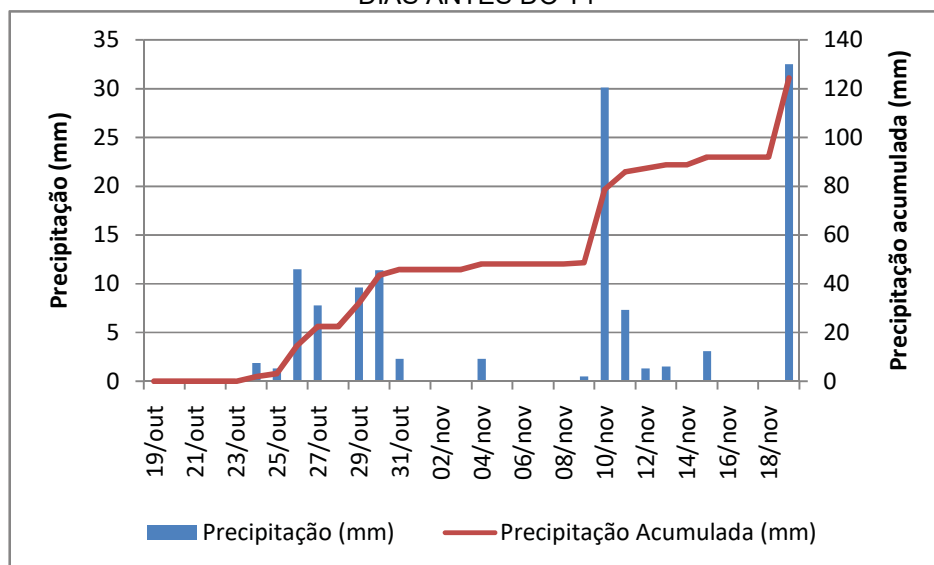
O acumulado de chuvas 30 dias antes do imageamento para o Tempo 1 é de 124,4 mm (FIGURA 26) com temperatura média de 22,17 °C e do Tempo 2 é de 160,10 mm (FIGURA 27), com temperatura média de 23,23 °C. Se no acumulado de chuvas tivesse ocorrido uma diminuição de T1 para T2, era de se esperar que os IVs tivessem seus valores médios reduzidos, contudo não ocorreu, já que houve um aumento do volume de chuvas. Isto aponta que o comparativo dinâmico (no tempo) não respondeu à alteração nos IVs (aumento de T2 em relação a T1), portanto o comparativo dinâmico neste estudo, não apresentou potencial para indicar áreas mais suscetíveis, neste caso a fenologia pode ter tido influência sobre este resultado.

No estudo de Rosa et al. (2013) não foi possível estabelecer relação entre picos de precipitação e aumento posterior do valor dos IVs. Isto parece também ser observado, em partes, neste estudo, lembrando que NDVI e SR não apresentaram diferenças significativas para as médias de Ae no tempo 1 e no tempo 2, e apenas o NDWI₇ apresentou média maior no tempo 2 em comparação ao tempo 1.

Como em Carvalho e Nery (2018), nesta pesquisa o NDWI₇ apresentou maior sensibilidade à condição hídrica do que os outros IVs utilizados, tendo coerência com a hipótese formulada. Gao (1996) afirma ser esperada a sensibilidade do NDWI para mudanças na água (líquida) presente na vegetação, variando os valores de NDWI quase que linearmente positivo através do aumento

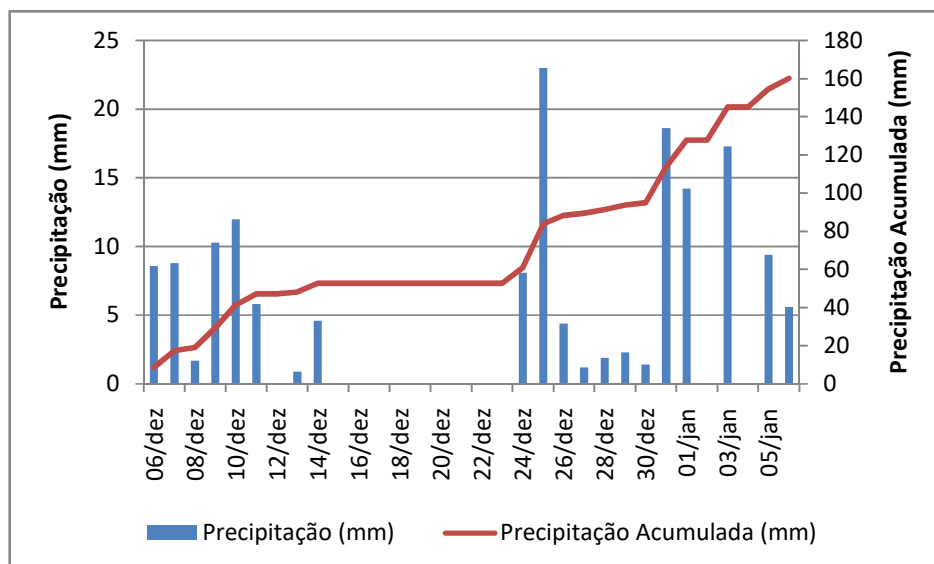
de água.

FIGURA 26 – GRÁFICO DE PRECIPITAÇÃO DIÁRIA E PRECIPITAÇÃO ACUMULADA (MM) – 30 DIAS ANTES DO T1



FONTE: Estação Morretes A873. Coordenadas: 25,5090°s 48,8087°w, altitude 59 m (INMET, 2011); Org. a autora (2022).

FIGURA 27 - GRÁFICO DE PRECIPITAÇÃO DIÁRIA E PRECIPITAÇÃO ACUMULADA (MM) – 30 DIAS ANTES DO T2



FONTE: Estação Morretes A873. Coordenadas: 25,5090°s 48,8087°w, altitude 59 m (INMET, 2011); Org. a autora (2022).

Chandrasekar et al. (2010) aponta o LSWI (aqui denominado de NDWI₇) como sensível à quantidade total de água líquida na vegetação e seu fundo de solo, com uma defasagem de 15 dias, enquanto o NDVI foi de 30 dias, em relação à precipitação.

Os resultados desta pesquisa demonstraram que para o NDWI₇ houve aumento da média entre T1 e T2 nas áreas que escorregaram, respondendo ao aumento de chuvas do período, e a média se apresentou menor em T2 do que em T1 para as áreas com mesmas características morfológicas que não escorregaram, mostrando-se mais sensível aos demais IVs, em função da umidade/saturação do solo. Neste sentido, o NDWI₇, apóia a hipótese de que os IVs fornecem indícios das áreas mais suscetíveis à ocorrência de movimentos de massa, já que zonas mais saturadas previamente possuem maior peso específico do solo. Já que se considera a saturação do solo para a geração de porospressões positivas no solo e para a diminuição da sua coesão, pode-se supor que as áreas com maior potencial para acúmulo de água são também as áreas onde ocorre a concentração das águas pluviais, portanto, são mais suscetíveis aos escorregamentos (PORTELA, 2014).

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS E PERSPECTIVAS PARA ESTUDOS FUTUROS

Para as análises propostas e os resultados observados, foi válida a utilização de algoritmos para atenuar os efeitos atmosféricos, a geometria de iluminação e observação, bem como as implicações associadas aos efeitos topográficos, uma vez que estes poderiam interferir na hipótese da pesquisa. Cabe destacar ainda que a correção topográfica depende do MDE utilizado, que neste caso foi do Alos Palsar.

O comparativo entre os métodos de correção topográfica indicou que o de Minnaert apresentou maior eficiência na redução do efeito topográfico, tanto para as imagens e bandas do Rapideye e Landsat. A correção topográfica mostrou-se relevante para análises, comprovando que os IVs apresentam sensibilidades distintas quando ao efeito topográfico, sobretudo os normalizados, e que neste estudo se fez necessária a aplicação do método de Minnaert para uma redução consistente do efeito topográfico dos índices de vegetação, o que permitiu a extração dos valores dos IVs das áreas suscetíveis a escorregamentos de forma mais fidedigna.

A caracterização morfológica dos escorregamentos possibilitou a definição e a comparação das áreas amostrais (Ae e Ane), para isolar a influência do relevo na obtenção dos valores dos IVs.

Em relação ao comparativo estático (que compara os valores dos IVs obtidos entre Ae e Ane para uma data única), os resultados, foram:

- Para os IVs calculados com as imagens Rapideye (NDVI, EVI, RENDVI e SR) que possuíam maior intervalo de tempo entre o evento e a data da imagem (agosto/2010), não houve diferença estatisticamente significativa entre Ae e Ane, o que a princípio refutaria a hipótese de que os IVs apresentariam resultados diferentes entre locais com maior concentração de umidade em relação à locais com menor concentração de umidade.
- Os IVs das imagens Landsat de novembro de 2010 (112 dias antes do evento) que apresentaram diferenças significativas entre Ae e Ane foram os IVs que apresentam maior sensibilidade a umidade (NDWI₇, NDWI₅ e EVI).

- Todos os IVs (NDVI, EVI, NDWI₅, NDWI₇ e SR) obtidos das bandas do Landsat da data mais próxima ao evento (janeiro/2011) apresentaram diferenças significativas entre Ae e Ane, corroborando desta forma, com a hipótese da pesquisa de que haveria diferenças estatisticamente significativas ao nível de significância de 5% entre locais com maior concentração de umidade em relação à locais com menor concentração de umidade.

As considerações sobre o comparativo dinâmico (compara os valores dos IVs obtidos em Ae e em Ane no tempo), foram:

- As diferenças dos IVs para Ane entre o tempo 1 e o tempo 2 foram estatisticamente significativas, reforçado pela magnitude do tamanho do efeito. Para Ae, os IVs NDVI e SR não apresentaram mudanças significativas no tempo.
- Que os IVs apresentaram diferentes sensibilidades ao apresentarem variações entre as médias e as diferenças- Δ entre o Tempo 1 e Tempo2.
- Era esperado segundo as referências que a média dos IVs de Ae fosse maior no tempo 2 (data mais próxima ao evento) apresentando Δ positivo, o que indicaria aumento da umidade no dossel vegetativo nas áreas escorregadas, isto foi comprovado apenas pelo índice NDWI₇.
- Para Ane esperava-se que a média dos IVs fosse menor no tempo 2 com Δ negativo, para reafirmar as diferenças obtidas pelas IVs de locais com menor concentração de umidade em relação à locais com maior concentração de umidade, isto foi comprovado pelos IVs EVI, NDWI₅ e NDWI₇.
- Dados pluviométricos confirmaram o aumento de precipitação entre o Tempo 1 e o Tempo 2, que deveria ser notado pelo aumento da média dos IVs para área escorregada. O NDWI₇ apresentou estas mudanças detectáveis de aumento de umidade do dossel vegetativo nas áreas escorregadas e também nas áreas não escorregadas, provavelmente por este ser mais sensível à presença de água do que os demais IVs utilizados.

Destaca-se a dificuldade de obtenção de dados orbitais com data mais próxima ao evento de escorregamento sem cobertura de nuvens, o que permitiu para este estudo maior eficiência do Landsat em auxiliar no teste de hipótese da pesquisa em relação ao Rapideye e também pela disponibilidade das bandas do SWIR no Landsat, essenciais na obtenção dos IVs NDWI₅ e NDWI₇, apesar da maior dificuldade na definição do “n amostral”, por conta da resolução espacial menor (30 m enquanto Rapideye é de 5 m).

Considera-se que a metodologia utilizada na pesquisa através do comparativo estático permitiu verificar a hipótese levantada, com possível potencial de uso dos IVs ao apresentarem diferenças estatisticamente significativas ao nível de 5% de significância entre Ae e Ane, como parâmetro auxiliar em modelos que visem o mapeamento mais eficaz de áreas suscetíveis a movimentos de massa na Serra do Mar.

Já o comparativo dinâmico não apresentou para este estudo, o potencial de uso na identificação de áreas mais suscetíveis, já que os IVs NDVI, EVI, NDWI₅ e SR, não demonstraram ser úteis para diferenciar locais com maior concentração de umidade em relação à locais com menor concentração de umidade.

Com as mudanças climáticas apresentando aumentos nas temperaturas e de chuvas intensas, os eventos de escorregamentos em áreas como a Serra do Mar podem tornar-se cada vez mais freqüentes, elevando o grau de riscos a sociedade. Daí a importância de propostas, como deste estudo, que aprofunde a discussão sobre a utilização de parâmetros preditores que possam indicar com maior rigor as áreas suscetíveis a ocorrência destes eventos de desastres naturais.

Assim, a utilização dos IVs como variável preditiva na identificação de áreas suscetíveis, associada a outros parâmetros como geomorfometria, dados pluviométricos e dados físicos de solos, pode torna-se uma metodologia que possibilite a criação de um sistema de alerta a ocorrência de escorregamentos para o Brasil/Paraná.

Esta pesquisa indica o aprofundamento em estudos futuros para permitir equacionar lacunas que não foram contempladas nesta pesquisa, assim como não

foram sanadas devido à dificuldade de acesso de dados temporais mais próximo à ocorrência do evento. Com a necessidade de:

- Validar o potencial de uso dos IVs como indicativo de áreas mais suscetíveis a escorregamentos em outros recortes espaciais, aplicando a metodologia tanto em locais com morfologia distinta a deste estudo, como também em locais que apresente morfologia similar, testando um “n amostral” maior;
- Utilizar imagens com data mais próxima ao evento de escorregamento, para descobrir se outros IVs menos sensíveis à umidade, também poderiam indicar diferenças significativas ao nível de 5% entre áreas mais e menos suscetíveis a escorregamentos;
- Testar um “n amostral” maior, para saber se os resultados poderiam diferir dos obtidos neste estudo, tanto no espaço como no tempo, como, por exemplo, aumentar as análises temporais para verificar se em anos anteriores o comportamento muda;
- Testar outros IVs não utilizados nesta pesquisa, assim como outros sensores multiespectrais e hiperespectrais, assim como dados SAR que permitam identificar maior sensibilidade às variações de umidade do solo e consequentemente do dossel vegetativo;
- Investigar o efeito da fenologia na dinâmica dos valores de IVs, sobretudo para o comparativo dinâmico (no tempo);
- Relacionar os IVs aos parâmetros morfométricos, visando identificar como os IVs respondem às características geomorfológicas.

REFERÊNCIAS

- ADLER-GOLDEN, S. M.; MATTHEW, M. W.; BERNSTEIN, L. S.; LEVINE, R. Y.; BERK, A.; RICHTSMEIER, S. C.; ACHARYA, P. K.; ANDERSON, G. P.; FELDE, J. W.; GARDNER, J. A.; HOKE, M. L.; JEONG, L. S.; PUKALL, B.; RATKOWSKI, A. J.; BURKE, HSIAO-HUA K.; DESCOUR, M. R.; SHEN, S. S. Atmospheric correction for shortwave spectral imagery based on MODTRAN4. International Symposium on Optical Science, Engineering, and Instrumentation - Denver, CO **Proceedings...** (Sunday 18 July 1999), p. 61–69, 1999, v.3753. Doi:10.1117/12.366315.
- ALHEIROS, M. M. et al. **Manual de ocupação dos morros da região metropolitana de Recife**. Programa Viva o Morro. Recife: FIDEM/ ATEPE, 2003. 384 p.
- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, v.2, nº 28, p.135-155, 1998.
- ALMEIDA, E. R.; ANDRÉ, L. C.; CASTRO, A. K.; NASCIMENTO JUNIOR, L. Caracterização das chuvas em Morretes – PR. **Geografia em Questão**, v.12, nº 01, p. 213-225, 2019. DOI: 10.48075/geoq.v12i1.19731.
- ANDERSON, L. O.; SHIMABUKURO, Y. E. Monitoramento da cobertura terrestre: fenologia e alterações antrópicas. In: B. F. T. Rudorff; Y. E. Shimabukuro; J. C. Ceballos. (Org.). **Sensor MODIS e suas aplicações ambientais no Brasil**. São José dos Campos: Editora Parêntese, 2007, p. 185-206.
- ANDRIEU, B.; BARET, F. Indirect methods of estimating crop structure from optical measurements. In: VARLET-GRANCHER, C.; BONHOMME, R.; SINOQUET, H. (Ed.) **Crop Structure and Light Microclimate**. France: INRA, 1993, p. 285-322.
- ASNER, G. P. Biophysical and Biochemical Sources of Variability in Canopy Reflectance. **Remote Sensing of Environment**, v.64, 1998, p. 234–253.
- ASNER, G. P.; HICKE, J.; LOBELL, D. Per-pixel analysis of forest structure: Vegetation indices, spectral mixture analysis and canopy reflectance modeling. In: Wulder M, Franklin S (Ed). **Remote Sensing of Forest Environments: Concepts and Case Studies**. Boston: Kluwer Academic, 2003, p. 229–254. DOI: 10.1007/978-1-4615-0306-4_8.
- ASSUNÇÃO, G. V. **Sensoriamento remoto na Agricultura: Conceitos básicos, metodologia e aplicações**. INPE: São José dos Campos, 1989.
- AUGUSTO FILHO, O. **Cartas de risco de escorregamentos: uma proposta metodológica e sua aplicação no município de Ilhabela, SP**. 1994. 162p. Dissertação (Mestrado em Engenharia), Universidade de São Paulo, Escola

Politécnica, São Paulo, 1994.

BALTHAZAR, V., VANACKER, V., LAMBIN, E. Evaluation and parameterization of ATCOR3 topographic correction method for forest cover mapping in mountain areas. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v.18, p. 436–450, 2012. DOI:10.1016/j.jag.2012.03.010.

BARATA, F.E. **Propriedades Mecânicas dos solos: Uma introdução ao projeto de Fundações**. Rio de Janeiro: Livro Técnico e Científico, 1994.

BASTOS, F. H. **Movimentos de massa no Maciço de Baturité (Ce) e contribuições para estratégias de planejamento ambiental**. 2012. 257 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Centro de Ciências, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2012.

BENCKE, C. S. C. **Estudo da Fenologia de Espécies Arbóreas em uma Floresta semidecidual no Parque Estadual de Itapuã, Viamão-RS**. Tese de Doutorado apresentada no Programa de Pós-Graduação em Ecologia da Universidade Federal de Rio Grande do Sul-UFRGS, Porto Alegre-RS, 2005.

BERK, A.; CONFORTI, P.; HAWES, F.; PERKINS, T.; GUIANG, C.; ACHARYA, P.; KENNETT, R.; GREGOR, B.; VAN DEN BOSCH, J. Next generation MODTRAN® for improved atmospheric correction of spectral imagery. **Burlington: Spectral Sciences**, Inc. AFRL-RV-PS-TR, 64 p., 2016.

BISHOP, A. W.; STEVENS, M. E. Landslide on logged areas in southeast Alaska. United States Department of Agriculture, **Forest Service, Northern Forest Experiment Station**, Juneau, AK, Research paper NOR-1, 1964.

BISSO, A. B. A.; et al.. Análise da variação da resposta espectral da vegetação do bioma pampa, frente às variações da fenologia. In: Congresso Brasileiro de Agrometeorologia (CBA), 16., 2009, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte, 2009.

BISSO, A. B. A. **Dados do sensor Hyperion / EO-1 para análise das áreas de mata atlântica e de bananais no nordeste do Rio Grande do Sul**. 2010. 85 f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto). Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia – UFRGS, Porto Alegre, 2010.

BORDONI, M.; MEISINA, C.; VERCESI, A.; BISCHETTI, G.B.; CHIARADIA, E.A.; VERGANI, C.; CHERSICH, S.; VALENTINO, R.; BITTELLI, M.; COMOLLI, R.; PERSICHILLO, M.G.; CISLAGHI, A. Quantifying the contribution of grapevine roots to soil mechanical reinforcement in an area susceptible to shallow landslides. **Soil Tillage Res.** v.163, p.195–206, 2016. DOI: 10.1016/j.still.2016.06.004.

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

2851, 2002.

BRAGA, C. C.; BRITO, J. I. B.; SANSIGOLO, C. A.; RAO, T. V. R. Tempo de resposta da vegetação às variabilidades sazonais da precipitação no Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 11, n. 1, p. 149-157, 2003.

BREECE, H. T.; HOLMES, R. A. Bidirectional scattering characteristics of healthy green soybean and corn leaves in vivo. **Applied Optics**, v. 10, nº 1, p. 119–127, 1971.

BREUNIG, F. M.; GALVÃO, L. S.; DOS SANTOS JR, GITELSON A. A.; DE MOURA, Y. M.; TELES, T. S.; GAIDA, W. Spectral anisotropy of subtropical deciduous forest using MISR and MODIS data acquired under large seasonal variation in solar zenith angle. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**. v. 35, p.294–304, 2015. DOI:10.1016/j.jag.2014.09.017.

BREUNIG, F. M.; GALVÃO, L. S.; FORMAGGIO, A. R.; EPIPHANIO, J. C. N. Directional effects on NDVI and LAI retrievals from MODIS: A case study in Brazil with soybean. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 13, n. 1, p. 34–42, 2011. DOI: 10.1016/j.jag.2010.06.004.

BROWN, C. B.; SHEU, M.S. Effects of deforestation on slopes. **Journal of the Geotechnical Engineering Division**, ASCE, nº 101, p. 147-165, 1975.

BRUGGER, P. J., EHRLICH, M.; LACERDA, W. A. Movements, piezometric level and rainfall at two natural soil slopes. In: PAN-AMERICAN SYMPOSIUM LANDSLIDES, 2., 1997, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro, 1997. v. 1, p. 13-19.

CANAVESI, V., et al.. Dinâmica espectro-temporal MODIS em região de Cerrados e intenso uso agropecuário. In: XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. **Anais...**, Goiânia, 2005, p.1435-1442.

CANTÓN, Y.; DEL BARRIO, G.; SOLÉ-BENET, A.; LARAZO, R. Topographic controls on the spatial distribution of ground cover in the Tabernas badlands of SE Spain. **Catena**, v. 55, p. 341-365, 2004. DOI: 10.1016/S0341-8162(03)00108-5.

CAPUTO, H.P. **Mecânica dos solos e suas aplicações**. 6 ed., v.2, Rio de Janeiro: Livros Técnicos e Científico, 1988.

CARVALHO JÚNIOR, O. A.; COELHO, M. A. N.; MARTINS, É. S.; GOMES, R. A. T.; COUTO JÚNIOR, F.; OLIVEIRA, S.; SANTANA, O. A. Mapeamento da vegetação na floresta atlântica usando o classificador de árvore de decisão para integrar dados de sensoriamento remoto e modelo digital de terreno. **Revista Brasileira de Geofísica**, São Paulo, v. 26, nº 3, p. 331-345, set. 2008.

DOI: 10.1590/S0102-261X2008000300007.

CARVALHO, S. I.; NERY, J. Influência da variabilidade climática na dinâmica da vegetação natural do bioma Mata Atlântica – abordagem multitemporal. **Revista Ibero Americana de Ciências Ambientais**, v.9, n.4, p.351-361, 2018. DOI: 10.6008/CBPC2179-6858.2018.004.0028.

CHANDRASEKAR, K.; SETHA SAI, M. V. R.; JEYASEELAN, A. T.; DWIVEDI, R. S.; ROY, P. S. Vegetation response to rainfall as monitored by NOAA-AVHRR. **Current Science**, 91, p. 1626-1633, 2006.

CHANDRASEKAR, K.; SETHA SAI, M. V. R.; ROY, P. S.; DWIVEDI, R. S. Land Surface Water Index (LSWI) response to rainfall and NDVI using the MODIS Vegetation Index product. **International Journal of Remote Sensing**, v. 31(15), p. 3987–4005, 2010. DOI:10.1080/01431160802575653.

CHAVEZ, P. S. An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. **Remote Sensing of Environment**, v.24, p.459-479. 1988.

CHAVEZ, P. S. Image-based atmospheric corrections: revisited and improved. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v.62, p.1025-1036, 1996.

CHEN, X. Q.; HU, B.; YU, R. Spatial and temporal variation of phenological growing season and climate change impacts in temperate eastern China, **Global Change Biol.**, v. 11, p. 1118–1130, 2005. DOI: 10.1111/j.1365-2486.2005.00974.x.

CHORLEY, R. J.; SCHUMM, S. A. Y.; SUGDEN, D. E. **Geomorphology**. Londres: Methuen, 1984, 605 p.

CHUVIECO, E.; CONGALTON, R. G. Mapping and inventory of forest fires from digital processing of TM data. **Geocarto International**, 3(4), p. 41-53, 1988.

CIHLAR, J.; MANAK, D.; VOISIN, N. AVHRR bidirectional reflectance effects and compositing. **Remote Sensing of Environment**, v. 48, p. 77 – 88, 1994.

COHEN, J. **Statistical power analysis for the behavioral sciences**. 2.^a ed. Hillsdale: Lawrence Erlbaum Associates, 1988.

COHEN, W. B. Response of vegetation indices to changes in three measures of leaf water stress. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, v. 57, n° 2, p. 195-202, 1991.

COLÂNGELO, A. C. Os mecanismos de compensação e o equilíbrio de forças na dinâmica dos materiais de vertente. **Revista do Departamento de Geografia, USP**, v. 9, p. 13-20, 1995.

COMBAL, B.; ISAKA, H. The effect of small topographic variations on reflectance. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 40, n. 3, p. 663–670, 2002. DOI: 10.1109/TGRS.2002.1000325.

COOLEY, T.; ANDERSON, G.P.; FELDE, G.W.; HOKE, M.L.; RATKOWSKI, A.J.; CHETWYND, J.H.; GARDNER, J.A.; ADLER-GOLDEN, S.M.; MATTHEW, M.W.; BERK, A.; FLAASH, a MODTRAN4-based Atmospheric Correction Algorithm. Its Application and Validation. In: Proceedings of the IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS) **Procediings...**Toronto, Canada, 24–28 junho de 2002; v. 3, p. 1414–1418.

CRUDEN, D. M.; VARNES, D. J. Landslide types and processes, *In*: TURNER, K. A.; SCHUSTER, R. L. (Org.). **Landslides - Investigation and mitigation transportation Research Board Special Report**. National Research Council, National Academy Press, 1996, p.36-75.

CRUZ, O. **Serra do Mar e o litoral na área de Caraguatatuba – SP: contribuição à geomorfologia litorânea tropical**. 1974. 181 p. Tese (Doutorado em Geografia) USP, São Paulo, 1974.

CRUZ, C. C. **Dinâmica da vegetação através do índice EVI e sua relação com variáveis meteorológicas**. 2017. 35 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais e Florestais) - Instituto de Florestas, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, 2017.

DAI, F. C.; LEE, C. F. Landslide characteristics and slope instability modeling using GIS, Lantau Island, Hong Kong. **Geomorphology**, v. 42, nº 3-4, p. 213-228, 2002. DOI: 10.1016/S0169-555X(01)00087-3.

DEERING, D. W.; MIDDLETON, E. M.; ECK, T. F. Reflectance Anisotropy for a SpruceHemlock Forest Canopy. **Remote Sensing of Environment**, v. 47, p. 242-260, 1994.

DELGADO, R. C.; SEDIYAMA, G. C.; COSTA, M. H.; SOARES, V. P.; ANDRADE, R. G. Classificação espectral de área plantada com a cultura da cana-de-açúcar por meio da árvore de decisão. **Revista Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v. 32, n. 2, p. 369-380, 2012. DOI: 10.1590/S0100-69162012000200017.

DIAS, I. M. **Relação entre índices de vegetação e precipitação pluvial no estado de Sergipe**. 2017. 131p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Florestal) Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2017.

DIETRICH, W. E.; WILSON, C. J.; RENEAU, S. L. Hollows, colluviums, and landslides in soil-mantled landscapes. *In*: ABRAHAMS, A. D. (Ed.) **Hillslope Processes**. Londres: Allen and Unwin, 1986, p. 362-388.

DIETRICH, W. E.; DUNNE, T. Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain. **Zeitschrift fur Geomorphologie, Suppl.** v. 29, p. 191-206, 1978.

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**, February 1998, 29p.

DIGITALGLOBE. **WorldView**. Disponível em: <<http://www.digitalglobe.com/>>. Acesso em: 05 mai, 2011.

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

DOWLING, C. A., SANTI, P. M. Debris flows and their toll on human life: a global analysis of debris-flow fatalities from 1950 to 2011. **Natural hazards**, v. 71, nº 1, p. 203-227, 2014. DOI: 10.1007/s11069-013-0907-4.

EKSTRAND, S. Landsat TM-Based Forest Damage Assessment: Correction for Topographic Effects. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, v. 62, n. 2, p. 151–161, 1996.

EXELIS. **ENVI versão 5.0**. Boulder, Colorado: Exelis Visual Information Solutions, 2013.

EXELIS. **Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Hypercubes (FLAASH)**. 2015. Disponível em: <<http://www.exelisvis.com/docs/FLAASH.html>>. Acesso em: 7 out. 2020.

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

FERNANDES, N. F.; COELHO NETTO, A. L.; LACERDA, W. A. Subsurface hydrology of layered colluvium mantles in unchannelled valleys - southeastern Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.19, p. 609-626, 1994.

FERNANDES, N. F.; AMARAL, C. P. Movimentos de massa: uma abordagem geológico geomorfológica. *In*: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org.) **Geomorfologia e Meio Ambiente**. 3ª. ed. Rio de Janeiro: Bertrand, 2000, p. 123-194.

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 metodologia e aplicação de modelo de previsão de áreas susceptíveis. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.2, nº1, p. 51 – 71, 2001. DOI: <https://doi.org/10.20502/rbg.v2i1.8>.

FIORI, A. P. Fatores que influenciam na análise de vertentes e no movimento de massa em encostas – **Boletim Paranaense de Geociências**, Ed. da UFPR, nº 43, p.7-24, 1995.

FIORI, A.P.; BORCHARDT, N. Influencia da Vegetação na Estabilidade de Taludes naturais. **Boletim Paranaense de Geociências**, Editora da UFPR, nº45, p.43-58, 1997.

FREITAS, S.R.; MELLO, M.C.S.; CRUZ, C.B.M. Relationships between forest structure and vegetation indices in Atlantic Rainforest. **Forest Ecol. Manag.** p. 353-362, 2005. DOI:10.1016/j.foreco.2005.08.036.

FOLADOR, R. M. **Cálculo da probabilidade e quantificação do volume de material suscetível a escorregamentos – Bacia do Rio Jacareí, Morretes-PR.** 2015. 67p. Dissertação (Mestrado em Geologia). Universidade Federal do Paraná. Curitiba-PR, 2015.

FÜREDER, P. Topographic correction of satellite images for improved LULC classification in alpine areas. In: 10th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography, **Proceedings...** 2010, p. 187 - 194.

GAIDA, W. **Variações da reflectância e dos índices de vegetação em função dos parâmetros da modelagem topográfica no Parque Estadual do Turvo, RS.** 2015. 146p. Dissertação (Mestrado em Geografia e Geociências). Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria - RS, 2015.

GAIDA, W.; BREUNIG, F. M.; GALVÃO, L. S.; TELES, T. S.; BALBINOT, R. Variações da reflectância e dos índices de vegetação em função dos parâmetros da modelagem topográfica no Parque Estadual do Turvo, Rio Grande do Sul, Brasil. **Investigaciones geográficas**, nº 91, p. 105-123, 2016. DOI: 10.14350/rig.52159.

GAIDA, W.; BREUNIG, F. M.; GALVÃO, L. S.; PONZONI, F. J. Correção Atmosférica em Sensoriamento Remoto: Uma Revisão. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 13, n. 01, p. 229-248, 2020. DOI: 10.26848/rbgf.v13.1.p229-248.

GALVÃO, L. S.; FORMAGGIO, A. R.; BREUNIG, F. M. Relações entre índices de vegetação e produtividade de soja com dados de visada fora do nadir do sensor Hyperion/EO-1. In: XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil, 25-30 abril 2009. **Anais...**, São José dos Campos: INPE, p.1095-1102, 2009.

GALVÃO, L. S.; BREUNIG, F. M.; SANTOS, J. R.; MOURA, Y. M. View-illumination effects on hyperspectral vegetation indices in the Amazonian tropical forest. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 21, p. 291-300, 2013. DOI: 10.1016/j.jag.2012.07.005.

GALVÃO, L. S.; BREUNIG, F. M.; TELES, T. S.; GAIDA, W.; BALBINOT, R. Investigation of Terrain Illumination Effects on Vegetation Indices and VI Derived Phenological Metrics in Subtropical Deciduous Forests. **GIScience & Remote Sensing**, 1603, 2015. DOI:10.1080/15481603.2015.1134140.

GALVÃO, L. S.; BREUNIG, F. M.; TELES, T. S.; GAIDA, W.; BALBINOT, R. Investigation of terrain illumination effects on vegetation indices and VI-derived phenological metrics in subtropical deciduous forests. **GIScience and Remote Sensing**, v. 53, n. 3, p. 360–381, 2016. DOI:10.1080/15481603.2015.1134140.

GALVÃO, L. S.; EPIPHANIO, J. C. N.; BREUNIG, F. M.; FORMAGGIO, A. R. Crop type discrimination using hyperspectral data. In: THENKABAIL, P. S.; LYON, J. G.; HUETE, A. **Biophysical and Biochemical Characterization and Plant Species Studies**. 2ª ed. Boca Raton: CRC Press, 2018, p. 183–210.

GAO, J. Identification of topographic settings conducive to landsliding from Nelson County, Virginia, U.S.A. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 18, p. 579-591, 1993.

GAO, B. C. NDWI- A Normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space. **Remote Sensing of Environment**, v. 58, p.257- 266, 1996.

GATES, D. M. KEEGAN, H. J.; SCHLETER, J. C.; WEIDNER, V. R. Spectral Properties of Plants. **Applied Optics**. v. 4, n° 1, p.11-20, 1965.

GEOPLANEJAMENTO, **Pesquisa Mineral e Geologia Ambiental SS Ltda. Mapeamento Geológico-Geotécnico da Porção Leste da Serra do Mar do Estado do Paraná**, 4 volumes, 2011, 91p., Relatório Técnico.

GITELSON, A. A.; MERZLYAK, M. N.; LICHTENTHALER, H. K. Detection of red edge position and chlorophyll content by reflectance measurements near 700 nm. **Journal of Plant Physiology**, v. 148, n° 3/4, p. 501–508, 1996. DOI: 10.1016/S0176-1617(96)80285-9.

GOULART, A. C.; DELGADO, R. C.; OLIVEIRA-JÚNIOR, J. F.; GOIS, G.; SANTOS, E. O. Relação espectro-temporal entre índices de vegetação e a chuva na cidade do Rio de Janeiro. **Revista de Ciências Agrárias/Amazonian Journal of Agricultural and Environmental Sciences**, Belém, v. 58, n. 1, p. 277-283, 2015. <http://dx.doi.org/10.4322/rca.1990>.

GRAY, D. H. **Effects of forest clear-cutting on the stability of natural slopes: results of field studies**. Washington D.C.: University of Michigan, 1973.

GUIDICINI, G.; IWASA, O. Y. **Ensaio de correlação entre pluviosidade e escorregamentos em meio tropical úmido**. São Paulo: IPT, 1976, 48 p., Relatório nº 1080.

GUIMARÃES, R. F.; VIEIRA, B. C.; GOMES, R. A. T.; FERNANDES, N. F. Avaliação Estatística de Parâmetros Fito-Morfológicos nas Cicatrizes dos Movimentos de Massa da Bacia do Rio Quitite, Jacarepaguá (RJ). In: XL Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte/MG. **Anais...**1998.

GRAMANI, M. F. **Caracterização Geológico-Geotécnica das Corridas de Detritos ("Debris Flows") no Brasil e Comparação com Alguns Casos Internacionais**. 2001. p. 372. Dissertação (Mestrado em Engenharia) – Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.

GURGEL, H. C.; FERREIRA, N. J. Annual and interannual variability of NDVI in Brazil and its connections with climate. **International Journal of. Remote Sensing**, v. 24, n. 18, p. 3595-3609, 2003. DOI: 10.1080/0143116021000053788.

HANTSON, S., CHUVIECO, E. Evaluation of different topographic correction methods for Landsat imagery. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**. v.13, p. 691–700, 2011. DOI:10.1016/j.jag.2011.05.001.

HILDEBRANDT, G. Waldschaden und ihre Erfassung durch Fernerkundung. In: NIESSLEIN, E.; VOSS, G. (Ed.) **Was wir über das Waldsterben wissen** Cologne: Deutscher Institutes Verlag, 1985. p. 97-111.

HOLBEN, B.; JUSTICE, C. AN EXAMINATION OF SPECTRAL BAND RATIOING TO REDUCE THE TOPOGRAPHIC EFFECT on remotely sensed data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 2, n. 2, p. 115–133, 1981. DOI: 10.1080/01431168108948349.

HUPP, C. R. **Seedling establishment on a landslide site**. Castanea. 48: p. 89-98, 1983.

HUETE, A.; JUSTICE, C.; LIU, H. Development of vegetation and soil indices for MODISEOS. **Remote Sensing of Environment**, v. 29, p. 224–234, 1994.

HUETE, A. R.; LIU, H. Q.; BATCHILY, K.; VAN LEEUWEN, W. A comparison of vegetation índices over a global set of TM images. **Remote Sensing of Environment**. v.59, n.3, p.440-451, 1997.

HUETE, A. R.; DIDAN, K.; LEEUWEN, W. VAN. Modis **vegetation index**. **Vegetation Index and Phenology Lab**, v. 3, n. 1, p. 129, 1999.

HUETE, A. R.; DIDAN, K.; MIURA, T.; RODRIGUEZ, E. P., GAO, X; FERREIRA, L. G. Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation índices. **Remote Sensing of Environment**, v. 83, p. 195-213, 2002. DOI:10.1016/S0034-4257(02)00096-2.

HUETE, A. R., DIDAN, K., SHIMABUKURO, Y. E., RATANA, P., SALESKA, C. R., HUTYRA, L. R. Amazon rainforests green-up with sunlight in dry season. **Geophysical Research Letters**, v. 33, nº6, 2006. DOI:10.1029/2005GL025583.

HUETE, A. R.; DIDAN, K.; LEEUWEN, W. VAN; MIURA, T.; GLENN, E. Modis vegetation index. In: Ramachandran, B., Justice, C., Abrams, M. (Ed.) **Land Remote Sensing and Global Environmental Change**. Remote Sensing and Digital Image Processing, v. 11, New York: Springer, 2010. DOI:10.1007/978-1-4419-6749-7_26.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS – IPT. **Estudo das instabilizações de encostas da Serra do Mar na região de Cubatão objetivando a caracterização do fenômeno “corrida de lama” e prevenção de seus efeitos**. São Paulo: IPT, 185 p., 1989. Relatório nº 26258.

INMET - Instituto Nacional de Meteorologia. **Estação Morretes A873. Coordenadas:** 25,5090°S 48,8087°W, altitude 59 m. 2011.

JACÓBSEN, L. O.; FONTANA, D. C.; SHIMABUKURO, Y. E. Efeitos associados a El Niño e La Niña na vegetação do estado do Rio Grande do Sul, observados através do NDVI/NOAA. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 19, nº 2, p. 129-140, 2004.

JAMAL, M.; MANDAL, S. Monitoring forest dynamics and landslide susceptibility in Mechi–Balason interfluvies of Darjiling Himalaya, West Bengal using forest canopy density model (FCDM) and Landslide Susceptibility Index model (LSIM). **Model. Earth Syst. Environ.** v.2, p. 1–17, 2016. DOI: 10.1007/s40808-016-0243-2.

JENSEN, J. R. **Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres**. Tradução da 2 ed.: José Carlos N. Epiphanyo (coordenador); Antonio R. Formaggio; Athos R. Santos; Bernardo F. T. Rudorff; Cláudia M. Almeida; Lênio S. Galvão. São José dos Campos: Parêntese. 2009. 598 p.

JORDAN, C.F. Derivation of leaf area index from quality of light on the forest floor. **Ecology**, 50, p.663-666, 1969.

JUSTICE, C.O.; VERMOTE, E.; TOWNSHEND, J.R.G.; DEFRIES, R.; ROY, D.P.; HALL, D.K.; SALOMONSON, V.V.; PRIVETTE, J.L.; RIGGS, G.; STRAHLER, A. The moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS): land remote sensing for global change research. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.36(4), p.1228-1249, 1998.

KÄFER, P. S.; REX, F. E. Avaliação espectral e temporal de remanescentes da mata atlântica com dados spot-vgt e variáveis meteorológicas. **BIOFIX Scientific Journal**, v. 5, nº 1, p. 13-22, 2020. DOI: 10.5380/biofix.v5i1.67235.

KENNEDY, R.E.; COHEN, W.B.; SCHROEDER, T.A. Trajectory-based change

detection for automated characterization of forest disturbance dynamics. **Remote Sensing of Environment**, v.110, p.370-386, 2007. DOI: 10.1016/j.rse.2007.03.010.

KIMES, D. S.; NELSON, R. F.; SKOLE, D. L.; SALAS, W. A. Mapping secondary tropical forest and forest age from SPOT HRV data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 20, p. 3625-3640, 1999.

KNIPLING, E.B. Physical and Physiological Basis for the Reflectance of Visible and Near-Infrared Radiation from Vegetation. **Remote Sensing of Environment**. n° 1, p. 155-159, 1970.

KOBAYASHI, S.; SANGA-NGOIE, K. A comparative study of radiometric correction methods for optical remote sensing imagery: the IRC vs. other image-based C-correction methods. **International Journal of Remote Sensing**, v. 30, p. 285–314, 2009. DOI: 10.1080/01431160802356781.

KOBIYAMA, M.; MENDONÇA, M.; MORENO, D.A.; MARCELINO, I.P.V.O.; MARCELINO, E.V.; GONÇALVES, E.F.; BRAZETTI, L.L.P.; GOERL, R.F.; MOLLERI, G.; RUDORFF, F. **Prevenção de desastres naturais: Conceitos básicos**. Curitiba: Organic Trading, 2006. 109p.

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

KOZCIAK, S. **Análise determinística da estabilidade de vertentes na bacia do rio Marumbi – Serra do Mar – Paraná**. 2005. p. 140. Tese (Doutorado em Geologia) Universidade Federal do Paraná, Curitiba-PR, 2005.

KRISHNASWAMY, J.; BAWA, K.; GANESHAIAH, K. N.; KIRAN, MC. Quantifying and mapping biodiversity and ecosystem services: Utility of a multi-season NDVI based Mahalanobis distance surrogate. **Remote Sensing of Environment**, p.857-867, 2009. DOI:10.1016/j.rse.2008.12.011.

LACERDA, W. A., Stability of natural slopes along the tropical coast of Brazil. In: **Mini-Curso sobre Caracterização Geotécnica de Movimento de Taludes no Contexto Brasileiro**, Rio de Janeiro: COPPE-UFRJ, 1998. p.3 - 26.

LATORRE, M.; CARVALHO JÚNIOR, O. A.; CARVALHO, A. P. F.; SHIMABUKURO, Y. E.. Correção atmosférica: conceitos e fundamentos. **Espaço & Geografia**, v.5, n.1, p.153-178, 2002.

LAW, K. H.; NICHOL, J. Topographic correction for differential illumination effects on IKONOS satellite imagery. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, Proceedings...**, v. 35, p. 641-646, 2004.

LEE, T. Y. L. T. Y.; KAUFMAN, Y. J. Non-Lambertian Effects on Remote Sensing

of Surface Reflectance and Vegetation Index. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 24, n. 5, p. 699–708, 1986.

LEITE, P.; KLEIN, R.M. Vegetação. In: **Geografia do Brasil: região Sul**. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística-IBGE, v.2, 1990, p.113-150.

LEROY, M.; ROUJEAN, J. L. Sun and view angle corrections on reflectances derived from NOAA/AVHRR data. **IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.** v.32, p.684-697, 1994.

LISTO, F. L. R.; VIEIRA, B. C. Mapping of risk and susceptibility of shallow-landslide in the city of São Paulo, Brazil. In: **Geomorphology** (Amsterdam), v. 169-170, p. 30-44, 2012. DOI:10.1016/j.geomorph.2012.01.010.

LIM, T. T. et al. Effect of rainfall on matric suctions in a residual soil slope. **Canadian Geotechnical Journal**, v. 33, n° 4, p. 618-628, 1996.

LINDENAU, J. D.; GUIMARÃES, L. S. P. Calculando o tamanho de efeito no SPSS. **Rev HCPA**, v.32 (3), 2012.

LIU, W. T. H. **Aplicações de sensoriamento remoto**. Campo Grande: Ed. UNIDERP. 908 p., 2006.

LONGHITANO, G. A.; AMARAL, C. H.; ALMEIDA, T. I. R. Detecção da biodiversidade de coberturas vegetais secundárias pela resposta espectral de pigmentos e água foliar em imagens do sensor hiperespectral CASI-1500. XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil. **Anais...** 25-30 abril 2009, INPE, p. 1135-1142.

LOPES, F. C. A.; SANTOS, I. Forma da vertente como condição de contorno na instabilidade de encosta. **Revista Brasileira de Geografia Física** v.14, nº03 p.1496-1512, 2021. DOI:10.26848/rbgf.v14.3.p1496-1512.

MAGAGI, R.D., KERR, Y.H. Estimating surface soil moisture and soil roughness over semiarid areas from the use of the copolarization ratio. **Remote Sensing of Environment**, v.75, p.432–445, 2001. DOI: 10.1016/S0034-4257(00)00185-1.

MANN, H. B.; WHITNEY, D. R. Testamos se uma das duas variáveis aleatórias é estocasticamente maior do que a outra. In: **Matemática**, v. 18, nº1, 1947, p. 50–60. DOI: 10.1214 / aoms / 1177730491.

MARCELLO, J.; EUGENIO, F.; PERDOMO, U.; MEDINA, A. Assessment of Atmospheric Algorithms to Retrieve Vegetation in Natural Protected Areas Using Multispectral High Resolution Imagery. **Sensors**, v.16(10), p.1624–, 2016. DOI:10.3390/s16101624.

MARION, F. A. **Análise de índices de vegetação para diferenciar a drenagem**

de primeira ordem perene da intermitente utilizando imagens do satélite RapidEye e índices de vegetação. 2021. 130p. Tese (Doutorado em Geografia), Universidade Federal do Paraná, Curitiba-PR, 2021.

MARTINS, T. D.; OKA-FIORI, C.; VIEIRA, B. C.; BATEIRA, C. V. M.; MONTGOMERY, D. R. Avaliação de MDT na Modelagem de Instabilidade de vertentes. **RA'E GA - O Espaço Geográfico em Análise**, v. 39, p. 43–56, 2017. DOI:10.5380/raega.v41i0.47607

MARTYNIAK, L., DABROWSKA-ZIELINSKA, K., SZYMCZYK, R., GRUSZCZYNSKA, M. Validation of satellite-derived soil-vegetation indices for prognosis of spring cereals yield reduction under drought conditions – case study from central-western Poland. **Advances in Space Research**, v. 39, p.67–72, 2007. DOI: 10.1016/j.asr.2006.02.040.

MASEK, J.G.; COLLATZ, G.J. Estimating forest carbon fluxes in a disturbed southeastern landscape: Integration of remote sensing, forest inventory, and biogeochemical modeling. **Journal of Geophysical Research-Biogeosciences**, p.111-, 2006. DOI: 10.1029/2005JG000062.

MCDONALD, E. R.; WU, X.; CACCETTA, P.; CAMPBELL, N. Illumination correction of Landsat TM data in South East NSW. 10th Australasian Remote Sensing Conference, **Proceedings...**, 2000, p.1–13.

MCKEAN, J.; BUECHEL, S.; GAYDOS, L. Remote Sensing and landslide hazard assessment. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, v.57, nº 9, p. 1185-1193, 1991.

MEYER, P.; ITTEN, K. I.; KELLENBERGER, T.; SANDMEIER, S.; SANDMEIER, R. Radiometric corrections of topographically induced effects on Landsat TM data in an alpine environment. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, Proceedings...** v. 48, n. 4, p. 17–28, 1993.

MICHEL, G.P.; KOBAYAMA, M.; GOERL, R.F. Avaliação do papel da vegetação na estabilidade de encostas através do modelo SHALSTAB modificado. In: IX Simpósio Nacional de Geomorfologia. **Anais...**, Rio de Janeiro: UFRJ, 2012. 4p.

MICHEL, G.P. **Modelagem de estabilidade de encostas com consideração do efeito da vegetação.** Florianópolis. 2013. 152p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental), Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis – SC, 2013.

MICKOVSKI, S.; HALLET, P.; BRANSBY, M.; DAVIS, M.; SONNENBERG, R.; BENGOUGH, A. Mechanical reinforcement of soil by willow roots: impacts of roots properties and root failure mechanisms. **Soil Sci. Soc. Am.** v. 73 (4), p.1276–1285, 2009. DOI: 10.2136/sssaj2008.0172.

MIINA, J.; PUKKALA, T. Application of ecological field theory in distance-dependent growth modeling. **Forest Ecology and Management**. v.161, p.101–107, 2002. DOI: 10.1016/S0378-1127(01)00489-3.

MINNAERT, M. The Reciprocity Principle in Lunar Photometry. **Astrophys Journal**. v.93, p.403-410, 1941.

MINEROPAR (MINERAIS DO PARANÁ S/A). **Mapeamento Geológico Geotécnico da Porção Leste da Serra do Mar do Estado do Paraná**. MINEROPAR (Minérios do Paraná S/A), 2011. 91p. Relatório Técnico.

MOLINARI, D. C. Hidrologia, Processos Erosivos e Movimentos de Massa. *In*: REBELLO, A. (Org.). **Contribuições Teórico-Metodológicas da Geografia Física**. Manaus: Editora da Universidade Federal do Amazonas, 2010.

MONTGOMERY, D. R.; WRIGHT, R. H.; BOOTH, T. Debris flow hazard mitigation for colluvium-filled swales, *Bull. Assoc. Eng. Geol.*, v.28, p.303-323, 1991.

MOREIRA, M. A.; ASSUNÇÃO, G. V. **Princípios básicos, metodologias e aplicações de sensoriamento remoto na agricultura**. São Jose dos Campos: INPE, 1984.

MOREIRA, M. A. **Fundamentos do Sensoriamento Remoto e Metodologias de Aplicação**. 4.a Ed. Atual. e ampl. Viçosa, MG: Ed. UFV, 2011.

MOREIRA, E. P.; VALERIANO, M. D. M.; RENNÓ, C. D.; FRANÇA, H. Efeito da topografia sobre a classificação do uso e baseada em objetos. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 68, p. 505–517, 2016.

MOREIRA, E. P. **Correção radiométrica do efeito de iluminação solar induzido pela topografia**. 2014. 112p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos-SP, 2014.

MOREIRA, E. P.; VALERIANO, M. M. Application and evaluation of topographic correction methods to improve land cover mapping using object-based classification. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 32, n. 1, p. 208–217, 2014. DOI: 10.1016/j.jag.2014.04.006.

MORTON, D. C.; COLLATZ, G. J.; WANG, D.; RANDERSON, J. T.; GIGLIO, L.; CHEN, Y. Satellite-based assessment of climate controls on US burned area, **Biogeosciences**, v. 10, n.º. 1, p. 247-260, 2013. DOI: 10.5194/bg-10-247-2013.

NETO, J. C. A. DA S. Avaliação da vulnerabilidade à perda de solos na bacia do rio Salobra, MS, com base nas formas do terreno. **Geografia**, v. 22, n.º 1, p. 5–25, 2013.

NERY, T. D. **Avaliação da suscetibilidade a escorregamentos translacionais rasos na bacia da ultrafértil, Serra do Mar (SP)**. 2011. 160p. Dissertação (Mestrado em Geografia Física) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011. DOI:10.11606/D.8.2011.tde-26082011-095230.

NICHOLSON, S. E.; LARE, A. R. A Climatonic Description of the Surface Energy Balance in the Central Sahel. Part II. The Evapoclimatology Submodel, **Journal of Applied Meteorology**. v. 29, p.138–146, 1990.

NICHOLSON, S. E., DAVENPORT, M. L., MALO, A. R. A comparison of the vegetation response to rainfall in the Sahel and east Africa. using Normalized Difference Vegetation Index from NOAA–AVHRR. **Climatic Change**. v. 17. pp. 209–241. 1990.

NICHOLSON, S. E.; FARRAR, T. J. The influence of soil type on the relationships between NDVI, rainfall and soil moisture in semiarid Botswana. I. NDVI response to rainfall. **Remote Sensing of Environment**, v.50, p.107-120, 1994.

NOBRE, C. A.; YOUNG, A. F.; SALDIVA, P.; MARENGO, J. A.; NOBRE, A. D.; ALVES JR., S.; SILVA, G. C. M. da; LOMBARDO, M. **Vulnerabilidades das Megacidades Brasileiras às Mudanças Climáticas: Região Metropolitana de São Paulo**. INPE; UNICAMP; USP; IPT; UNESP- Rio Claro, jun. 2010.

NORA, E. L.D.; MARTINI, D. Z. Análise da dinâmica sazonal de fitofisionomias do bioma Mata Atlântica com base em índices de vegetação do sensor MODIS/TERRA. **Journal Article**. v.6, p.383-408, 2012.

NUNES, M. T. O.; SOUSA, G. M.; TOMZHINSKI, G. W.; OLIVEIRA-JÚNIOR, J. F.; FERNANDES, M. C. **Variáveis Condicionantes na Susceptibilidade de Queimadas e Incêndios no Parque Nacional do Itatiaia**. Anuário do Instituto de Geociências (UFRJ. Impresso), Rio de Janeiro, v. 38, nº 1, p. 54-62, 2015.

OLIVEIRA, L. M. de; GALVÃO, L. S.; PONZONI, F. J. Topographic effects on the determination of hyperspectral vegetation indices: a case study in southeastern Brazil. **Geocarto International**, p.1-18, 2019. DOI: 10.1080/10106049.2019.1690055.

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

PAN, X.; GAO, Y; WANG, J. Response differences of MODIS-NDVI and MODIS-EVI to climate factors. **Journal of Resources and Ecology**, v. 9, nº 6, p. 673-680, 2018. DOI:10.5814/j.issn.1674-764x.2018.06.010.

PASSOS, E. **Classificação fitogeomorfológica de ecossistemas florestais numa porção do setor oriental do Estado do Paraná**. 2000. 244p.Tese

(Doutorado em Manejo Florestal) – Setor de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Paraná, Curitiba - PR, 2000.

PENTEADO M. M. **Fundamentos de Geomorfologia**. Rio de Janeiro: IBGE, 1974. 158p.

PINEDA, M. C.; MARTÍNEZ-CASASNOVAS, J. A.; VILORIA, J. Relación entre los cambios de cobertura vegetal y la ocurrencia de deslizamientos de tierra en la Serranía Del Interior, Venezuela. **Interciencia**, v. 41, n° 3, p. 190-197, 2016.

PINTO, R. C. **Identificação e mapeamento de áreas suscetíveis a movimentos de massa através de Avaliação Multicritério em Sistema de Informações Geográficas – Análise Conceitual e uma proposta**. 2015. 213p. Tese (Doutorado em Geografia). Universidade Federal do Paraná: Curitiba-PR, 2015.

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

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

POLIDORIO, A. M. Correção radiométrica de imagens multiespectrais CBERS e Landsat ETM usando atributos de reflectância e de cor. In: XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia, **Anais...** 2005, p.4241-4248.

PONZONI, F. J.; SHIMABUKURO, Y. E.; **Sensoriamento Remoto no Estudo da Vegetação**. São José dos Campos: Parêntese, p. 5-128, 2007.

PONZONI, F. J.; SHIMABUKURO, Y. E. **Sensoriamento Remoto no Estudo da vegetação**. São José dos Campos, SP: A. Silva Vieira Ed., 2010.

PONZONI, F. J. SHIMABUKURO, Y. E.; KUPLICH, T. M. **Sensoriamento remoto da vegetação**. São José dos Campos: Parêntese. 2ª edição. 2012.

PONZONI, F. J. Impact of topographic correction on soil and vegetation cover spectral characterization by Tm/Landsat 5 imagery. **Cerne**, v. 22, n° 3, p. 289–298, 2016. DOI:10.1590/01047760201622032121.

PONZONI, F. J.; SILVA, C. B.; SANTOS, S. B.; MONTANHER, O. C.; SANTOS, T. B. Local illumination influence on vegetation indices and plant área index (PAI) relationships. **Remote Sensing**, v. 6, n° 7, p. 6266–6282, 2014. DOI:10.3390/rs6076266.

PORTELA, V. **Avaliação da vegetação como indicadora de áreas suscetíveis a escorregamentos na Serra do Mar em Caraguatatuba (SP)**. 2014. 122p. Tese. (Doutorado em Geografia) Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências

Humanas da Universidade de São Paulo. São Paulo, 2014.

PRANDINI, F. L.; GUIDICINI, G.; BOTTURA, J.A.; PONÇANO, W. L.; SANTOS, A. R. **Atuação da cobertura vegetal na estabilidade de encostas: uma resenha crítica**. São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo -IPT, 38 p. 1976, (Relatório n. 1.074).

RAPIDEYE AG SATELLITE. **Imagery Product Specifications, Version 6.1**. Planet: 2016. Disponível em: <<https://www.planet.com/products/satellite-imagery/files/160625-RapidEye%20Image-ProductSpecifications.pdf>>. Acesso em: 20 set. 2019.

REESE, H.; OLSSON, H. C-correction of optical satellite data over alpine vegetation areas: a comparison of sampling strategies for determining the empirical c-parameter. **Remote Sensing of Environment**, v. 115, n° 6, p. 1387–1400, 2011. DOI:10.1016/j.rse.2011.01.019.

RIÑO, D.; CHUVIECO, E.; SALAS, J.; AGUADO, I. Assessment of different topographic corrections in Landsat -TM data for mapping vegetation types. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 41, n° 5, p. 1056–1061, 2003. DOI: 10.3233/978-1-58603-986-8-61.

RICHARDS, J. A.; JIA, X. **Remote sensing digital image analysis: an Introduction**. 3. ed. Australia: Springer, 1999. 363p.

RICHARD, Y.; POCCARD, I. A statistical study of NDVI sensitivity to seasonal and interannual rainfall variations in Southern Africa. **International Journal of Remote Sensing**, v.19, n°15, p.2907-2920, 1998.

RICHTER, R.; SCHLÄPFER, D. **Atmospheric/Topographic Correction for Satellite Imagery: ATCOR-2/3**. User Guide; DLR Report; ReSe Applications Schläpfer: Wil, Switzerland, 2015.

RIFFEL, E. S. **Metodologias para mapeamento de suscetibilidade a movimentos de massa**. 2017. 125p. Tese (Doutorado em Geografia), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre-RS, 2017.

RIZZI, R.; FONSECA, E. L. Análise da variação espacial e temporal do NDVI no Estado do Rio Grande do Sul através de imagens AVHRR. In: **SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO**, 10. (SBSR)., 2001, Foz do Iguaçu. Anais... São José dos Campos: INPE, 2001. p. 1735-1737. CD-ROM, On-line. ISBN 85-17-00016-1. (INPE-12661-PRE/7953). Disponível em: <ibi.dpi.inpe.br/lise/2001/09.24.10.32>.

RODERJAN, C. V.; GALVÃO, F.; KUNIYOSHI, Y. S.; HATSCHBACH, G. G. As Unidades Fitogeográficas do Estado do Paraná. **Ciência & Ambiente**, Santa Maria, n° 24, p. 75-92, 2002.

ROESSNER, S.; BEHLING, R.; SEGL, K.; GOLOVKO, D.; WETZEL, H.U.; KAUFMANN, H. Automated remote sensing based landslide detection for dynamic landslide inventories. *In*: Sassa, K.; Canuti, P.; Yin, Y. (Org.). **Landslide Science for Safer Geoenvironment**. Cap. III, p. 325-350. Springer International Publishing. 2015.

ROSA, P. A.; BREUNIG, F. M.; BALBINOT, R.; GALVÃO, L. S. Dinâmica da floresta do parque estadual do turvo com índices de vegetação. **Floresta e Ambiente**, v. 20, n° 4, p. 487- 499, 2013. DOI: 10.4322/loram.2013.034.

ROSENDO, J. S.; ROSA, R. A utilização de sensores com resolução moderada (MODIS) no estudo da vegetação na bacia do rio Araguari-MG. **Sociedade & Natureza**, v. 17, n° 33, p.91-104, 2005.

ROSENTHAL, J. A. Qualitative Descriptors of Strength of Association and Effect Size. **Journal of Social Service Research**, v. 21(4), p. 37–59, 1996. DOI:10.1300/j079v21n04_02.

ROUSE, J. W.; HAAS, R. H.; SCHELL J. A.; DEERING, D. W. Monitoring vegetation systems in the great plains with ERTS. *In*: EARTH RESOURCES TECHNOLOGY SATELLITE-1 SYMPOSIUM, 3., Washington, D.C., 1973. **Anais...** Washington, D.C.: NASA. Goddard Space Flight Center, 1973, v.1, p. 309-317.

SALLEH, M. R. M.; ISHAK, N. I.; RAZAK, K. A.; ABD RAHMAN, M. Z.; ASMADI, M. A.; ISMAIL, Z.; KHANAN, M. F. A. Geospatial Approach for Landslide Activity Assessment and Mapping Based on Vegetation Anomalies. **ISPRS, Proceedings...**, v.42, 2018.

SAMARAKOON, L.; OGAWA, S.; EBISU, N.; LAPITAN, R.; KOHKI, Z. Inference of landslide susceptible areas by Landsat Thematic Mapper data. Sediment problems: strategies for monitoring, prediction, and contro. *In*: International symposium held at Yokohama. IAHS Publication n° 217. **Proceedings...**, Japan, p.19-21, 1993.

SAMIZAVA, T. M. **SIG e sensoriamento remoto aplicado ao estudo dos processos de inundação e mapeamento da cobertura vegetal na planície fluvial do alto Rio Paraná**. 2009. 168p. Dissertação (Mestrado em Ciências Cartográficas), Universidade Estadual Paulista, Faculdade Ciências e Tecnologia, 2009.

SAMPAIO, T. V. M.; RODRIGUES, T. L.; SANTOS, D. R.; DELAZARI, L. S.; ERCOLIN FILHO, L.; LOPES, A. C. A.; GOLÇALVES, J. E. Acurácia vertical de modelos digitais de elevação produzidos com diferentes resoluções espaciais, áreas de abrangência e, processos de geração: caso de estudo para o estado do Paraná – BR. **RA'EGA**, Curitiba, PR, v.53, p.160-181, 03/2022. DOI: 10.5380/raega.v53i0.80054.

SANCHES, I. D'A. **Sensoriamento remoto para o levantamento espectro temporal e estimativa de área de culturas agrícolas**. 2004. 120p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – INPE, São José dos Campos, 2004.

SANTANA, M.F.; DELGADO, R. C.; OLIVEIRA-JÚNIOR, J. F.; GOIS, G.; TEODORO, P. E. Variabilidade da Mata Atlântica baseado no índice EVI e variáveis climáticas em Cunha-SP, Brasil. **Revista de Ciências Agroambientais**. v.14, n°1, p. 37-44, 2016. DOI: 10.5327/rcaa.v14i1.1264.

SECRETARIA DO MEIO AMBIENTE – SMA do Governo do Estado de SP -. **Instabilidade da Serra do Mar no Estado de São Paulo**. São Paulo: Conceitos básicos, v. 3, 1990.

SELBY, M. J. **Earth's changing surface**. Oxford: Clarendon Press, 1985.

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

SESTINI, M. F. **Variáveis geomorfológicas no estudo de deslizamentos em Caraguatatuba – SP utilizando imagens TM-Landsat e SIG**. 1999. 140 f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos-SP, 1999.

SESTINI, M. F.; FLORENZANO, T. G. Caracterização de Cicatrizes de Deslizamentos por Processamento de Dados TM Landsat em Caraguatatuba - SP. **Revista do Instituto de Geociências** - USP, v. 4, n° 2, p. 57–69, 2004. DOI:10.5327/S1519-874X2004000200005.

SHAPIRO, S. S.; WILK, M. B. An analysis of variance test for normality (complete samples). **Biometrika**, v. 52, p. 591–611, 1965.

SHEPHERD, J. D.; DYMOND, J. R. Correcting satellite imagery for the variance of reflectance and illumination with topography. **International Journal of Remote Sensing**, v. 24, n° 17, p. 3503-3514, 2003. DOI: 10.1080/01431160210154029.

SIDLE, R. C., PEARCE A. J. and O'LOUGHLIN C. L. Hillslope stability and land use. Washington, D. C.: **Water resources monograph series**, v.11, p. 140, 1985.

SILVA, A. M. A.; OLIVEIRA, A. G.; LOEZER, T. L.; SOUZA, R. M. Avaliação do comportamento da precipitação entre o Primeiro Planalto Paranaense e o Litoral do Paraná no ano hidrológico 2010/2011. **Revista Geonorte**, Edição Especial 2, v.2, n°5, p.967 – 974, 2012.

SILVEIRA, C. T.; FIORI, A. P.; FERREIRA, A. M.; GÓIS, J.R.; MIO, G.; SILVEIRA, R. M. P.; MASSULINI, N. E. B.; LEONARDI, T. M. H. Emprego de atributos topográficos no mapeamento da susceptibilidade a processos geoambientais na

bacia do rio Jacareí/Paraná. **Sociedade e Natureza**, v.24, p. 623-639, 2013. DOI: 10.1590/S1982-45132013000300014.

SILVEIRA, C.T.; FIORI, A.P.; FERREIRA, A.M.; FELIPE, R.S.; KEPEL FILHO, J.L.; FOLADOR, R.M.; COSTA, L.C. Análise do Fator de Segurança da estabilidade das vertentes na Bacia do Rio Jacareí, Serra do Mar paranaense. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.13, p.287-297, 2012. DOI: 10.20502/rbg.v13i3.224.

SIMON, A.; COLLISON, A. J. C. Quantifying the mechanical and hydrologic effects of riparian vegetation on streambank stability, **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 27(5), p. 527–546, 2002. DOI:10.1002/esp.325.

SIMS, D. A.; RAHMAN, A. F.; VERMOTE, E. F.; JIANG, Z. Seasonal and inter-annual variation in view angle effects on MODIS vegetation indices at three forest sites. **Remote Sensing of Environment**, v. 115, n° 12, p. 3112–3120, 2011. DOI: 10.1016/j.rse.2011.06.018.

SMITH, J.A., LIN, T.L., RANSON, K.J. The Lambertian assumption and Landsat data. **Photogramm. Eng. Remote Sens.** 46 (9), p. 1183–1189, 1980.

SONG, C.; WOODCOCK, C. E.; SETO, K. C.; LENNEY, M. P.; MACOMBER, S. A. Classification and Change Detection Using Landsat TM Data: When and How to Correct Atmospheric Effects?. **Remote Sensing of Environment**, v.75 (2), p. 230–244, 2001. DOI:10.1016/s0034-4257(00)00169-3.

STOKES, A., DOUGLAS, G., FOURCAUD, T., GIADROSSICH, F., GILLIES, C., HUBBLE, T. Ecological mitigation of hillslope instability: ten key issues facing researchers and practitioners. **Plant Soil**, 377, p.1–23, 2014. DOI: 10.1007/s11104-014-2044-6.

STUDENT. The probable error of a mean. **Biometrika**, p. 1-25, 1908.

TEILLET, P. M.; GUINDON, B.; GOODENOUGH, D. G. On the slope-aspect correction of multispectral scanner data. Canadian. **International Journal of Remote Sensing**, v. 8, n. 2, p. 84–106, 1982.

TEILLET, P. M.; STAENZ, K.; WILLIAM, D. J. Effects of spectral, spatial, and radiometric characteristics on remote sensing vegetation indices of forested regions. **Remote Sensing of Environment**, v. 61, p. 139–149, 1997. DOI: 10.1016/S0034-4257(96)00248-9.

TRENTIN, C. B. **Análise da resposta espectral da vegetação da Área de Proteção Ambiental (Apa) do Ibirapuitã em imagens do sensor Eos/Modis associadas ao solo e aos elementos do clima**. 2011. 71p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre-RS, 2011.

TOMINAGA, L.K. Escorregamentos. Cap. 2. *In*: TOMINAGA, L.K.; SANTORO, J. AMARAL, R. (Org.). **Desastres naturais: conhecer e prevenir**. Instituto Geológico, São Paulo, 2009. p. 27-38.

VALERIANO, M. M. TOPODATA: **Guia de utilização de dados geomorfométricos locais**. São José dos Campos: INPE, 2008. 44p.

VALERIANO, M. M. Cálculo do fator topográfico de iluminação solar para modelagem ecofisiológica a partir do processamento de Modelos Digitais de Elevação (MDE). *In*: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 15. (SBSR), 2011, Curitiba. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2011. p. 5933-5940.

VAN ASCH, T.W.J., BUMA, J., VAN BEEK, L.P.H. A view on some hydrological triggering systems in landslides. **Geomorphology**, v.30, p.25–32, 1999.

VAN BEEK, J., TITS, L., SOMERS, B., COPPIN, P. Stem water potential monitoring in pear orchards through WorldView-2 multispectral imagery. **Remote Sensing of Environment**. v.5 (12), p.6647–6666, 2013. DOI: 10.3390/rs5126647.

VAN WESTEN CJ, RENGERS N, SOETERS R. Use of geomorphological information in indirect landslide susceptibility assessment. **Nat Hazards**, v. 30(3), p.399– 419, 2003. DOI: 10.1023/B:NHAZ.0000007097.42735.9e.

VANHONI, F.; MENDONÇA, F. O Clima do litoral do Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 3 e 4, p.49 – 63, 2008.

VANONCKELEN, S.; LHERMITTE, S.; ROMPAEY, A. Van. The effect of atmospheric and topographic correction methods on land cover classification accuracy. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 24, p. 9–21, 2013. DOI: 10.1016/j.jag.2013.02.003.

VARNES, D. J. **Slope movements: types and processes – landslides analysis and control**. Washington: Nacional Academy of Sciences, 1978.

VARNES, D. J. **Landslide hazard zonation: a review of principles and practice**. Paris: UNESCO. 1984. 63 p.

VEBLEN, T. T.; ASHTON, D. H. Catastrophic influences on vegetation of the Valdivian Andes. Chile, **Plant Ecology**, v.36, p. 149-167, 1978.

VERMOTE, E.F.; EL SALEOUS, N.; JUSTICE, C.O.; KAUFMAN, Y.J.; PRIVETTE, J.L.; REMER, L.; ROGER, J.C.; TANRE, D. Atmospheric correction of visible to middle-infrared EOS-MODIS data over land surfaces: Background, operational algorithm and validation. **J. Geophys. Res. Atmos**, v.102, p.17131–17141, 1997.

VIEIRA, A. S. de A. **Avaliação a suscetibilidade de deslizamento de terra na bacia hidrográfica do Rio Trombetas via lógica fuzzy**. 2018. 93 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) Universidade Federal do Pará, Belém, 2018.

VOHORA, V. K.; DONOGHUE, S. L. Application of remote sensing data to landslide mapping in Hong Kong, In: ISPRS Congress, XXXV. **Proceedings...** ISPRS, Turquia, 2004.

WALKER, J., SHARPE, P.J.H., PENRIDGE, L.K., WU, H. Ecological field theory: the concept and field tests. **Vegetation**, v.83, p.81–95, 1989.

WANG, J.; RICH, P. M.; PRICE, K. P. Temporal responses of NDVI to precipitation and temperature in the central Great Plains, USA. **International Journal of Remote Sensing**, v. 24, n. 11, p.2345-2364, June 2003.

WANG, X.; XIE, H.; GUAN, H.; ZHOU, X. Different responses of MODIS-derived NDVI to root-zone soil moisture in semiarid and humid regions, **Journal of Hydrology**, v. 340 (1-2), p. 12– 24, 2007.

WANG, S. **The Quantitative research on dynamic changes between flood and vegetation in Tarim river valley**. Thesis (PhD). Beijing Normal University, 2007.

WANG, X.; NIU, R. Spatial forecast of landslides in three gorges based on spatial data mining. **Sensors**, v.9, p. 2035-2061, 2009. DOI: 10.3390/s90302035.

WEN, J., LIU, Q., LIU, Q., XIAO, Q., LI, X. Parametrized BRDF for atmospheric and topographic correction and albedo estimation in Jiangxi rugged terrain, China. **International Journal of Remote Sensing**. v.30, n.11, p. 2875–2896, 2009. DOI: 10.1080/01431160802558618.

WETTSTEIN, R.R.V. **Aspectos da vegetação do Sul do Brasil**. São Paulo: Edgard Blücher, 1970.

WIECZOREK, G.F. Effect of rainfall intensity and duration on debris flows in central Santa Cruz Mountains, California. In: Costa, J.E., Wieczorek, G.F. (Eds.), **Debris Flows/Avalanches: Process, Recognition, and Mitigation**, Reviews in Engineering Geology Geological Society of America, Boulder, pp. 63– 79, 1987.

WILCOXON, F. Comparações individuais por métodos de classificação, **Biometrics Bulletin**, v. 1, nº 6, p. 80–83, 1945. DOI 10.2307 / 3001968 , JSTOR 3001968).

WILSON, R. C; WIECZOREK, G. F. Rainfall threshold for the initiation of debris flows at La Honda, California. **Environmental and Engineering Geoscience**, v.1, p.11-27, 1995.

WOOD, J. **The geomorphological characterisation of digital elevation models**.

Leicester, UK, 1996. 185p. PhD Thesis - University of Leicester, 1996.

WOLLE, C. M. **Análise de escorregamentos translacionais numa região da Serra do Mar no contexto de uma classificação de mecanismos de instabilização de encostas**. 1988. 800 p. Tese (Doutorado em Engenharia) - Universidade de São Paulo, Escola Politécnica, São Paulo, 1988.

WOLLE, C. M.; CARVALHO, C. S. Escorregamentos em encostas na Serra do Mar – Brasil. **Solos e Rochas**, v. 12, n° único, p. 27-36, 1989.

WU, H.I.; SHARPE, P.J.H.; WALKER, J.; PENRIDGE, L.K. Ecological field theory: a spatial analysis of resource interference among plants. **Ecological Modelling**, v. 29, p. 215–243, 1985.

XIAO, X.; ZHANG, Q.; BRASWELL, B.; URBANSKI, S.; BOLES, S.; WOFSY, S.; MOORE, B.; OJIMA, D. Modeling gross primary production of temperate deciduous broadleaf forest using satellite images and climate data, **Remote Sensing of Environment**, v.91(2), p.256–270, 2004. DOI:10.1016/j.rse.2004.03.010.

XIAO, X., HOLLINGER, D., ABER, J., GOLTZ, M., DAVIDSON, E. A., ZHANG, Q., Satellite based modeling of gross primary production in an evergreen needleleaf forest. **Remote Sensing of Environment**, v.89, p.519–534, 2004. DOI:10.1016/j.rse.2003.11.008.

ZAI, C.; GRASSO, L.; SILVEIRA, C. T.; GUARNIERI, D. P. Impactos Socioambientais por Movimentos de Massa na Comunidade de Floresta, Região da Serra Do Mar Paranaense. **Caminhos de Geografia Uberlândia**, v. 18, n° 61, p. 19–32, Março/2017. DOI: 10.14393/RCG186102.

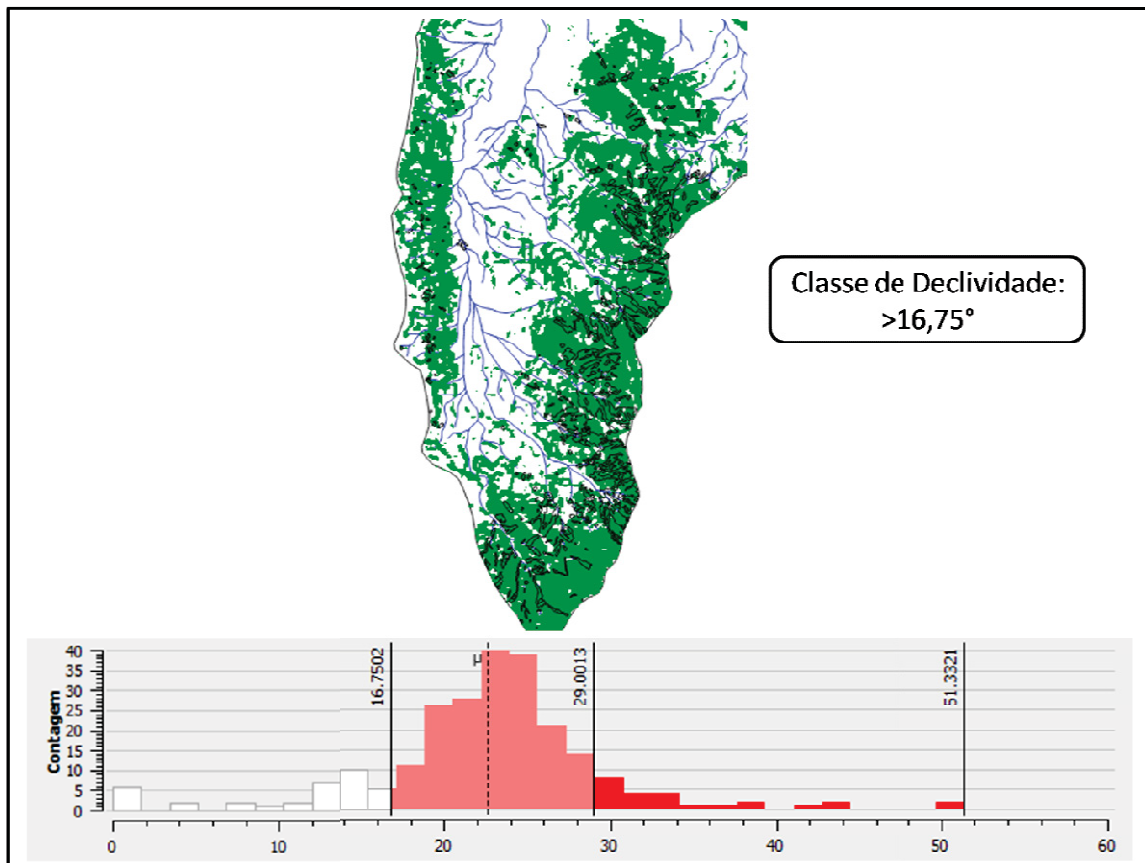
ZHANG, W.; GAO, Y. Topographic correction algorithm for remotely sensed data accounting for indirect irradiance. **International Journal of Remote Sensing**, v. 32, p. 1807–1824, 2011. DOI:10.1080/01431161003623441.

ZHANG, C.; FILELLA, I.; LIU, D.; OGAYA, R.; LLUSIÀ, J.; ASENSIO, D.; PEÑUELAS, J. Photochemical Reflectance Index (PRI) for Detecting Responses of Diurnal and Seasonal Photosynthetic Activity to Experimental Drought and Warming in a Mediterranean Shrubland. **Remote Sensing**, v.9(11), 1189-, 2017. DOI:10.3390/rs9111189.4.

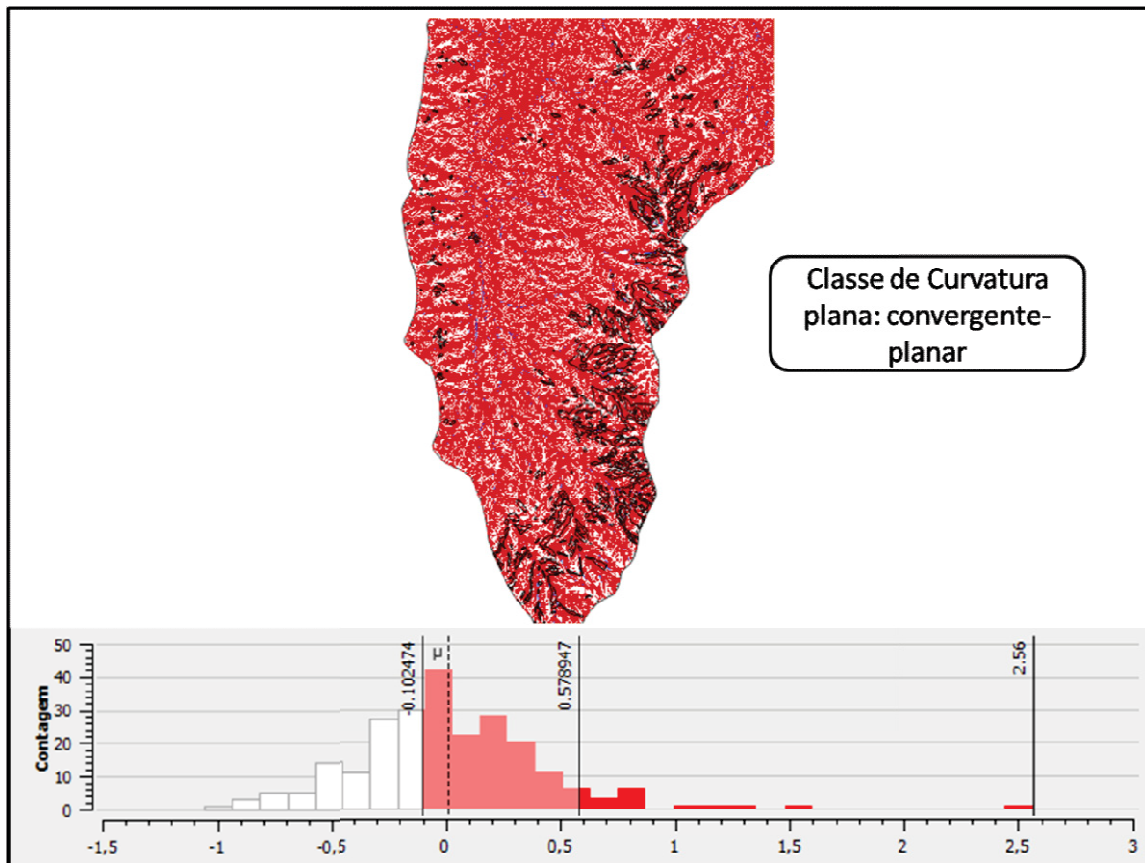
ZUQUETTE, L. V. **Importância do mapeamento geotécnico no uso e ocupação do meio físico: fundamentos e guia para elaboração**. USP – São Carlos, 2 vol., 368p. (Tese de livre-docência), 1987.

ZWIGGELAAR, R. A review of spectral properties of plants and their potential use for crop/weed discrimination in row-crops. **Crop Protection**, v. 17, n° 3, p. 189-206, 1998.

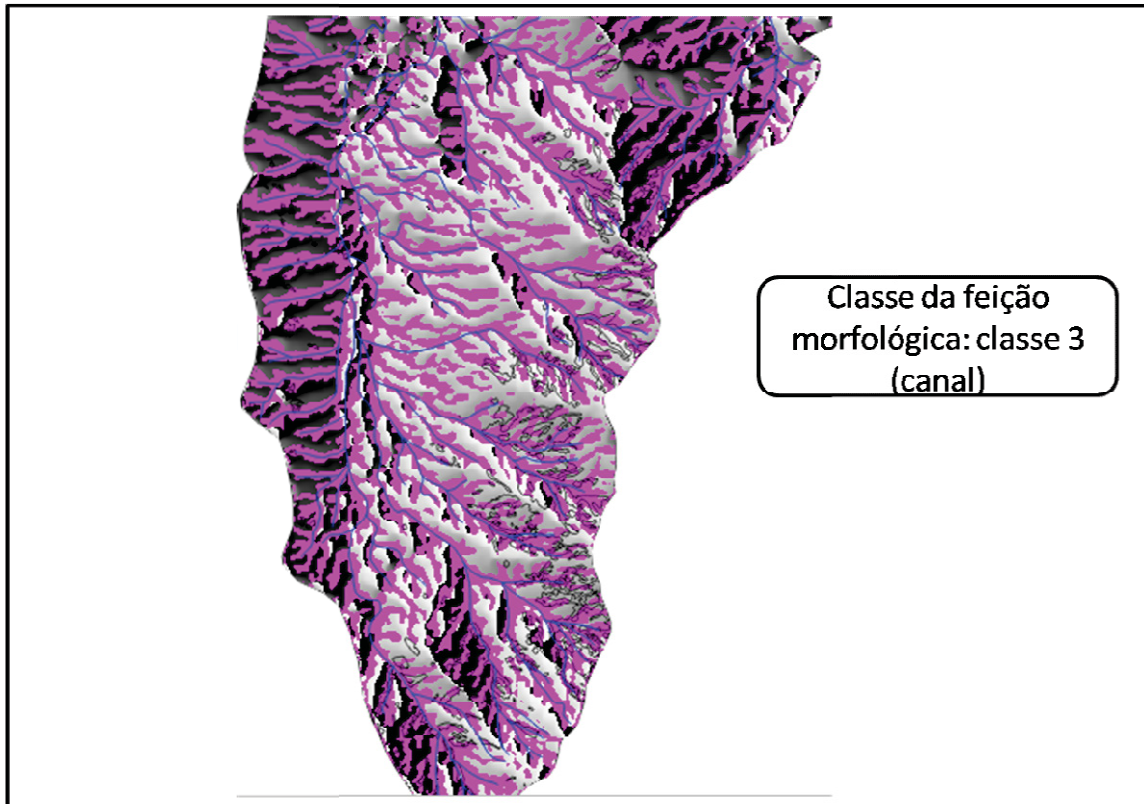
APÊNDICE 1- DISTRIBUIÇÃO DOS ESCORREGAMENTOS ENTRE AS CLASSES DE DECLIVIDADE



APÊNDICE 2- DISTRIBUIÇÃO DOS ESCORREGAMENTOS ENTRE AS CLASSES DE CURVATURA PLANA



**APÊNDICE 3- DISTRIBUIÇÃO DOS ESCORREGAMENTOS ENTRE AS
CLASSES DE FEIÇÕES MORFOLÓGICAS**



APÊNDICE 4 – VALORES IVS DOS DADOS RAPIDEYE

SR_SC	SR_MINNA	SR_C	NDVI_SC	NDVI_MINNA	NDVI_C	EVI_SC	EVI_MINNA	EVI_C	RENDVI_SC	RENDVI_MINNA	RENDVI_C
15,473	15,265	15,183	0,878	0,876	0,875	0,702	0,649	0,655	0,565	0,564	0,549
14,575	14,336	14,243	0,870	0,868	0,867	0,692	0,629	0,635	0,567	0,567	0,548
15,850	16,207	16,350	0,878	0,881	0,882	0,591	0,677	0,659	0,571	0,572	0,595
15,187	15,318	15,371	0,874	0,875	0,876	0,576	0,607	0,602	0,569	0,569	0,579
15,836	15,680	15,619	0,880	0,879	0,878	0,750	0,709	0,715	0,576	0,575	0,564
15,101	15,261	15,326	0,873	0,874	0,874	0,571	0,610	0,603	0,561	0,562	0,573
13,852	13,698	13,638	0,863	0,862	0,861	0,626	0,585	0,589	0,536	0,535	0,522
14,262	14,042	13,956	0,865	0,863	0,863	0,653	0,595	0,601	0,558	0,557	0,539
14,292	13,802	15,118	0,865	0,860	0,872	0,666	0,585	0,648	0,547	0,543	0,547
17,920	17,611	18,411	0,891	0,890	0,894	0,710	0,666	0,700	0,565	0,563	0,565
16,548	16,801	16,903	0,881	0,883	0,884	0,530	0,584	0,574	0,572	0,573	0,589
15,309	14,874	16,029	0,876	0,873	0,881	0,653	0,585	0,638	0,551	0,547	0,551
15,687	15,781	15,819	0,877	0,877	0,877	0,585	0,607	0,604	0,555	0,555	0,562
14,922	14,391	15,821	0,873	0,869	0,880	0,647	0,564	0,630	0,528	0,523	0,528
15,197	14,754	15,931	0,874	0,870	0,879	0,631	0,563	0,615	0,553	0,549	0,553
17,404	16,775	18,470	0,889	0,885	0,895	0,709	0,619	0,688	0,569	0,564	0,569
14,123	13,759	14,720	0,865	0,862	0,870	0,608	0,549	0,595	0,558	0,554	0,558
16,140	15,822	16,652	0,881	0,879	0,884	0,674	0,626	0,664	0,554	0,551	0,554
16,421	15,872	17,344	0,883	0,879	0,889	0,674	0,593	0,656	0,563	0,559	0,563
15,562	15,436	15,385	0,877	0,876	0,876	0,767	0,733	0,738	0,541	0,540	0,531
14,135	14,002	13,949	0,865	0,864	0,864	0,709	0,671	0,676	0,554	0,553	0,542
11,687	11,720	11,734	0,840	0,840	0,840	0,631	0,642	0,639	0,544	0,544	0,548
13,161	13,543	13,694	0,855	0,859	0,860	0,545	0,648	0,624	0,546	0,547	0,577
14,558	15,310	13,641	0,864	0,871	0,856	0,433	0,535	0,452	0,553	0,559	0,553
13,960	14,215	14,317	0,863	0,866	0,867	0,522	0,585	0,573	0,533	0,534	0,555

11,712	11,769	11,792	0,841	0,841	0,842	0,622	0,639	0,635	0,511	0,516
15,716	15,511	16,042	0,879	0,877	0,881	0,690	0,658	0,683	0,556	0,556
14,411	14,354	14,502	0,868	0,868	0,869	0,660	0,651	0,659	0,538	0,538
17,329	17,105	17,684	0,889	0,887	0,891	0,716	0,683	0,708	0,566	0,566
12,957	13,665	12,069	0,852	0,860	0,842	0,412	0,516	0,429	0,539	0,539
12,525	14,301	10,810	0,847	0,864	0,825	0,391	0,665	0,423	0,529	0,529
13,717	15,088	12,220	0,860	0,871	0,844	0,413	0,608	0,440	0,537	0,537
13,800	14,302	14,496	0,858	0,863	0,865	0,438	0,552	0,525	0,554	0,591
12,321	12,879	11,605	0,848	0,854	0,839	0,503	0,597	0,517	0,508	0,502
14,919	14,784	15,133	0,872	0,871	0,874	0,623	0,601	0,619	0,542	0,543
15,554	17,090	13,873	0,874	0,885	0,860	0,458	0,668	0,489	0,567	0,555
13,684	14,124	14,296	0,860	0,864	0,866	0,581	0,703	0,673	0,550	0,585
13,992	14,570	14,790	0,862	0,867	0,869	0,530	0,678	0,639	0,556	0,599
13,088	13,774	14,019	0,855	0,862	0,864	0,465	0,640	0,588	0,538	0,591
17,704	18,277	18,501	0,873	0,877	0,878	0,539	0,647	0,622	0,559	0,592
13,633	13,561	13,533	0,862	0,862	0,861	0,612	0,593	0,595	0,551	0,545
14,575	14,336	14,243	0,870	0,868	0,867	0,692	0,629	0,635	0,567	0,548
12,438	12,353	12,319	0,849	0,848	0,848	0,681	0,655	0,659	0,513	0,504
13,805	13,735	13,707	0,863	0,863	0,862	0,677	0,657	0,660	0,550	0,544
15,836	15,680	15,619	0,880	0,879	0,878	0,750	0,709	0,715	0,576	0,564
14,800	14,813	14,818	0,870	0,870	0,870	0,667	0,670	0,669	0,543	0,544
13,852	13,698	13,638	0,863	0,862	0,861	0,626	0,585	0,589	0,536	0,522
12,303	12,906	13,124	0,846	0,853	0,855	0,447	0,604	0,561	0,524	0,575
13,709	14,500	12,733	0,859	0,866	0,849	0,473	0,593	0,492	0,548	0,548
12,756	12,942	12,492	0,853	0,854	0,850	0,607	0,640	0,613	0,505	0,505
15,796	15,559	15,466	0,878	0,877	0,876	0,689	0,630	0,636	0,557	0,539
15,309	14,874	16,029	0,876	0,873	0,881	0,653	0,585	0,638	0,551	0,551
13,625	13,834	13,919	0,861	0,863	0,864	0,559	0,614	0,604	0,543	0,560

13,455	13,308	13,684	0,860	0,858	0,862	0,637	0,613	0,633	0,513	0,511	0,513
13,336	13,085	13,736	0,859	0,856	0,863	0,601	0,559	0,593	0,533	0,530	0,533
17,404	16,775	18,470	0,889	0,885	0,895	0,709	0,619	0,688	0,569	0,564	0,569
14,123	13,759	14,720	0,865	0,862	0,870	0,608	0,549	0,595	0,558	0,554	0,558
16,140	15,822	16,652	0,881	0,879	0,884	0,674	0,626	0,664	0,554	0,551	0,554
15,363	15,620	15,005	0,872	0,874	0,869	0,479	0,515	0,485	0,549	0,551	0,549
15,562	15,436	15,385	0,877	0,876	0,876	0,767	0,733	0,738	0,541	0,540	0,531
16,511	16,749	16,845	0,882	0,884	0,884	0,584	0,638	0,628	0,582	0,582	0,597
15,258	15,369	15,414	0,873	0,874	0,874	0,608	0,636	0,631	0,576	0,576	0,584
13,161	13,543	13,694	0,855	0,859	0,860	0,545	0,648	0,624	0,546	0,547	0,577
14,558	15,310	13,641	0,864	0,871	0,856	0,433	0,535	0,452	0,553	0,559	0,553
15,664	15,735	15,764	0,875	0,876	0,876	0,575	0,592	0,589	0,567	0,568	0,573
19,502	19,665	19,731	0,900	0,900	0,901	0,641	0,675	0,669	0,577	0,577	0,586
15,930	16,168	16,264	0,876	0,878	0,879	0,523	0,575	0,565	0,562	0,563	0,578
14,558	15,396	13,518	0,865	0,872	0,856	0,463	0,581	0,483	0,545	0,552	0,545
18,643	18,820	18,892	0,894	0,895	0,895	0,600	0,637	0,631	0,572	0,572	0,583
14,979	15,806	13,944	0,871	0,878	0,862	0,516	0,638	0,537	0,551	0,558	0,551
12,525	14,301	10,810	0,847	0,864	0,825	0,391	0,665	0,423	0,529	0,546	0,529
13,717	15,088	12,220	0,860	0,871	0,844	0,413	0,608	0,440	0,537	0,549	0,537
13,800	14,302	14,496	0,858	0,863	0,865	0,438	0,552	0,525	0,553	0,554	0,591
13,809	15,454	12,110	0,861	0,875	0,843	0,430	0,674	0,462	0,540	0,554	0,539
0,000	0,000	0,000	0,883	0,892	0,868	0,227	0,376	0,244	0,509	0,523	0,508
13,722	15,221	12,136	0,862	0,875	0,845	0,455	0,681	0,485	0,543	0,556	0,543
14,273	14,754	14,943	0,866	0,870	0,872	0,515	0,634	0,605	0,557	0,558	0,593
13,282	13,935	14,175	0,855	0,862	0,864	0,504	0,679	0,627	0,548	0,550	0,599
13,088	13,774	14,019	0,855	0,862	0,864	0,465	0,640	0,588	0,538	0,541	0,591
17,704	18,277	18,501	0,873	0,877	0,878	0,539	0,647	0,622	0,559	0,561	0,592
14,313	14,768	14,946	0,866	0,870	0,871	0,483	0,590	0,566	0,547	0,548	0,581

	15,791	15,869	15,900	0,879	0,879	0,880	0,613	0,631	0,628	0,559	0,560	0,565
	17,345	17,502	17,134	0,888	0,889	0,887	0,710	0,734	0,715	0,571	0,573	0,571
	16,387	16,322	16,486	0,882	0,882	0,883	0,627	0,618	0,625	0,559	0,558	0,559
	15,867	15,333	16,765	0,879	0,875	0,885	0,687	0,605	0,668	0,560	0,556	0,560
	14,234	13,941	14,708	0,866	0,863	0,870	0,672	0,623	0,661	0,545	0,542	0,545
	14,601	14,493	14,773	0,870	0,869	0,872	0,645	0,627	0,641	0,554	0,553	0,554
	15,728	15,904	15,475	0,875	0,876	0,873	0,583	0,608	0,588	0,545	0,546	0,545
	14,907	14,927	14,935	0,873	0,873	0,873	0,681	0,687	0,686	0,566	0,566	0,567
	14,328	14,229	14,189	0,866	0,865	0,864	0,637	0,611	0,614	0,558	0,558	0,550
	13,702	13,676	13,666	0,862	0,862	0,862	0,616	0,609	0,610	0,549	0,548	0,546
	14,769	14,502	14,398	0,872	0,870	0,869	0,733	0,659	0,668	0,567	0,566	0,545
MÉDIA	14,620	14,800	14,666	0,869	0,871	0,868	0,588	0,622	0,602	0,550	0,552	0,556

APÉNDICE 5 – VALORES IVS DOS DADOS LANDSAT NOV/2010

SR_SC	SR_Minna	SR_C	NDVI_SC	NDVI_Minna	NDVI_C	NDWI5_SC	NDWI5_Minna	NDWI5_C	NDWI7_SC	NDWI7_Minna	NDWI7_C	EVI_SC	EVI_Minna	EVI_C
9,805	9,708	9,704	0,813	0,812	0,812	0,365	0,365	0,365	0,676	0,674	0,674	0,663	0,662	0,661
9,553	9,724	9,589	0,809	0,813	0,811	0,365	0,367	0,369	0,667	0,671	0,669	0,618	0,656	0,641
10,546	10,395	10,472	0,825	0,824	0,825	0,380	0,379	0,378	0,681	0,679	0,680	0,713	0,692	0,700
10,447	10,293	10,383	0,824	0,822	0,824	0,390	0,389	0,388	0,683	0,681	0,682	0,692	0,668	0,677
11,278	11,239	11,243	0,835	0,835	0,836	0,396	0,396	0,395	0,692	0,692	0,692	0,725	0,725	0,725
11,283	11,559	11,307	0,835	0,839	0,836	0,385	0,388	0,391	0,682	0,687	0,684	0,647	0,706	0,681
10,340	10,292	10,289	0,823	0,822	0,822	0,382	0,383	0,383	0,687	0,687	0,687	0,701	0,700	0,700
9,802	10,070	9,870	0,813	0,819	0,816	0,401	0,404	0,406	0,694	0,698	0,696	0,653	0,708	0,685
10,935	10,631	10,786	0,832	0,828	0,830	0,398	0,396	0,394	0,695	0,691	0,693	0,724	0,683	0,698
10,666	10,924	10,699	0,827	0,832	0,828	0,391	0,393	0,396	0,688	0,692	0,690	0,644	0,701	0,677
11,422	11,933	11,527	0,834	0,843	0,838	0,387	0,393	0,397	0,681	0,689	0,685	0,623	0,720	0,679
12,899	13,804	13,121	0,853	0,864	0,857	0,424	0,431	0,437	0,724	0,733	0,728	0,647	0,785	0,723
11,369	11,357	11,322	0,835	0,836	0,836	0,397	0,398	0,398	0,689	0,691	0,690	0,676	0,684	0,681
15,304	15,517	15,279	0,875	0,878	0,876	0,455	0,458	0,460	0,744	0,748	0,746	0,778	0,824	0,806
10,263	10,330	10,262	0,821	0,823	0,822	0,381	0,383	0,384	0,680	0,681	0,680	0,634	0,653	0,646
12,244	12,724	12,337	0,847	0,854	0,850	0,423	0,427	0,430	0,719	0,724	0,721	0,665	0,748	0,712
10,050	10,805	10,326	0,817	0,830	0,823	0,360	0,369	0,374	0,661	0,673	0,668	0,545	0,658	0,608
11,883	12,199	11,927	0,841	0,846	0,843	0,398	0,401	0,404	0,692	0,698	0,696	0,658	0,714	0,690
11,737	11,501	11,551	0,840	0,839	0,839	0,404	0,403	0,403	0,690	0,690	0,691	0,674	0,664	0,669
11,801	12,181	11,900	0,841	0,847	0,843	0,378	0,383	0,386	0,674	0,680	0,678	0,596	0,657	0,632
13,553	13,670	13,507	0,861	0,863	0,862	0,400	0,403	0,404	0,690	0,694	0,692	0,658	0,689	0,677
12,759	13,089	12,816	0,852	0,856	0,854	0,387	0,391	0,393	0,680	0,686	0,684	0,647	0,700	0,678
11,447	11,488	11,399	0,838	0,840	0,838	0,385	0,386	0,387	0,683	0,685	0,684	0,620	0,638	0,631
11,440	11,860	11,519	0,837	0,844	0,839	0,365	0,370	0,374	0,662	0,669	0,666	0,564	0,633	0,604
11,858	12,050	11,866	0,843	0,846	0,844	0,383	0,386	0,387	0,678	0,681	0,679	0,608	0,645	0,629
10,979	11,071	10,986	0,831	0,833	0,832	0,364	0,366	0,367	0,660	0,663	0,662	0,612	0,632	0,624
11,209	11,290	11,184	0,834	0,836	0,835	0,383	0,385	0,386	0,686	0,688	0,687	0,655	0,679	0,669
11,158	11,967	11,313	0,832	0,844	0,836	0,347	0,355	0,361	0,645	0,659	0,652	0,491	0,619	0,560
11,229	11,761	11,330	0,834	0,843	0,837	0,370	0,377	0,381	0,665	0,674	0,670	0,550	0,641	0,602
10,584	10,357	10,472	0,826	0,823	0,825	0,373	0,373	0,371	0,674	0,672	0,674	0,688	0,659	0,670

11,797	11,402	11,563	0,842	0,838	0,840	0,391	0,389	0,388	0,699	0,695	0,696	0,721	0,681	0,695
11,018	10,731	10,879	0,832	0,829	0,831	0,386	0,385	0,383	0,694	0,692	0,693	0,754	0,714	0,729
10,908	10,632	10,774	0,831	0,828	0,830	0,388	0,386	0,384	0,688	0,685	0,686	0,732	0,693	0,706
10,452	10,254	10,359	0,824	0,822	0,823	0,386	0,385	0,384	0,685	0,683	0,684	0,696	0,669	0,679
10,644	10,356	10,460	0,827	0,824	0,825	0,391	0,389	0,388	0,696	0,693	0,694	0,703	0,673	0,683
8,767	8,736	8,747	0,794	0,794	0,795	0,344	0,344	0,344	0,648	0,647	0,648	0,619	0,616	0,617
11,149	10,775	10,782	0,828	0,825	0,825	0,414	0,410	0,410	0,696	0,692	0,692	0,731	0,723	0,724
10,173	10,201	10,197	0,820	0,821	0,821	0,389	0,390	0,390	0,690	0,691	0,691	0,657	0,660	0,659
10,819	11,640	11,041	0,829	0,841	0,834	0,403	0,411	0,417	0,695	0,706	0,701	0,589	0,730	0,666
13,371	14,030	13,541	0,858	0,866	0,861	0,380	0,386	0,389	0,669	0,678	0,674	0,602	0,687	0,650
MÉDIA	11,224	11,364	11,216	0,833	0,836	0,834	0,387	0,389	0,391	0,685	0,687	0,654	0,685	0,671

APÊNDICE 6 – VALORES DE IVS DAS ÁREAS AMOSTRAIS – DADOS RAPIDEYE

ANE_EVI	AE_EVI	ANE_NDVI	AE_NDVI	ANE_RENDVI	AE_RENDVI	ANE_SR	AE_SR
0,543	0,479	0,870	0,841	0,549	0,518	14,996	12,379
0,520	0,674	0,855	0,875	0,533	0,556	13,444	15,940
0,766	0,640	0,824	0,871	0,492	0,549	10,760	14,808
0,866	0,588	0,885	0,854	0,570	0,527	16,868	12,795
0,624	0,587	0,864	0,861	0,563	0,539	14,188	13,793
0,647	0,616	0,882	0,881	0,575	0,576	16,249	16,306
0,604	0,584	0,879	0,872	0,554	0,555	15,974	15,097
0,599	0,387	0,852	0,901	0,533	0,601	13,057	0,000
0,620	0,602	0,869	0,842	0,566	0,540	14,610	12,687
0,657	0,441	0,858	0,881	0,514	0,569	16,870	16,510
0,648	0,630	0,855	0,877	0,549	0,563	12,908	15,430
0,738	0,559	0,874	0,862	0,555	0,539	15,607	13,841
0,627	0,717	0,821	0,866	0,477	0,549	10,346	14,275
0,603	0,664	0,870	0,858	0,548	0,506	14,607	13,204
0,679	0,630	0,871	0,873	0,511	0,544	14,665	14,926
0,628	0,619	0,866	0,862	0,519	0,530	14,063	13,768
0,618	0,681	0,868	0,865	0,541	0,535	14,602	13,883
0,659	0,527	0,843	0,847	0,501	0,532	11,897	13,015
0,622	0,620	0,860	0,867	0,545	0,545	13,786	14,312
0,631	0,605	0,878	0,870	0,580	0,580	15,564	14,571
0,689	0,617	0,859	0,868	0,510	0,552	13,221	14,333
0,651	0,630	0,876	0,868	0,536	0,554	15,391	14,575
0,495	0,581	0,866	0,877	0,547	0,557	14,471	15,884
0,564	0,628	0,858	0,871	0,517	0,557	13,218	14,669
0,567	0,556	0,868	0,883	0,532	0,561	15,265	16,928
0,589	0,597	0,880	0,869	0,574	0,533	17,092	14,635
0,680	0,617	0,867	0,862	0,552	0,545	14,559	13,710
0,613	0,670	0,883	0,869	0,564	0,557	16,203	14,683
0,651	0,543	0,870	0,850	0,566	0,521	14,657	12,696
0,632	0,648	0,861	0,871	0,545	0,549	14,129	14,701

APÊNDICE 7 – VALORES DE IVS DAS ÁREAS AMOSTRAIS – DADOS LANDSAT NOV/2010

ANE_EVI	AE_EVI	ANE_NDVI	AE_NDVI	ANE_NDWI7	AE_NDWI7	ANE_NDWI5	ANE_NDWI5	ANE_SR	AE_SR
0,729	0,695	0,851	0,852	0,678	0,698	0,393	0,401	12,502	12,591
0,669	0,666	0,832	0,862	0,662	0,688	0,360	0,383	10,996	13,494
0,757	0,690	0,865	0,848	0,714	0,677	0,419	0,379	13,833	12,269
0,751	0,599	0,849	0,841	0,703	0,648	0,411	0,338	12,269	11,635
0,666	0,595	0,830	0,839	0,682	0,656	0,393	0,346	10,802	11,501
0,703	0,637	0,829	0,847	0,685	0,683	0,397	0,395	10,714	12,084
0,659	0,660	0,825	0,850	0,694	0,685	0,395	0,360	10,439	12,403
0,661	0,637	0,781	0,843	0,610	0,696	0,326	0,393	8,261	11,786
0,676	0,643	0,822	0,851	0,691	0,683	0,385	0,381	10,266	12,429
0,719	0,647	0,834	0,844	0,686	0,672	0,390	0,381	11,045	11,873
0,693	0,623	0,823	0,845	0,680	0,669	0,388	0,359	10,294	12,014
0,643	0,630	0,829	0,833	0,681	0,671	0,378	0,365	10,725	10,985
0,680	0,655	0,843	0,840	0,681	0,663	0,403	0,353	11,766	11,555
0,745	0,674	0,851	0,846	0,697	0,661	0,415	0,346	12,527	12,043
0,678	0,591	0,864	0,825	0,697	0,660	0,390	0,349	13,776	10,471
0,675	0,582	0,846	0,850	0,669	0,684	0,379	0,374	11,998	12,465
0,655	0,650	0,823	0,844	0,681	0,692	0,384	0,388	10,294	11,844
0,706	0,672	0,840	0,859	0,692	0,690	0,398	0,396	11,527	13,233
0,685	0,596	0,846	0,842	0,696	0,660	0,407	0,358	12,032	11,681
0,738	0,622	0,863	0,813	0,707	0,674	0,408	0,372	13,655	9,704
0,568	0,616	0,834	0,843	0,639	0,663	0,333	0,367	11,104	11,750
0,712	0,636	0,831	0,852	0,700	0,679	0,412	0,383	10,839	12,605
0,762	0,647	0,858	0,861	0,731	0,663	0,436	0,379	13,075	13,450
0,671	0,629	0,834	0,845	0,686	0,680	0,394	0,378	11,070	11,904
0,759	0,684	0,852	0,854	0,722	0,676	0,427	0,380	12,595	12,708
0,689	0,668	0,834	0,859	0,679	0,679	0,383	0,390	11,046	13,169
0,780	0,632	0,844	0,834	0,728	0,670	0,429	0,374	11,847	11,107

0,679	0,701	0,817	0,871	0,687	0,695	0,389	0,391	9,955	14,640
0,690	0,669	0,853	0,836	0,684	0,684	0,372	0,392	12,641	11,259
0,685	0,695	0,843	0,831	0,673	0,673	0,364	0,382	11,771	10,865

APÊNDICE 8 – VALORES DE IVS DAS ÁREAS AMOSTRAIS – DADOS LANDSAT JAN/2011

ANE_EVI	AE_EVI	ANE_NDVI	AE_NDVI	ANE_NDWI7	AE_NDWI7	ANE_NDWI5	AE_NDWI5	ANE_SR	AE_SR
0,656	0,685	0,873	0,875	0,772	0,734	0,328	0,259	14,878	15,030
0,481	0,627	0,880	0,828	0,755	0,689	0,287	0,244	16,000	11,023
0,681	0,474	0,883	0,862	0,780	0,739	0,322	0,277	16,655	13,570
0,706	0,442	0,885	0,840	0,747	0,665	0,293	0,210	16,515	11,614
0,622	0,506	0,886	0,902	0,772	0,726	0,316	0,274	16,757	20,542
0,525	0,625	0,879	0,873	0,738	0,732	0,304	0,294	16,006	15,033
0,462	0,477	0,888	0,872	0,752	0,738	0,323	0,282	18,002	14,863
0,656	0,565	0,818	0,867	0,669	0,743	0,214	0,244	9,974	14,335
0,688	0,627	0,877	0,801	0,743	0,709	0,279	0,251	15,313	9,103
0,466	0,525	0,913	0,833	0,819	0,705	0,366	0,241	23,554	10,946
0,630	0,534	0,877	0,843	0,738	0,726	0,306	0,257	15,433	11,954
0,490	0,527	0,834	0,846	0,712	0,707	0,252	0,259	11,256	12,050
0,713	0,548	0,884	0,858	0,733	0,735	0,299	0,259	16,258	13,135
0,669	0,512	0,873	0,856	0,782	0,702	0,317	0,266	14,979	12,875
0,536	0,477	0,887	0,842	0,724	0,722	0,275	0,250	16,853	11,889
0,557	0,632	0,843	0,799	0,727	0,710	0,266	0,261	11,932	8,974
0,643	0,691	0,845	0,742	0,715	0,678	0,266	0,245	12,045	6,796
0,725	0,541	0,874	0,846	0,736	0,744	0,297	0,274	14,932	12,015
0,587	0,431	0,828	0,890	0,706	0,714	0,268	0,279	10,665	18,028
0,605	0,587	0,876	0,852	0,726	0,728	0,257	0,254	15,296	12,802
0,440	0,645	0,844	0,768	0,700	0,686	0,240	0,232	12,381	7,663
0,721	0,655	0,843	0,762	0,734	0,681	0,304	0,264	11,807	7,396

0,610	0,630	0,868	0,780	0,756	0,680	0,301	0,227	14,257	8,083
0,598	0,644	0,835	0,734	0,709	0,673	0,243	0,232	11,179	6,549
0,711	0,713	0,870	0,797	0,744	0,658	0,299	0,226	14,567	8,880
0,556	0,680	0,872	0,820	0,745	0,665	0,288	0,240	14,698	10,165
0,700	0,612	0,874	0,785	0,769	0,665	0,320	0,228	14,887	8,373
0,712	0,622	0,861	0,788	0,718	0,652	0,281	0,238	13,361	8,446
0,537	0,593	0,828	0,858	0,697	0,723	0,233	0,280	10,714	13,222
0,519	0,609	0,853	0,844	0,730	0,709	0,249	0,250	12,660	11,885

APÊNDICE 9 – VALORES DE IVS DAS ÁREAS AMOSTRAIS NO TEMPO – T1 E T2

ANE_ EVI(t1)	ANE_ EVI(t2)	AE_ EVI(t1)	AE_ EVI(t2)	ANE_ NDVI(t1)	ANE_ NDVI(t2)	AE_ NDVI(t1)	AE_ NDVI(t2)	ANE_ NDWI7 (t1)	ANE_ NDWI7 (t2)	AE_ NDWI7 (t1)	AE_ NDWI7 (t2)	ANE_ NDWI 5 (t1)	ANE_ NDWI 5 (t2)	AE_ NDWI 5 (t1)	AE_ NDWI5 (t2)	ANE_ SR (t1)	ANE_ SR (t2)	AE_ SR (t1)	AE_ SR (t2)
0,729	0,656	0,695	0,685	0,851	0,873	0,852	0,875	0,772	0,678	0,734	0,698	0,393	0,328	0,401	0,259	12,502	14,878	12,591	15,030
0,682	0,606	0,666	0,627	0,826	0,849	0,862	0,828	0,725	0,678	0,689	0,688	0,378	0,285	0,383	0,244	10,542	12,473	13,494	11,023
0,757	0,681	0,690	0,474	0,865	0,883	0,848	0,862	0,780	0,714	0,739	0,677	0,419	0,322	0,379	0,277	13,833	16,655	12,269	13,570
0,751	0,706	0,637	0,625	0,849	0,885	0,847	0,873	0,747	0,703	0,732	0,683	0,411	0,293	0,395	0,294	12,269	16,515	12,084	15,033
0,650	0,640	0,637	0,565	0,834	0,875	0,843	0,867	0,738	0,666	0,743	0,696	0,365	0,281	0,393	0,244	11,056	15,103	11,786	14,335
0,695	0,590	0,643	0,627	0,822	0,868	0,851	0,801	0,762	0,687	0,709	0,683	0,389	0,312	0,381	0,251	10,249	14,258	12,429	9,103
0,757	0,589	0,647	0,525	0,839	0,911	0,844	0,833	0,750	0,700	0,705	0,672	0,405	0,302	0,381	0,241	11,524	23,204	11,873	10,946
0,661	0,656	0,655	0,548	0,781	0,818	0,840	0,858	0,669	0,610	0,735	0,663	0,326	0,214	0,353	0,259	8,261	9,974	11,555	13,135
0,676	0,688	0,674	0,512	0,822	0,877	0,846	0,856	0,743	0,691	0,702	0,661	0,385	0,279	0,346	0,266	10,266	15,313	12,043	12,875
0,733	0,614	0,582	0,632	0,834	0,844	0,850	0,799	0,708	0,715	0,710	0,684	0,420	0,278	0,374	0,261	11,026	11,903	12,465	8,974
0,693	0,630	0,650	0,691	0,823	0,877	0,844	0,742	0,738	0,680	0,678	0,692	0,388	0,306	0,388	0,245	10,294	15,433	11,844	6,796
0,643	0,490	0,672	0,541	0,829	0,834	0,859	0,846	0,712	0,681	0,744	0,690	0,378	0,252	0,396	0,274	10,725	11,256	13,233	12,015
0,680	0,713	0,622	0,587	0,843	0,884	0,813	0,852	0,733	0,681	0,728	0,674	0,403	0,299	0,372	0,254	11,766	16,258	9,704	12,802
0,745	0,669	0,616	0,645	0,851	0,873	0,843	0,768	0,782	0,697	0,686	0,663	0,415	0,317	0,367	0,232	12,527	14,979	11,750	7,663
0,678	0,536	0,636	0,655	0,864	0,887	0,852	0,762	0,724	0,697	0,681	0,679	0,390	0,275	0,383	0,264	13,776	16,853	12,605	7,396
0,734	0,719	0,647	0,630	0,835	0,842	0,861	0,780	0,740	0,706	0,680	0,663	0,420	0,311	0,379	0,227	11,165	11,694	13,450	8,083
0,655	0,643	0,629	0,644	0,823	0,845	0,845	0,734	0,715	0,681	0,673	0,680	0,384	0,266	0,378	0,232	10,294	12,045	11,904	6,549
0,706	0,725	0,684	0,713	0,840	0,874	0,854	0,797	0,736	0,692	0,658	0,676	0,398	0,297	0,380	0,226	11,527	14,932	12,708	8,880
0,685	0,587	0,668	0,680	0,846	0,828	0,859	0,820	0,706	0,696	0,665	0,679	0,407	0,268	0,390	0,240	12,032	10,665	13,169	10,165
0,704	0,635	0,632	0,612	0,835	0,824	0,834	0,785	0,718	0,703	0,665	0,670	0,411	0,274	0,374	0,228	11,160	10,426	11,107	8,373
0,715	0,660	0,701	0,622	0,842	0,847	0,871	0,788	0,721	0,701	0,652	0,695	0,408	0,272	0,391	0,238	11,679	12,127	14,640	8,446
0,558	0,579	0,669	0,593	0,827	0,641	0,836	0,858	0,603	0,706	0,723	0,684	0,385	0,187	0,392	0,280	10,559	4,582	11,259	13,222
0,601	0,597	0,657	0,635	0,845	0,696	0,833	0,833	0,632	0,671	0,683	0,692	0,366	0,214	0,382	0,242	11,929	5,596	11,082	10,995
0,671	0,598	0,576	0,575	0,834	0,835	0,836	0,642	0,709	0,686	0,619	0,680	0,394	0,243	0,380	0,194	11,070	11,179	11,190	4,616
0,759	0,711	0,682	0,552	0,852	0,870	0,846	0,582	0,744	0,722	0,561	0,678	0,427	0,299	0,382	0,187	12,595	14,567	11,965	3,793
0,649	0,749	0,622	0,503	0,859	0,726	0,831	0,612	0,638	0,686	0,583	0,679	0,385	0,214	0,381	0,193	13,238	6,331	10,874	4,162
0,560	0,695	0,616	0,531	0,830	0,661	0,823	0,639	0,573	0,625	0,590	0,668	0,332	0,170	0,379	0,194	11,028	4,943	10,329	4,544
0,608	0,748	0,614	0,664	0,851	0,663	0,845	0,661	0,579	0,651	0,601	0,676	0,328	0,200	0,364	0,200	12,513	5,026	11,948	5,046
0,690	0,537	0,640	0,520	0,853	0,828	0,859	0,615	0,697	0,684	0,586	0,685	0,372	0,233	0,375	0,200	12,641	10,714	13,309	4,191
0,753	0,718	0,668	0,666	0,836	0,833	0,854	0,789	0,716	0,701	0,650	0,695	0,414	0,271	0,411	0,230	11,218	11,004	12,753	8,496